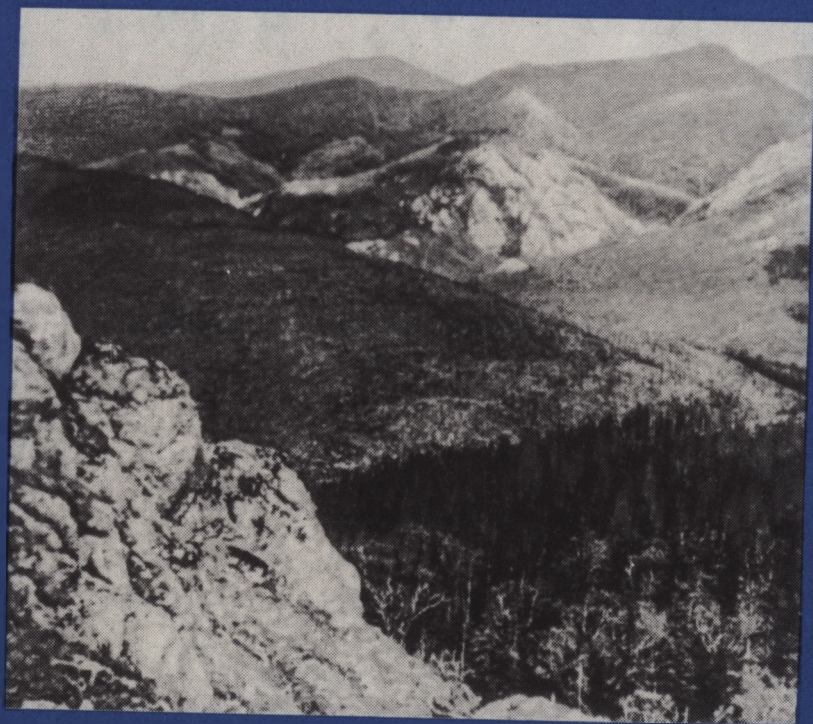




А.В.Рихтер

СТРУКТУРА
И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ
РАЗВИТИЕ САХАЛИНА
В МЕЗОЗОЕ



•НАУКА•

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А.В. РИХТЕР

СТРУКТУРА
И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ
РАЗВИТИЕ САХАЛИНА
В МЕЗОЗОЕ

Труды, вып. 411



МОСКВА "НАУКА"

1986

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
A.V. Rikhter
**STRUCTURE
AND TECTONICAL
DEVELOPMENT OF THE SAKHALIN
IN THE MESOZOIC**

Transactions, vol. 411

Рикхтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. — М.: Наука, 1986. — 93 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 411).

Работа посвящена вопросам стратиграфии, структуры и тектонического развития о-ва Сахалин в мезозое. Особое внимание уделено метаморфическим толщам. На Сахалине выделены комплексы отложений, характеризующих бассейн Палео-Тихого океана, на месте которого в альбе—сеномане образовался ряд структур переходной от континента к океану зоны. Обосновывается широкое распространение чешуйчатых надвигов позднемелового-раннепалеоценового возраста. Их формирование было обусловлено тектоническими перемещениями масс вдоль глубинных надвигов, выходы которых к поверхности запечатлены в зонах зеленосланцевого динамометаморфизма докайнозойских образований Сахалина.

Табл. 2. Ил. 23. Библиогр. 150 назв.

Редакционная коллегия:
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев* (главный редактор),
А.И. Книппер, В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова

Ответственный редактор
академик *Ю.М. Пушаровский*

Editorial Board:
Corresponding Member of Academy
of Sciences of the USSR *P.P. Timofeev* (Editor-in-Chief), *A.I. Knipper,*
V.A. Krashennnikov, V.G. Gerbova

Responsible editor:
Academician *Yu. M. Pushcharovsky*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одной из актуальных и интересных задач современной геотектоники является изучение зон сочленения континентов с океанами, в пределах которых происходят сложные геодинамические процессы, обусловленные взаимодействием этих крупнейших структур земной коры. Особый интерес представляют процессы, происходящие в области активных континентальных окраин восточно-азиатского типа. Остров Сахалин, в частности, привлекает внимание исследователей именно своим положением в современной зоне перехода между Азиатским материком и Тихим океаном и древностью слагающих его пород. Исходя из давно выявленной общей тенденции к миграции геосинклинальных структур в сторону Тихого океана, на Сахалине естественно искать остатки более древних переходных зон и собственно океанических структур, реконструкция тектонической эволюции которых дает возможность выяснить характер геодинамических процессов и направленность развития земной коры в этом регионе. Такой подход к анализу тектоники Сахалина имеет в своей основе разработанную в Геологическом институте АН СССР концепцию стадийного развития земной коры, преобразования океанической коры в континентальную в ходе геосинклинального процесса [Пейве и др., 1976]. В связи с этим в первую очередь необходимо было обратиться к метаморфическому комплексу о-ва Сахалин, который большинством исследователей рассматривался как фундамент Хоккайдо-Сахалинской мезозойско-кайнозойской геосинклинали. Однако геологическая изученность метаморфического комплекса была очень слабой и, в частности, такие существенные вопросы, как его структурное положение, состав, возраст и внутреннее строение, не были выяснены. Поэтому в данной работе этим моментам уделяется особое внимание. Главная научная задача, стоявшая перед автором, состояла именно в расшифровке ранних этапов геологического развития Сахалина как ключевого района для палеотектонического анализа приокеанической зоны на востоке СССР.

Материал, положенный в основу работы, был собран автором при полевых исследованиях в различных районах о-ва Сахалин в период с 1979 по 1983 г. Обобщение многочисленных литературных данных и материалов геологических съемок по районам, в которых автору не удалось побывать, позволило в совокупности с оригинальным материалом воссоздать общую картину геологического строения и тектонической истории острова. В ходе работ была собрана большая коллекция образцов, выделение органических остатков из которых методом химического репарирования позволило палеонтологически обосновать наличие на Сахалине триасовых и ниже-среднеюрских отложений, ранее здесь не известных, выделить вулканогенно-яшмовый комплекс, отвечающий океанической стадии развития коры, и определить возрастной интервал его накопления (триас—ранний мел). Уточнение возраста различных серий и свит дало возможность выявить новые типы верхнемеловых разрезов, отвечающих различным позднемеловым структурным зонам. С тектонической точки зрения наиболее важными результатами работы являются определение возраста, строения и структурного положения метаморфических комплексов острова, обоснование

широкого распространения на Сахалине мезозойских чешуйчато-надвиговых структур и выделение комплекса океанических осадков, который позволяет с уверенностью говорить о существовании акватории Тихого океана по крайней мере начиная с триаса.

В целом все полученные данные нашли свое отражение на новой тектонической схеме о-ва Сахалин, которая, как представляется, послужит основой для конкретных прогнозных построений в отношении полезных ископаемых.

Работа выполнена в лаборатории тектоники приокеанических зон Геологического института АН СССР под руководством академика Ю.М. Пушаровского. В ходе исследований автор получил ценные советы и рекомендации от Н.Ю. Брагина, Д.И. Витухина, А.О. Мазаровича, Е.Н. Меланхолиной, А.С. Перфильева, Ю.Н. Разницина, Р.М. Юрковой, а также от сахалинских коллег: В.С. Рождественского, А.Н. Речкина и В.К. Гаврилова. Большую практическую помощь оказали стратиграфы и палеонтологи, взявшие на себя труд по определению органических остатков: Н.Ю. Брагин и В.С. Вишневская (радиолярии), М.В. Пятакова и Н.Ю. Брагин (конодонты), Д.М. Раузер-Черноусова, Е.В. Королук и И.К. Королук (палеозойские фораминиферы и другие органические остатки).

Свою глубокую признательность автор выражает научному руководителю Ю.М. Пушаровскому за консультации, замечаний и постоянное внимание к работе.

Пользуясь случаем, автор благодарит своего бессменного коллектора и помощника П.М. Гурвича, а также всех остальных членов отряда, способствовавших своей работой проведению исследований.

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ САХАЛИНА И МЕСТЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В СТРУКТУРЕ ОСТРОВА

Первые сведения по стратиграфии и структуре центральных и восточных районов Сахалина были получены в конце прошлого века после маршрутных пересечений Восточно-Сахалинских гор И.А. Лопатиным и в начале нынешнего века благодаря работам К.Джимбо [Геология СССР, 1970], а затем Н.Н. Тихоновича и П.И. Полевого [1915]. Метаморфические образования острова рассматривались этими исследователями как наиболее древние и помещались в основание разреза. Выше разрез надстраивался толщей вулканогенно-кремнисто-терригенных пород с линзами известняков и толщей терригенных пород с прослоями яшм, известняков и туфов. Позднее И.Б. Плешаков [1956] дал этим толщам собственные названия, выделив соответственно вальзинскую, набильскую и рымникскую серии. Возраст нижней толщи (вальзинской серии) фаунистически обоснован не был и на основании литологического сходства отложений с породами Внутренней зоны Юго-Западной Японии считался палеозойским. Такой же возраст принимался и для средней толщи (набильской серии) вплоть до начала 60-х годов. Лишь после работ Ю.М. Ковтуновича и В.С. Рождественского, обнаруживших обломки иноцерамов и похожих на мезозойские остатки фораминифер и радиолярий [Геология СССР, 1970], а также находок В.О. Савицким [1960] остатков шестилучевых кораллов в известняках возраст свиты стали считать юрско-раннемеловым. Третья толща (рымникская серия), распространенная в восточной части Восточно-Сахалинских гор, была охарактеризована меловой фауной аммонитов и пателл после работ И.А. Лопатина, и в дальнейшем новые находки аммонитов, иноцерамов и радиолярий позволили обосновать позднемеловой возраст большей части серии [Геология СССР, 1970].

В результате геолого-съёмочных и тематических работ, проводившихся с 50-х годов, рассмотренная стратиграфическая схема была детализирована, серии расчленены на свиты, уточнены положение и возраст отдельных пачек. В обобщенном виде накопленный материал по геологическому строению Сахалина нашел свое отражение в решениях Межведомственного стратиграфического совещания в г. Охе и в XXXIII томе Геологии СССР [1970]. В настоящее время большинством исследователей принята следующая схема строения палеозойских и мезозойских отложений острова. Вальзинская серия, залегающая в основании разреза, расчленяется на лангерийскую, представленную филлитами и черными плйчатými сланцами, и дербывскую, сложенную зелеными сланцами и зеленокаменными породами с редкими прослоями кварцитов и филлитов, свиты. Возраст серии условно принят как ранне-среднепалеозойский или палеозойско-мезозойский. Мощность метаморфических пород Восточно-Сахалинских гор оценивается различными исследователями в 2500—5000 м. Стратиграфически выше помещаются толщи смешанного вулканогенно-кремнисто-терригенного состава с телами известняков, в которых была обнаружена палеозойская фауна (житницкая свита [Геология СССР, 1970] и далдаганская серия [Смехов, 1953]). Мощность их оценивается соответственно в 600—800 и 3000 м. Юрско-нижнемеловые отложения набильской серии расчленены на остринскую и хойскую свиты, сложенные соответственно вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями с

телями юрских известняков и терригенными песчано-глинистыми отложениями. Позднеюрский—раннемеловой возраст последних (хойская свита) принят условно. По литологическим особенностям, как отмечали почти все исследователи, эти отложения близки палеонтологически обоснованным верхнемеловым породам восточных районов Восточно-Сахалинских гор. Общая мощность отложений набильской серии составляет 3000—4500 м. Рымникская серия расчленена на богатинскую, раkitинскую и березовскую свиты. Богатинская свита представлена туфогенно-кремнисто-глинистыми отложениями, возраст ее фаунистически не установлен и предположительно считается сантон-раннекампанским [Геология СССР, 1970] или коньякским (?)—раннесантонским [Гранник, 1978]. Раkitинская свита представлена вулканогенно-кремнисто-глинистыми верхнемеловыми (сантонскими) образованиями, а березовская — терригенными отложениями (поздний сантон—даний [Гранник, 1978]). Общая мощность рымникской серии оценивается в 5000—6000 м.

На крайнем востоке Сахалина, на п-ове Терпения, отложения, синхронные верхней части рымникской серии (березовская свита), выделены в котиковскую серию позднесантонского—датского возраста [Гранник, 1978]. Они представлены туфо-терригенными и терригенными, часто ритмично-слоистыми отложениями с остатками углефицированной древесины и продуктами наземного и подводного трахиандезитового вулканизма.

На Южном Сахалине до конца 40-х годов работы проводились японскими геологами. В конце 40-х годов Я.Е. Пашенко выделил в разрезе метаморфических толщ три свиты: нижнюю — зеленых сланцев и зеленокаменных пород, среднюю — кварцитов, графитовых и хлоритовых сланцев и верхнюю — кварцитов и хлоритовых сланцев [Пашенко, 1958]. В 50-х годах Л.Б. Кривицкий, В.В. Гольц и другие установили обратную последовательность напластования в метаморфизованных отложениях Сусунайского хребта и сопоставили их с породами вальзинской серии. Они выделяли нижнюю толщу черных слюдистых и графитистых сланцев, среднюю — кварцитов, зеленых и слюдистых сланцев и верхнюю — зеленокаменных пород с линзами кристаллических известняков. Общая мощность отложений оценивалась в 4000 м. В 1959 г. на Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Охе метаморфические породы Сусунайского хребта было решено относить к вальзинской серии Восточно-Сахалинских гор и подразделять на три пакки: нижнюю — актинолит-пироксен-эпидотовых сланцев и мраморизованных известняков, среднюю — кварцитов, хлоритовых и слюдистых сланцев и верхнюю — слюдистых и графитистых сланцев общей мощностью около 4000 м.

С 60-х годов по предложению Д.Ф. Семенова метаморфические толщи Сусунайского хребта стали подразделять на лангерийскую и дербышевскую свиты по аналогии с Восточно-Сахалинскими горами. В лангерийскую свиту были объединены нижняя и средняя толщи, выделенные Л.Б. Кривицким. Возраст метаморфических пород условно принимался либо протерозойским, либо протерозойско-раннепалеозойским, либо ранне-среднепалеозойским [Геология СССР, 1970]. Мощности отложений оценивались от 2500 до 5500 м, а по ранним работам японских геологов — от 7000 до 8000 м.

Стратиграфически выше метаморфических образований помещались толщи смешанного вулканогенно-кремнисто-терригенного состава с линзами палеозойских известняков (островская свита верхнего палеозоя мощностью около 900 м) и аналогичного состава толщи, в которых были обнаружены мезозойские радиолярии (новиковская свита позднеюрского—раннемелового возраста мощностью около 3000 м). Последняя сопоставлялась с набильской серией. Венают мезозойский разрез Южного Сахалина терригенные толщи альб-позднемелового возраста, охарактеризованные фауной тригоний, иноцерамов и аммонитов.

Таким образом, после проведения среднемасштабных геолого-съемочных работ утвердилась предложенная в начале века схема строения Сахалина, в которой в основание разреза помещались метаморфические образования, условно относимые либо к докембрию, либо к палеозою. Основанием для такой интерпретации возраста служил в первую очередь "древний облик" пород, рассланцевание и метаморфизм в эпидот-амфиболитовой, глаукофансланцевой и зеленосланцевой фациях. Весь комплекс метаморфических пород, в который, помимо кварцитов, зеленых и черных сланцев, включались также амфиболиты, эклогиты, эклогитоподобные породы и метагипербазиты, объединялся в вальзинскую серию. Выше метаморфических образований помещались вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи с телами известняков. В зависимости от содержащейся в известняках фауны эти толщи датировались либо поздним палеозоем (житницкая, островская свиты, частично далдаганская серия), либо поздней юрой—ранним мелом (набильская серия и новиковская свита). В последних, помимо находок позднеюрских кораллов в известняках, в окружающих отложениях были обнаружены остатки мезозойских организмов. Выше верхнеюрских—нижнемеловых отложений располагались толщи аналогичного, т.е. вулканогенно-кремнисто-терригенного, состава (на Южном Сахалине — терригенного), но с находками позднемеловой фауны (рымникская серия).

Стратиграфические соотношения между названными сериями оставались невыясненными. В плане границы между отложениями той или иной серии проводились по разломам.

Наряду с рассмотренными мезозойскими отложениями на западе острова в Западно-Сахалинских горах распространены мощные терригенные толщи, накапливавшиеся непрерывно с альба по миоцен включительно. Верхнемеловая часть разреза этих отложений существенно отличается от одновозрастных им отложений Восточно-Сахалинских гор (рымникская серия). Среди них отсутствуют вулканогенно-кремнистые пачки, встречаются прослой углей, конгломератов, туфов кислого и среднего составов. Мощность верхнемеловых отложений составляет 5000—6000 м.

Такова, вкратце, основная стратиграфическая схема строения палеозойских и мезозойских отложений острова (рис. 1), которая отражена на изданной в 1970 г. Геологической карте [Геология СССР, 1970].

В соответствии с изложенной схемой, в структурном отношении Сахалин рассматривался как единый антиклинорий [Тетяев, 1938] или мегантиклинорий (Западно-Сахалинского и Восточно-Сахалинского) и разделяющего их Центральное-Сахалинское синклинория [Алексейчик, 1954; Геология СССР, 1970], или как система кулисообразно расположенных антиклинориев северо-западного простирания (Сусунайско-Анивского, Восточно-Сахалинского и Шмидтовского) и сопряженных синклинориев (Чеховско-Холмского, Углегорско-Красногорского и Северо-Сахалинского), образующих меридионально вытянутый единый Сахалинский мегантиклинорий [Мельников, 1962, 1968]. В осевых частях антиклинориев помещались метаморфические образования вальзинской серии, палеозойско-мезозойские и верхнеюрские—нижнемеловые отложения, крылья слогались меловыми и кайнозойскими породами. Обзор и критика таких представлений даны в работе Ю.М. Пушаровского [1964]. Основными аргументами против антиклинорной трактовки структуры Сахалина являются отсутствие изменений фаций и мощностей при приближении к своду антиклинория и собственно антиклинальной формы строения Сахалинского антиклинория или мегантиклинория.

Для Сахалина существует в общей сложности более десятка вариантов тектонических схем, часть которых опубликована [Смехов, 1953; Алексейчик, 1954; Милашин, 1960; Лившиц, 1963; Алексейчик и др., 1963, 1967; Мельников, 1962, 1968; Зытнер и др., 1964; Пушаровский, 1964; Русаков и др., 1967;

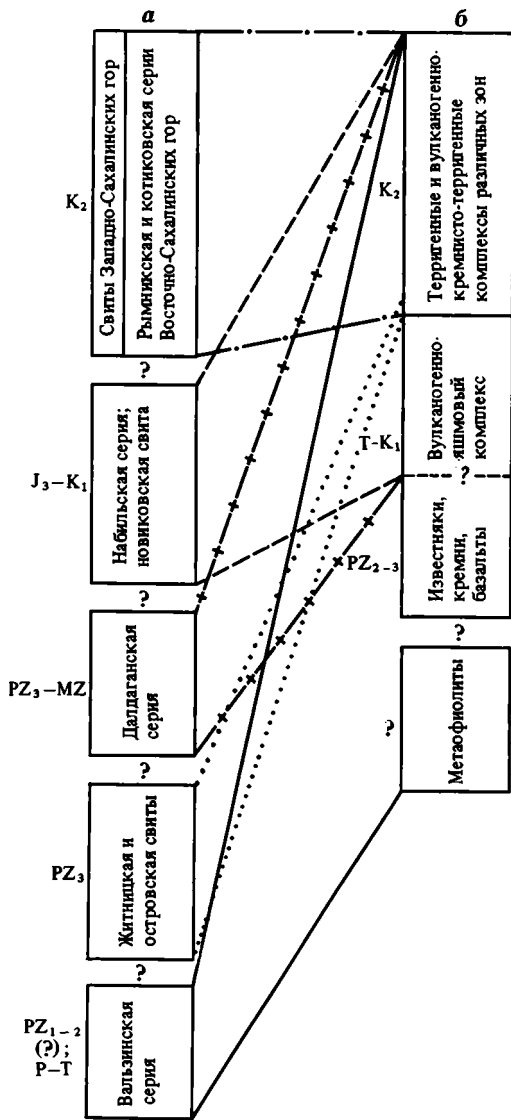


Рис. 1. Схема сопоставления стратиграфических подразделений о-ва Сахалин

а — общепринятая [Геология СССР, 1970], б — авторский вариант

Рождественский, 1966, 1982; Семенов, 1972; и др.]. В основе их лежит представление о древности метаморфических образований. Некоторые авторы даже рассматривали выходы метаморфических пород как выступы фундамента Восточно-Азиатской эпибайкальской платформенной структуры [Рудич, 1962; Смирнов, 1964] или как срединные массивы палеозойского возраста [Лившиц, 1963].

Наряду с изложенными традиционными взглядами на структуру острова существовало мнение о складчато-надвиговом или чешуйчато-надвиговом строении Сахалина. Впервые эту мысль высказали И.Б. Плешаков [1956], П.М. Бальзаминов [Геология СССР, 1970] и Е.М. Смехов [1953]. В последние полтора десятилетия сахалинскими геологами В.С. Рождественским и А.Н. Речкиным [1975] была показана чешуйчато-надвиговая структура Восточного хребта п-ова Шмидта, Набильского хребта и некоторых других районов Восточно-Сахалинских гор [Гальцев-Безюк и др., 1974]. В.К. Гавриловым [Бродская и др., 1977, 1979], а также Д.Ф. Семеновым [1975] были описаны олистостромовые горизонты среди отложений новиковской свиты Тонино-Анивского полуострова, считавшейся верхнеюрской—нижнемеловой. В результате работ Ю.Н. Разницына [1982] на востоке Сахалина и п-ове Шмидта

были выделены офиолитовые аллохтоны и связанные с их становлением олистостромы в верхах рымникской серии (березовская свита). А.Е. Егоров в конце 60-х годов детализировал разрезы отложений вальзинской серии и обнаружил пермско-триасовую фауну в известняках Сусунайского хребта, что позволило ему предположить позднепалеозойский—раннемезозойский возраст для всех метаморфизованных отложений острова [Егоров, 1967, 1969; Егоров и др., 1969а]. В.С. Рождественский на основании изучения разломных зон Восточного Сахалина высказал предположение, что метаморфические породы образовались в результате перемещения по крупным надвигам и маркируют собой глубинный разлом между Западной и Восточной структурно-формационными зонами [Гальцев-Безюк и др., 1974].

Эти и некоторые другие факты позволили усомниться в правильности общепринятой интерпретации структуры острова и истории ее становления. Получили новые подтверждения представления геологов о чешуйчато-надвиговом характере

строения Сахалина, структура которого формировалась многоэтапно в течение всего мезозоя. Все чаще стали высказываться мнения, что метаморфические толщи могут являться возрастным аналогом верхнепалеозойских и мезозойских доверхнемеловых отложений острова [Гальцев-Безюк и др., 1974; Семенов, 1974; Бродская и др., 1979], вследствие чего возникли предположения, что метаморфические толщи образуют структуры ранней консолидации или ядра роста внутри мезозойско-кайнозойской геосинклинальной области и формировались параллельно с геосинклинальным осадконакоплением. В связи с изложенными выше данными о строении Сахалина наиболее важное значение приобрела проблема возраста, генезиса и структурного положения метаморфических толщ, их соотношения с неметаморфизованными отложениями. Естественно, что для решения всех этих вопросов было необходимо перепроверить прежнюю стратиграфическую схему, определить возрастные диапазоны серий и свит, выяснить их взаимоотношения в разрезе и на площади. Проведенные исследования позволили ответить на упомянутые вопросы и составить новую тектоническую схему центральных и южных районов острова, которая рассматривается в следующей главе.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА о-ва САХАЛИН

Уточнение возраста различных палеозойских и главным образом мезозойских отложений центральных и восточных районов о-ва Сахалин, подробное описание которых приводится в последующих главах, а также изучение структурных соотношений выделенных комплексов привело к новым представлениям о тектонике острова и мезозойской истории его структурных преобразований. Все это нашло отражение на схеме сопоставления общепринятого стратиграфического подразделения и предложенного автором (см. рис. 1) и на тектонической схеме (рис. 2). Ниже с целью облегчения чтения последующего текста работы дается краткая характеристика различных образований острова и выделенных на нем тектонических зон.

Наиболее древними породами Сахалина являются серпентинизированные гипербазиты и комплекс относительно глубокометаморфизованных пород, представленный различными амфиболитами (гранатовыми и эпидотовыми), роговообманковыми метасоматитами по пироксенитам и амфиболовыми сланцами. В совокупности они составляют часть древней метаофиолитовой ассоциации. Петрографический анализ этих образований показал, что они претерпели неоднократный метаморфизм, сопровождавшийся структурной перестройкой пород. Наиболее молодыми образованиями этого комплекса являются амфиболовые (актинолитовые и глаукофановые) сланцы с прослоями кварцитов. Они претерпели два этапа метаморфизма — глаукофансланцевый в среднем мелу и зеленосланцевый в конце мела — палеоцене. Исходный их возраст остался неизвестен. Образованы они по вулканогенным и кремнистым породам. Более древние образования представлены различными амфиболитами, возникшими за счет метаморфизма габбро и эклогитов. Они подверглись, как минимум, трем этапам метаморфизма. После образования амфиболитов некоторая их часть была диафторирована с образованием кварц-мусковитовых кристаллических сланцев, частично они подверглись мезозойскому глаукофансланцевому метаморфизму и зеленосланцевому диафторезу.

В составе метаофиолитовой ассоциации возможно выделение меланократового фундамента условно досреднепалеозойского возраста (поскольку среди амфиболо-

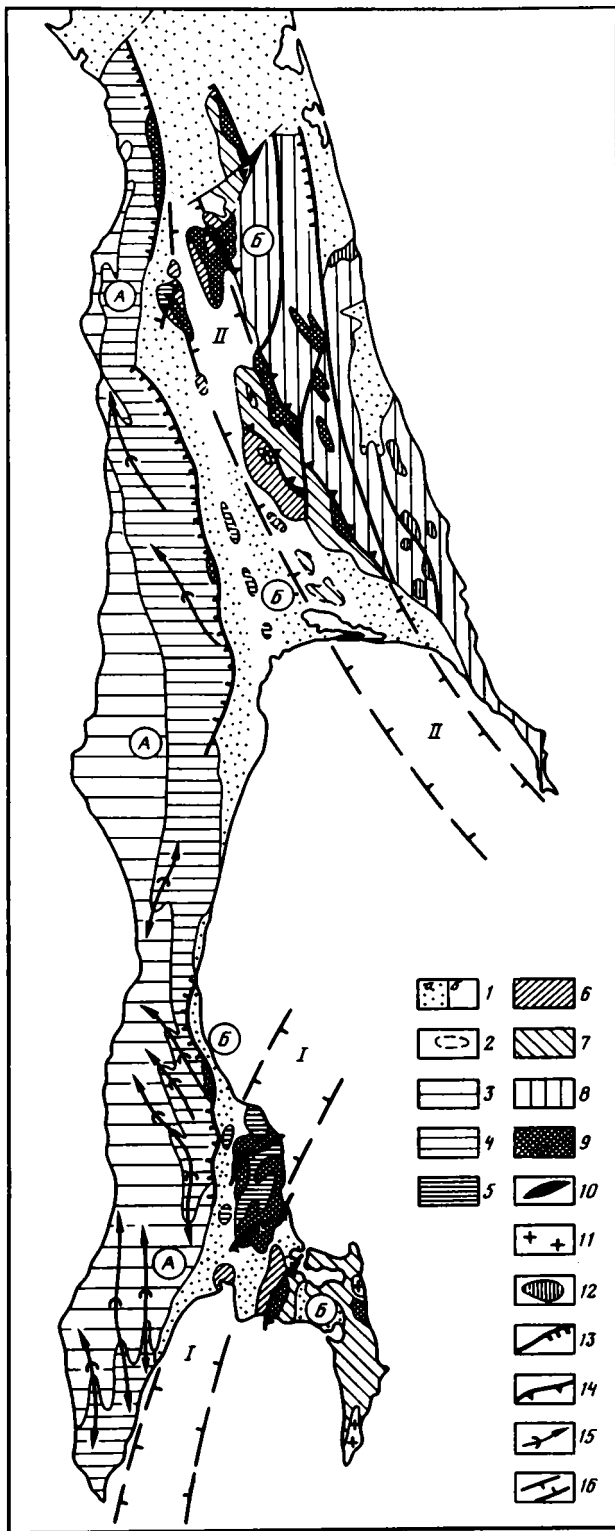


Рис. 2. Тектоническая схема о-ва Сахалин

1 — позднекайнозойские впадины: а — прогибы, б — относительные поднятия; 2 — контуры позднемиоценовых—раннепалеогеновых погребенных поднятий в пределах позднекайнозойских впадин [Шушаков, 1962; Андреев, 1975]; кайнозойские зоны (А — Западная, складчатого строения, Б — Восточная, блокового строения); 3 — палеоген-миоценовые отложения Западной зоны; позднемиоценовые зоны чешуйчато-надвигового складчатого строения; 4—5 — Западно-Сахалинская (4 — Западная подзона, 5 — Сусунайско-Армуданская подзона), 6 — Мерейско-Тымовская, 7 — Аниво-Гомонская, 8 — Восточно-Сахалинская; 9 — выходы триас-нижнемелового вулканогенно-яшмового комплекса в ядрах антиклиналей и вдоль зон разломов; 10 — выходы метафиолитового комплекса в зонах серпентинитового меланжа; 11 — кайнозойские гранитоиды; 12 — останцы поздневерхнемеловых офиолитовых аллохтонов; 13 — сдвиги, взбросо-надвиги и сбросы плиоцен-четвертичного возраста; 14 — основные надвиги поздне-верхнемелового—раннепалеогенового возраста; 15 — оси антиклиналей; 16 — зоны поздне-верхнемелового—раннепалеогенового динамометаморфизма зеленосланцевой фации: I — Камуикотан-Сусунайская, II — Лангерийская

вых сланцев присутствуют деформированные обломки амфиболитов) и вулканогенно-осадочных отложений, преобразованных в амфиболовые сланцы и кварциты. В современной структуре острова метафиолиты встречаются в виде тектонических включений в составе серпентинитовых меланжей, в редких случаях слагают маломощные тектонические пластины. Пространственно метафиолиты приурочены к выходам метаморфических пород зеленосланцевой фации в центральных районах о-ва Сахалин и объединены В.С. Рождественским и А.Н. Речкиным [1982] в Центрально-Сахалинский офиолитовый (метаофиолитовый) пояс.

Палеозойские образования, возраст которых обоснован палеонтологически, представлены преимущественно карбонатными породами. Наиболее древние из них относятся к силуру. Лучше всего изучены верхнепермские образования,

представленные известняками, терригенно-карбонатными отложениями, базальтами и серыми полосчатыми кремнями. Залегают они, как и все остальные средне-верхнепалеозойские породы, в виде бескорневых глыб среди альб-сеноманских отложений. Разрезы палеозойских пород на Сахалине в настоящее время не обнаружены.

Проведенное в процессе работ массовое опробование пород на микрофауну позволило установить, что вулканогенно-кремнистые образования острова, распространенные как в составе метаморфического комплекса (зеленосланцевой фашии), так и в составе неметаморфизованных отложений, имеют триас-раннемеловой возраст, а терригенные и вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи, независимо от степени их метаморфических преобразований — позднемеловой. В современной структуре Сахалина триас—нижнемеловые вулканогенно-кремнистые образования слагают отдельные выходы среди верхнемеловых отложений, залегая в ядрах антиклинальных складок или образуя тектонические клинья часто значительных размеров, выведенные к поверхности вдоль зон разломов. Породы триаса—нижнего мела, выделенные в вулканогенно-яшмовый комплекс, представлены базальтами, спилитами, продуктами их разрушения, яшмами, радиоляритами, реже известняками. В палеогеографическом плане они характеризуют собой раннемезозойский открытый океанический бассейн (океаническая стадия развития коры). Разрозненность выходов пород комплекса не позволяет в настоящее время восстановить детали структуры океанического бассейна и выделить соответствующие палеотектонические зоны. Подвергнувшись после своего образования тектоническим перестройкам сначала на рубеже раннего и позднего мела, а затем в конце мела—начале палеоцена толщи вулканогенно-яшмового комплекса претерпели существенную тектоническую дезинтеграцию и значительные латеральные перемещения. Таким образом, в современной структуре даже по соседству расположенные выходы пород комплекса обычно имеют разные строение, состав и мощность разновозрастных образований.

Наилучшим образом к настоящему времени сохранились структуры, отвечающие позднемеловой зоне перехода от континента к океану (начало переходной и собственно переходной стадии развития коры).

Существование на Сахалине позднемеловой тектонической зональности, о чем уже говорилось в предыдущей главе, отмечали многие исследователи. Большинство авторов подчеркивало разный характер развития Западной (миогеосинклинальной) и Восточной (эвгеосинклинальной) зон в позднем мелу. Однако в прежних схемах Восточная зона ограничивалась лишь выходами отложений рымникской серии. Такая интерпретация структуры соответствовала существовавшим представлениям о стратиграфии мезозойских отложений острова. В рассматриваемой тектонической схеме Восточная зона (как ее понимали прежде) значительно расширена за счет включения в нее отложений набильской серии, ранее считавшейся верхнеюрской—нижнемеловой. В поле распространения отложений набильской серии устанавливаются два типа верхнемеловых разрезов, отражающих разные палеоструктурные зоны. Восточные и северо-восточные районы Восточно-Сахалинских гор характеризуются смешанным осадконакоплением и в формационном отношении близки отложениям рымникской серии. В юго-западных районах в основании разреза верхнемеловых отложений присутствует мощная толща хаотического строения (тектоно-гравитационных микститов) альб-сеноманского возраста, надстраиваемая терригенными отложениями (верхи остринской и хойской свит). Чисто эффузивно-яшмовые части разреза набильской серии (на основании палеонтологических данных) выведены из ее состава и отнесены к триас-нижнемеловому вулканогенно-яшмовому комплексу.

В результате детализации разрезов и уточнения возраста мезозойских отложений различных серий и свит Сахалина наметилась более дробная структурно-фашиальная зональность. Взяв за основу характер контакта верхнемеловых

отложений с породами вулканогенно-яшмового комплекса и проанализировав изменение фаций и мощностей верхнемеловых толщ, с запада на восток можно выделить следующие зоны: Западно-Сахалинскую (в которой различаются Западная и Сусунайско-Армуданская подзоны), Мерейско-Тымовскую, Аниво-Гомонскую и Восточно-Сахалинскую (с Пиленгско-Набильской, Рымникской и Терпеньевской подзонами).

В Западно-Сахалинскую зону включены верхнемеловые отложения Западно-Сахалинских гор (Западная подзона), основной части Сусунайского хребта и северо-западных отрогов Таулан-Армуданской гряды (Сусунайско-Армуданская подзона). Разрезы отложений этой зоны характеризуются отсутствием структурных и стратиграфических несогласий на контакте с образованиями вулканогенно-яшмового комплекса, большими мощностями и существенно терригенным составом. В Западной подзоне мощность верхнемеловых отложений составляет 5000—6000 м. В Сусунайско-Армуданской подзоне мощность их значительно меньше — 1000—2000 м, и помимо терригенных отложений в строении толщ участвуют также породы типа кремнистых ламинитов (chert-laminite [Yoshida, 1981]).

В современной структуре острова восточная граница Западной подзоны проходит по системе сдвигов и сопряженных с ними взбросо-надвигов [Рождественский, 1982], известных под названием Центрально-Сахалинского разлома [Занюков, 1971] или Тымь-Поронайского взбросо-надвига [Козырев, 1956], имеющего западное падение сместителя. Забегая вперед, следует сказать, что в кайнозой западные и восточные части Западно-Сахалинской зоны развивались по-разному. Западные ее районы характеризуются непрерывным осадконакоплением по неоген включительно, в то время как восточные подверглись складчатости, а на отдельных участках и метаморфизму в зеленосланцевой фации в конце мела—начале палеогена.

Мерейско-Тымовская зона охватывает южную часть Сусунайского хребта и район распространения меловых отложений в долинах рек Мерей и Комиссаровка на Южном Сахалине, а также основную часть Таулан-Армуданской гряды, Малотымовский, Хановский и Краснотымовский хребты в районах Центрального Сахалина. Верхнемеловые отложения этой зоны залегают структурно несогласно с конгломерато-брекчией в основании на дислоцированных толщах вулканогенно-яшмового комплекса и имеют сокращенные мощности (200—1000 м).

Аниво-Гомонская зона занимает основную часть Тонино-Анивского полуострова и западные районы Восточно-Сахалинских гор. В основании верхнемелового разреза этой зоны присутствует мощная толща хаотического строения (тектоногравитационных микститов), состоящая из обломков пород вулканогенно-яшмового комплекса и более древних образований. Верхние части разреза представлены алевритами и песчаниками. Общая мощность составляет 2000—3000 м.

Восточно-Сахалинская зона выделяется лишь в районах Центрального Сахалина и занимает основную часть Восточно-Сахалинских гор. Верхнемеловые толщи этой зоны согласно залегают на образованиях вулканогенно-яшмового комплекса и характеризуются смешанным вулканогенно-кремнисто-терригенным составом отложений. Мощность их составляет 2500—6000 м. В пределах зоны возможно выделение нескольких подзон, характеризующихся различными строением верхнемеловых толщ и составом эффузивных и пирокластических образований: Пиленгско-Набильской, Рымникской и Терпеньевской. В первом приближении эти подзоны соответствуют полям распространения пород набильской (там, где отсутствуют тектоно-гравитационные микститы в основании верхнемелового разреза), рымникской и котиковской серий соответственно. Пиленгско-Набильская подзона характеризуется преимущественно терригенным составом верхнемеловых отложений с редкими прослоями глинистых яшм, базальтов и известняков. В Рымникской подзоне распространены преимущественно

терригенными толщами, часто имеющими олистостромовый характер (березовская свита [Разницын, 1982]). В Терпеньевской подзоне в верхних частях разреза присутствуют мелководные терригенные породы с остатками углефицированной древесины, ассоциирующие с эффузивами и туфами трахиандезитового и трахидацитового составов.

Происшедшие в самом конце мела—начале палеогена тектонические движения привели к становлению офиолитовых аллохтонов на востоке острова (Восточно-Сахалинский офиолитовый пояс) и чешуйчато-надвиговой структуры центральных и восточных районов Сахалина. Тектоническое сближение и совмещение Мерейско-Тымовской, Аниво-Гомонской и Восточно-Сахалинской зон и формирование чешуйчато-надвиговой структуры были обусловлены тектоническими движениями вдоль зон глубинных надвигов, развивавшихся на границе коры и мантии и в нижних частях земной коры. В местах выхода к поверхности этих глубинных надвигов образовались две широкие (десятки километров) дугообразно выгнутые к западу зоны динамометаморфизованных в зеленосланцевой фации пород (Лангерийская и Сусунайская). В пределах этих зон метаморфизму подверглись мезозойские и более древние вулканогенные, кремнистые и терригенные образования различных структурно-фациальных зон, к этому времени уже тектонически совмещенных. К Лангерийской и Сусунайской зонам динамометаморфизма приурочены выходы частично диафторированных в зеленосланцевой фации пород метаофиолитового комплекса Сахалина. Строго говоря, Центральное-Сахалинское метаофиолитовое пояс, выделенный В.С. Рождественским и А.Н. Речкиным [1982], не является единой структурой, а входит в состав Лангерийской и Сусунайской зон динамометаморфизма соответственно северо-западного и северо-восточного простираний. Сусунайская зона, в свою очередь, является северным продолжением зоны Камуикотан на о-ве Хоккайдо и должна рассматриваться в составе Камуикотан-Сусунайской зоны.

Фактически все выходы докайнозойских отложений центральных и восточных районов Сахалина характеризуются чешуйчато-надвиговым строением. Кроме того, отложения, слагающие отдельные тектонические пластины и чешуи, в районах Центрального Сахалина смяты в складки северо-западного простирания, а на юге Сусунайского хребта и на Тонино-Анивском полуострове — северо-восточного и север-северо-восточного. Ориентировка складчатых структур, в целом, параллельна простираниям тектонических ограничений пластин, вдоль которых часто прослеживаются зоны серпентинитового меланжа, а складчатость наиболее интенсивна. Морфология и масштаб складок различны. Среди динамометаморфизованных в зеленосланцевой фации мезозойских толщ Сусунайского хребта и западных отрогов Восточно-Сахалинских гор широко распространены линейные изоклиналильные складки, опрокинутые до состояния лежащих, очень сложной морфологии, повсеместно развита мелкая плейчатость. Все эти пликативные структуры обусловлены массовым развитием в пределах этих районов наклонных тектонических срывов. В неметаморфизованных мезозойских отложениях складки более простые и широкие, изоклиналильные складки появляются только вблизи тектонических ограничений пластин, где также наблюдаются маломощные зоны динамометаморфизованных в зеленосланцевой фации пород.

В начале палеогена завершилось становление чешуйчато-надвиговой структуры центральных и восточных районов Сахалина, которые представляли собой складчатую область со сложным рельефом. Здесь в межгорных или принадвиговых (с тектонической точки зрения) впадинах в течение кайнозоя отлагались мелководные морские и субконтинентальные осадки, в то время как на западе продолжал существовать и развиваться терригенный морской прогиб. Последний прекратил свое существование в плиоцен-четвертичное время, превратившись в осложненную складками моноклиналильную структуру Западно-

отложений с породами вулканогенно-яшмового комплекса и проанализировав изменение фаций и мощностей верхнемеловых толщ, с запада на восток можно выделить следующие зоны: Западно-Сахалинскую (в которой различаются Западная и Сусунайско-Армуданская подзоны), Мерейско-Тымовскую, Аниво-Гомонскую и Восточно-Сахалинскую (с Пиленгско-Набильской, Рымникской и Терпеньевской подзонами).

В Западно-Сахалинскую зону включены верхнемеловые отложения Западно-Сахалинских гор (Западная подзона), основной части Сусунайского хребта и северо-западных отрогов Таулан-Армуданской гряды (Сусунайско-Армуданская подзона). Разрезы отложений этой зоны характеризуются отсутствием структурных и стратиграфических несогласий на контакте с образованиями вулканогенно-яшмового комплекса, большими мощностями и существенно терригенным составом. В Западной подзоне мощность верхнемеловых отложений составляет 5000—6000 м. В Сусунайско-Армуданской подзоне мощность их значительно меньше — 1000—2000 м, и помимо терригенных отложений в строении толщ участвуют также породы типа кремнистых ламинитов (chert-laminite [Yoshida, 1981]).

В современной структуре острова восточная граница Западной подзоны проходит по системе сдвигов и сопряженных с ними взбросо-надвигов [Рождественский, 1982], известных под названием Центрально-Сахалинского разлома [Занюков, 1971] или Тымь-Поронайского взбросо-надвига [Козырев, 1956], имеющего западное падение сместителя. Забегая вперед, следует сказать, что в кайнозой западные и восточные части Западно-Сахалинской зоны развивались по-разному. Западные ее районы характеризуются непрерывным осадконакоплением по неоген включительно, в то время как восточные подверглись складчатости, а на отдельных участках и метаморфизму в зеленосланцевой фации в конце мела—начале палеогена.

Мерейско-Тымовская зона охватывает южную часть Сусунайского хребта и район распространения меловых отложений в долинах рек Мерей и Комиссаровка на Южном Сахалине, а также основную часть Таулан-Армуданской гряды, Малотымовский, Хановский и Краснотымовский хребты в районах Центрального Сахалина. Верхнемеловые отложения этой зоны залегают структурно несогласно с конгломерато-брекчией в основании на дислоцированных толщах вулканогенно-яшмового комплекса и имеют сокращенные мощности (200—1000 м).

Аниво-Гомонская зона занимает основную часть Тонино-Анивского полуострова и западные районы Восточно-Сахалинских гор. В основании верхнемелового разреза этой зоны присутствует мощная толща хаотического строения (тектоногравитационных микститов), состоящая из обломков пород вулканогенно-яшмового комплекса и более древних образований. Верхние части разреза представлены алевролитами и песчаниками. Общая мощность составляет 2000—3000 м.

Восточно-Сахалинская зона выделяется лишь в районах Центрального Сахалина и занимает основную часть Восточно-Сахалинских гор. Верхнемеловые толщи этой зоны согласно залегают на образованиях вулканогенно-яшмового комплекса и характеризуются смешанным вулканогенно-кремнисто-терригенным составом отложений. Мощность их составляет 2500—6000 м. В пределах зоны возможно выделение нескольких подзон, характеризующихся различными строением верхнемеловых толщ и составом эффузивных и пирокластических образований: Пиленгско-Набильской, Рымникской и Терпеньевской. В первом приближении эти подзоны соответствуют полям распространения пород набильской (там, где отсутствуют тектоно-гравитационные микститы в основании верхнемелового разреза), рымникской и котиковской серий соответственно. Пиленгско-Набильская подзона характеризуется преимущественно терригенным составом верхнемеловых отложений с редкими прослоями глинистых яшм, базальтов и известняков. В Рымникской подзоне распространены преимущественно

туфотерригенные отложения с прослоями эффузивов и яшм, перекрывающиеся терригенными толщами, часто имеющими олистостромовый характер (березовская свита [Разницын, 1982]). В Терпеньевской подзоне в верхних частях разреза присутствуют мелководные терригенные породы с остатками углефицированной древесины, ассоциирующие с эффузивами и туфами трахиандезитового и трахидацитового составов.

Происшедшие в самом конце мела—начале палеогена тектонические движения привели к становлению офиолитовых аллохтонов на востоке острова (Восточно-Сахалинский офиолитовый пояс) и чешуйчато-надвиговой структуры центральных и восточных районов Сахалина. Тектоническое сближение и совмещение Мерейско-Тымовской, Аниво-Гомонской и Восточно-Сахалинской зон и формирование чешуйчато-надвиговой структуры были обусловлены тектоническими движениями вдоль зон глубинных надвигов, развивавшихся на границе коры и мантии и в нижних частях земной коры. В местах выхода к поверхности этих глубинных надвигов образовались две широкие (десятки километров) дугообразно выгнутые к западу зоны динамометаморфизованных в зеленосланцевой фации пород (Лангерийская и Сусунайская). В пределах этих зон метаморфизму подверглись мезозойские и более древние вулканогенные, кремнистые и терригенные образования различных структурно-фациальных зон, к этому времени уже тектонически совмещенных. К Лангерийской и Сусунайской зонам динамометаморфизма приурочены выходы частично диафорированных в зеленосланцевой фации пород метаофиолитового комплекса Сахалина. Строго говоря, Центральное-Сахалинское метаофиолитовое пояс, выделенный В.С. Рождественским и А.Н. Речкиным [1982], не является единой структурой, а входит в состав Лангерийской и Сусунайской зон динамометаморфизма соответственно северо-западного и северо-восточного простираний. Сусунайская зона, в свою очередь, является северным продолжением зоны Камуикотан на о-ве Хоккайдо и должна рассматриваться в составе Камуикотан-Сусунайской зоны.

Фактически все выходы докайнозойских отложений центральных и восточных районов Сахалина характеризуются чешуйчато-надвиговым строением. Кроме того, отложения, слагающие отдельные тектонические пластины и чешуи, в районах Центрального Сахалина смяты в складки северо-западного простирания, а на юге Сусунайского хребта и на Тонино-Анивском полуострове — северо-восточного и север-северо-восточного. Ориентировка складчатых структур, в целом, параллельна простираниям тектонических ограничений пластин, вдоль которых часто прослеживаются зоны серпентинитового меланжа, а складчатость наиболее интенсивна. Морфология и масштаб складок различны. Среди динамометаморфизованных в зеленосланцевой фации мезозойских толщ Сусунайского хребта и западных отрогов Восточно-Сахалинских гор широко распространены линейные изоклинальные складки, опрокинутые до состояния лежачих, очень сложной морфологии, повсеместно развита мелкая плейчатость. Все эти пликативные структуры обусловлены массовым развитием в пределах этих районов наклонных тектонических срывов. В нематаморфизованных мезозойских отложениях складки более простые и широкие, изоклинальные складки появляются только вблизи тектонических ограничений пластин, где также наблюдаются маломощные зоны динамометаморфизованных в зеленосланцевой фации пород.

В начале палеогена завершилось становление чешуйчато-надвиговой структуры центральных и восточных районов Сахалина, которые представляли собой складчатую область со сложным рельефом. Здесь в межгорных или принадвиговых (с тектонической точки зрения) впадинах в течение кайнозоя отлагались мелководные морские и субконтинентальные осадки, в то время как на западе продолжал существовать и развиваться терригенный морской прогиб. Последний прекратил свое существование в плиоцен-четвертичное время, превратившись в осложненную складками моноклинальную структуру Западно-

Сахалинских гор. Развитые здесь складки имеют северо-западное простирание, пологие падения крыльев и кулисообразно надстраивают друг друга, располагаясь под углом к общему субмеридиональному простиранию этой структуры. Последнее обстоятельство объясняется значительной сдвиговой составляющей Тымь-Поронайского или Центрально-Сахалинского разлома [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Рождественский, 1976]. Тектонические движения плиоцен-четвертичного времени в центральных и восточных районах Сахалина реализовались в системе правых сдвигов и сопряженных взбросо-надвигов и сбросов [Рождественский, 1975, 1982; Мельников, 1984], усложнивших чешуйчато-надвиговую структуру выходов докайнозойских пород и вызвавших дислокации, часто очень сложной морфологии, в кайнозойских отложениях межгорных и предгорных (Сусунайская и Тымь-Поронайская) впадин. Дизъюнктивные дислокации сдвигового, сбросового и взбросо-надвигового характера придали поднятиям, имеющим чешуйчато-надвиговое строение, и впадинам соответственно черты горстов и грабен. Таким образом, если говорить о современном структурном плане, то на Сахалине можно выделить Западную зону складчатого строения и Восточную зону блокового строения, разделенные плиоцен-четвертичными впадинами (Тымь-Поронайской и Сусунайской), наложенными и пространственно приуроченными к одноименным палеоцен-миоценовым структурам.

В заключение следует отметить, что помимо крупных субмеридиональных разломов плиоцен-четвертичного возраста и разломов северо-западного (районы Центрального Сахалина), субмеридионального и северо-восточного простираний (районы Южного Сахалина), возникших в конце мела—начале палеогена, на Сахалине существуют и поперечные разломы восток-северо-восточного и субширотного простираний [Салун, 1965; Гальцев-Безюк, Соловьев, 1965; Гальцев-Безюк, 1969; Жижин и др., 1974]. В современной структуре наилучшим образом проявлена система Южно-Шмидтовских и Тымовских разломов типа сбросо-сдвигов, отделяющих район Северного Сахалина с севера и с юга.

Поперечные разломы глубинного заложения предполагаются, по геофизическим данным, в районах Центрального Сахалина, залива Терпения и на юге острова. В частности, по профилю ГСЗ, проходящему вдоль западного борта Тымь-Поронайской впадины [Биккенина, Трескова, 1970; Гарнышев, 1973], выявляются тектонические нарушения, отделяющие блоки с различным строением на глубинах более 10 км. По гравиметрическим данным, предполагается субширотный разлом в районе перешейка Поясок—залив Терпения [Соловьев и др., 1974].

Время заложения систем поперечных разломов обычно считают кайнозойским. Однако существование поперечной зональности ощущается и в верхнемеловых отложениях, хотя выражена она значительно слабее, чем продольная. Например, северные разрезы Западно-Сахалинской зоны характеризуются более грубо-зернистыми мелководными фациями отложений по сравнению с южными. Такая же закономерность отмечается и вдоль Мерейско-Тымовской зоны. Влияние поперечных разломов на ход мезозойской седиментации требует дальнейшего изучения. Тем не менее имеющийся материал позволяет предполагать более древнее заложение зон поперечных разломов, подновленных в позднекайнозойское время.

Рассмотренная в настоящей главе тектоническая схема Сахалина, естественно, еще далека от совершенства, однако в отличие от всех предыдущих схем в ней отражены не только современные структурно-морфологические и структурно-фациальные элементы, но и основные мезозойские палеоструктуры (позднемеловая зональность, структурное положение метаофиолитов, пород вулканогенно-яшмового комплекса, зон динамометаморфизма и офиолитовых аллохтонов).

КОМПЛЕКСЫ ПОРОД ДОМЕЗОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ О-ВА САХАЛИН

В составе домезозойского основания о-ва Сахалина рассматриваются метагипербазиты, относительно высокометаморфизованные породы (амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций) и амфиболовые сланцы с прослоями кварцитов, составляющие в совокупности древнюю метафиолитовую ассоциацию, а также фаунистически охарактеризованные палеозойские образования. Первые три группы пород, возраст которых остался неизвестен, залегают обычно в виде тектонических глыб в серпентинитовых меланжах или слагают обособленные тектонические пластины. Палеозойские породы обнаружены лишь в виде бескорневых глыб среди альб-сеноманских отложений.

МЕТАОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Метагипербазиты слагают цемент меланжей и тектонические включения в нем и относятся к дунит-гарцбургитовой ассоциации. Цемент меланжей представлен серпентинитовыми, реже — тальцитовыми и серпентин-тальцитовыми сланцами.

Серпентинитовые сланцы имеют светлые зеленовато-серые и зеленовато-желтые цвета и состоят из антигорита, заместившего волокнистый хризолит, брусита и магнетита. Талькиты, тальцитовые сланцы, серпентин-магнезит-тальковые, серпентин-тремолит-тальковые и серпентин-хлорит-тальковые рассланцованные породы имеют светлые зеленоватые, розоватые и серые цвета. Из серпентинитовых минералов преимущественно развиты хризолит, реже встречается антигорит. На диаграмме *AFM* составы тальцитов и серпентин-тальковых пород попадают в поле метаперидотитов. Апогипербазитовый генезис талькосодежащих пород западных отрогов Восточно-Сахалинских гор доказан И.И. Гриценко по содержанию в них Cr и Ni .

Обращает на себя внимание наличие двух ассоциаций: антигорит-бруситовой и хризотил-магнезит-тальковой. А.Е. Егоров [Егоров и др., 1969б] предполагает, что значительное оталькование ультраосновных пород западных отрогов Восточно-Сахалинских гор обусловлено влиянием палеогеновых гранодиоритовых интрузий. Однако на западе Сусунайского хребта (реки Косиха и Колка) гранитоидные интрузии отсутствуют, а гипербазиты почти полностью оталькованы. На востоке же Тонино-Анивского полуострова, где известны гранодиоритовые интрузии, ультраосновные породы оталькованию не подверглись [Аверьянов и др., 1968]. По-видимому, оталькование пород обусловлено иными причинами. Известно, что процессы интенсивного оталькования связаны с содержанием CO_2 во флюидной фазе, и при значениях X_{CO_2} более 10 мол.% серпентин превращается в магнезит-тальковую минеральную ассоциацию [Винклер, 1979]. Серпентин-тремолит-тальковые и серпентин-магнезит-тальковые породы, по наблюдению автора, приурочены к контактам серпентинитов с содержащимися в них крупными глыбами или залегают вдоль определенных зон, по-видимому, отвечавших разрывным нарушениям.

Включения ультраосновных пород в меланжах представлены псевдоморфно-серпентинизированными гипербазитами, реже брекчией серпентинизированных гипербазитов и гигантско-зернистыми хризотил-магнезитовыми породами.

Серпентинизированные гипербазиты — светло-серые, слегка желтовато-зеленоватые среднезернистые породы, состоящие из оливина, псевдоморфно замещенного волокнистым серпентином, хромита и замещающего его магнетита. Брекчии состоят из обломков псевдоморфно-серпентинизированных гипербазитов и зерен хромита. Обломки имеют угловато-сглаженные, слегка вытянутые формы, раз-

мер их достигает 1,5—2 см. Цемент представлен серпентин-антофиллитовым агрегатом, вторично хлоритизированным и рассланцованным.

Серпентин (хризотил)-магнезитовые породы—темно-зеленые и светлые травяно-зеленые. состоят из крупных шестоватых и волокнистых кристаллов хризотила, а также магнезита и магнетита. Реликтовых структур в них не сохранилось.

Если рассмотренные типы пород являются в разной степени измененными представителями единой гипербазитовой ассоциации, то для нее можно наметить следующий ряд метаморфических и структурных преобразований: псевдоморфная серпентинизация гипербазитов, происходившая в спокойных, статичных условиях; брекчирование и протрузивное внедрение пород; образование серпентин-тремолитовых пород вблизи контактов с тектоническими включениями меланжей, частичное (в зонах с повышенным содержанием CO_2 во флюиде) оталькование серпентинитов или образование талька за счет тремолита и серпентина; частичное замещение пород хлоритом; наложенные дислокации и кливаж.

В составе серпентинитовых меланжей о-ва Сахалин присутствуют глыбы эклогитов, различных амфиболитов и роговообманковых метасоматитов по пироксенитам.

Эклогиты впервые были описаны Н.Л. Добрецовым и А.Е. Егоровым [1968] на северо-западе Сусунайского хребта (р. Сокол). Они слагают реликтовые участки среди гранатовых амфиболитов, которые в свою очередь диафторированы до альбитовых амфиболитов. Автору обнаружить эклогиты не удалось. По Н.Л. Добрецову [1974], они состоят из омфацита и зонального граната, ядерная часть которого содержит 20% пиропового компонента, а красная обогатена Mn. По распределению Fe и Mg между гранатом и пироксеном эти породы попадают в поле эклогитовых гранулитов и высокотемпературных эклогитов. Если судить по гранат-клинопироксеновым, амфибол-клинопироксеновым и гранат-амфиболовым геотермометрам и геобарометрам, эклогиты образовались при температуре 450—600°C и давлении 9—11 кбар [Добрецов, 1974]. С другой стороны, по компонентному составу граната и его железистости, равной примерно 70—80%, породы попадают в поле эклогитов глаукофансланцевых комплексов. Амфиболитизированные эклогиты переходят в гранатовые амфиболиты, состоящие из реликтового граната и новообразованных плагиоклаза (андезин), ориентированно расположенной зеленой роговой обманки и сфена. Амфиболиты имеют полосчатую текстуру, обусловленную обогащением пород плагиоклазом или роговой обманкой. Более поздние изменения пород выражены замещением роговой обманки натровыми амфиболами или актинолитом, развитием по плагиоклазам альбита и эпидот-цоизитового агрегата. В отдельных глыбах гранатовых амфиболитов наблюдается перекристаллизация их в гранат-роговообманково-альбит-мусковит-кварцевые кристаллические сланцы, которая на первых этапах проявлена в образовании кварца и чешуек мусковита между зернами плагиоклаза и роговой обманки. Эти изменения пород предшествовали глаукофансланцевому метаморфизму и наиболее позднему зеленосланцевому диафторезу.

В составе серпентинитовых меланжей метаофиолитового пояса и в поясе Камуйкотан (о-в Хоккайдо) известны эпидотовые и эпидот-гранатовые амфиболиты. Японские геологи [Ishizuka, Imaizumi, 1980] считают, что эти породы претерпели две стадии метаморфизма. В первую были образованы гранат, глиноземистый эпидот, барруазитовая роговая обманка и магнезиальный хлорит, а во вторую — кроссит, лавсонит, арагонит, бедный глиноземом эпидот и обеденный магнием хлорит.

Последовательность структурных и минеральных преобразований по изученным в шлифах соотношениям минералов в рассмотренных выше породах представляется следующей: преобразование эклогитов под действием температуры

и ориентированного давления в различные амфиболиты; деформация амфиболитов и их частичная перекристаллизация с привнесом кремнезема в мусковит-кварцевые сланцы с реликтами граната и роговой обманки; катаклаз и рассланцевание с перекристаллизацией в актинолитовой субфации, а в локальных зонах — в глаукофансланцевой фации метаморфизма; деформации и диафорез в зеленосланцевой фации; наложенные катаклаз и рассланцевание. Соответственно в составе рассматриваемого комплекса присутствует целая гамма пород с различными наложенными минеральными ассоциациями.

В составе серпентинитовых меланжей Сахалина встречаются также клинопироксениты и роговообманковые метасоматиты по ним. Пироксениты сложены равномерно-, средне- и крупнозернистыми агрегатами диопсида. Структура пород панидиоморфнозернистая и сидеронитовая на участках обогащения магнетитом. Неизменные пироксениты встречаются крайне редко, а наиболее распространены роговообманковые метасоматиты по пироксенитам (горнблендиты биметасоматического генезиса с реликтами диопсида по Н.Л. Добрецову [1974]). Они сложены бледной желтовато-зеленой маложелезистой и малоглиноземистой роговой обманкой [Добрецов, 1974], которая псевдоморфно замещает клинопироксен с сохранением первичных структур. Среди вторично измененных апоклинопироксеновых роговообманковых метасоматитов можно выделить цоизитовые, мусковитовые и альбитовые. Перечисленные минералы развиваются между зернами роговой обманки. Последующие изменения пород можно наблюдать в деформированных и рассланцованных разностях, в которых происходит замещение роговой обманки на натровые и натрово-кальциевые амфиболы, развивающиеся по трещинкам и в краевых частях зерен роговой обманки. Более поздние изменения выражены рассланцеванием и хлоритизацией, широко проявленными в краевых частях глыб пироксенитов, роговообманковых метасоматитов и в их измененных разностях на контактах с серпентинитовыми сланцами цемента меланжей. Среди пироксенитов и роговообманковых метасоматитов выделяется еще одна группа вторично измененных пород — гранатовые пироксениты [Добрецов, 1974] или эклогитоподобные породы [Шашкина, 1969]. Они образованы вблизи кварцевых жил, сосредоточенных внутри отдельных глыб пироксенитов и метасоматитов. Гранатовые пироксениты состоят из диопсида, замещаемого марганцевистой и маложелезистой роговой обманкой, и марганцевистого граната, ядерная часть которого по содержанию окиси марганца (17%) сходна с крайними частями зональных гранатов из эклогитов и гранатовых амфиболитов [Добрецов, 1974]. В.П. Шашкина [1969] предполагала, что низкотемпературный гранат был образован вдоль тектонических зон, рассекавших пироксениты. Последующие изменения пород выражены в замещении роговой обманки натровым амфиболом и наложенным окварцеванием, рассланцеванием, кристаллизацией по трещинам стильпномелана, хлорита, кварца. Абсолютный возраст роговообманковых метасоматитов (горнблендитов) определен К-Аг методом по роговой обманке в 206 млн лет [Егоров, 1969]. Если анализ корректен, то процессы метасоматического замещения пироксенитов происходили в позднем триасе параллельно с накоплением в поверхностных условиях пород вулканогенно-яшмового комплекса океанического чехла.

Все рассмотренные группы пород в ходе тектонической истории подверглись дезинтеграции, глаукофансланцевому метаморфизму и зеленосланцевому диафорезу, сопровождавшимся интенсивными деформациями. Однако для строгого доказательства последовательности процессов метаморфизма помимо проведенного качественного петрографического изучения необходимы тонкие петрологические исследования по выделению сосуществующих минеральных ассоциаций, определению составов минералов, их возраста и условий образования.

Амфиболовые сланцы слагают как отдельные глыбы в составе серпентинитовых меланжей, так и обособленные тектонические пластины. В частности, на юге

Сусунайского хребта видимая мощность пластины амфиболовых сланцев (р. Знаменка) составляет около 100 м. Она полого погружается на юго-восток под вулканогенно-яшмовые образования раннего мезозоя. Верхние части разреза пластины представлены глаукофан-эпидот-альбит-хлоритовыми сланцами. Выше залегают амфибол-эпидот-альбит-цоизит-хлоритовые сланцы со сфеном, магнетитом и реликтовым плагиоклазом. Порода — средне-равномернозернистая, плагиоклаз перекристаллизован в альбит-цоизит-хлоритовый агрегат; амфибол, заместивший первичный пироксен, представлен натрий-кальциевыми синевато-зелеными разновидностями (по-видимому, кроссит, винчит). Выше залегают глаукофан-эпидот-сфен-хлорит-серицитовые сланцы, которые перекрываются актинолит-эпидот-кварц-альбитовыми сланцами с порфиrowыми выделениями реликтового измененного плагиоклаза и пироксена, замещенного актинолитом. Основная ткань породы сложена альбит-эпидот-хлоритовым агрегатом. Первичной породой для этих сланцев, по-видимому, являлись порфиrowые пироксен-плагиоклазовые базальты. Верхние части разреза пластины слагают амфибол (кальций-натровый)-хлорит-альбит-кварцевые сланцы по плагиобазальтам. Основная масса их сложена агрегатом эпидот-хлорита с тонкими выделениями амфибола, в котором расположены линзовидные будинированные реликты плагиоклаза, замещенного кварц-альбит-цоизитовым агрегатом. Все породы сложно деформированы, плейчатые, с наложенным более поздним кливажем. Первоначально, по-видимому, толща была сложена диабазами и базальтами с прослоями пирокластических отложений. Возраст сланцев неизвестен. Не исключено, что среди них помимо древних эффузивов могут присутствовать и метаморфизованные в глаукофан-сланцевой фации мезозойские образования.

Особый интерес представляет один из небольших блоков, залегающий в серпентинитовом меланже на р. Сокол (Сусунайский хребет). Он сложен амфиболовыми сланцами, частично диафорированными в хлоритовой субфации, с прослоями голубовато-серых кварцитов по первичным вулканогенным и кремнистым образованиям. Поскольку амфиболовые сланцы содержат растянутые и деформированные обломки (?) средне- и крупнозернистых амфиболитов, можно предположить, что последние представляют собой наиболее древние породы, видимо, слагавшие меланократовый фундамент палеоокеанического бассейна.

Если на о-ве Сахалин почти все рассмотренные выше породы встречаются в разрозненных небольших тектонических блоках среди серпентинитовых сланцев, то в поясе Камуикотан на о-ве Хоккайдо они представлены значительно полнее. В центральной части пояса (район Хороканаи) присутствует почти полный разрез офиолитовой ассоциации [Asahina, Komatsu, 1979]. Здесь выделены полосчатый метаперидотит-габбровый комплекс, метагаббро-амфиболитовый и амфиболовых сланцев. Структурная позиция метаофиолитов следующая. На метаморфических сланцах Камуикотан залегают серпентиниты и серпентинитовый меланж, включающий тектонические блоки полосчатого комплекса. Структурно выше залегают три тектонические пластины, нижняя из которых сложена метагаббро с полосчатым комплексом в основании, средняя — гнейсовидными амфиболитами, верхняя — амфиболовыми сланцами. Судя по реликтовому текстурам базальные серпентиниты образованы по полосчатому дунит-гарцбургитовому комплексу. Кумулятивная часть разреза состоит из ритмично-полосчатых дунитов, верлитов, клинопироксенитов, оливиновых и плагиоклазовых клинопироксенитов и оливиновых габбро с обогащением оливином в нижних, клинопироксеном — в средних и плагиоклазом — в верхних частях как всего комплекса в целом, так и отдельных ритмов. Плагиоклаз в габбро имеет вторичное происхождение и содержит многочисленные мелкие включения клинопироксена.

Гнейсовидные метагаббро наращивают разрез полосчатого комплекса. Они в различной степени метаморфизованы, вплоть до образования апогаббровых амфиболитов. Более поздние метаморфические изменения пород выражены заме-

щением роговой обманки на натровые амфиболы. Пространственно эти породы приурочены к зоне тектонического срыва между средней и верхней пластинами. Верхняя пластина сложена тонкозернистыми амфиболитами и амфиболовыми сланцами (актинолитовыми и актинолит-хлоритовыми). В массивных разностях тонкозернистых амфиболитов иногда сохраняются реликтовые структуры диабазов, а в некоторых актинолитовых сланцах — структуры базальтовых брекчий и лав.

Таким образом, для рассмотренных пород пояса Камуикотан, так же как и для метаморфических пород о-ва Сахалин, характерны полиметаморфические изменения. Наиболее ранние из них (не считая образования эклогитов и метагаббро) относятся к амфиболитовой фации, более поздние — к глаукофансланцевой или актинолитовой и самые поздние — к зеленосланцевой фации. Третий этап метаморфических изменений связан с прогрессивным зеленосланцевым метаморфизмом, которому подверглись мезозойские вулканогенно-кремнистые и терригенные образования островов Сахалина и Хоккайдо в конце мела—начале палеогена.

Данные определения абсолютного возраста (К-Аг методом) — немногочисленны. Известно только, что возраст роговой обманки в роговообманковых метасоматитах по пироксенитам определяли в 206 ± 30 млн лет, измененных эклогитов — 133, а амфиболовых сланцев (в том числе с глаукофаном, кросситом, винчитом, лавсонитом) — 178, 90, 96 и 90 млн лет [Егоров, 1969; Добрецов, 1974]. Основная же масса анализов, дающих интервал 77—55 млн лет, относится к динамометаморфизованным в зеленосланцевой фации мезозойским отложениям, истинный возраст которых (мезозойский) в настоящее время обоснован палеонтологически. Если попытаться сопоставить имеющиеся определения радиологического возраста с этапами тектонических перестроек Сахалина (см. гл. 6), то наиболее вероятно, что глаукофансланцевый метаморфизм связан со средне меловыми (90—96 млн лет), а зеленосланцевый — с поздне-верхнемеловыми—палеогеновыми (77—55 млн лет) тектоническими движениями. Что же касается амфиболитов и некоторых других пород, рассмотренных в этой главе, определения их возраста (206, 178, 133 млн лет), возможно, отражают суммарное влияние полиметаморфических изменений. Другой из возможных вариантов объяснения возраста метаморфизма рассмотрен в гл. 6.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Палеозойские породы представлены преимущественно известняками силурийского (?), девонского, каменноугольного (?) и пермского возраста. До недавнего времени отложения, содержащие палеозойские известняки, выделяли в самостоятельные свиты: островскую — на Тонино-Анивском полуострове, житницкую — в западных отрогах Восточно-Сахалинских гор и палевскую — в Таулан-Армуданской гряде. Однако среди геологов не было единого мнения о правомерности распространения возраста известняков на вмещающие их толщи. Сомнения возникали из-за отсутствия палеонтологических данных как для известняков, так и окружающих отложений в каждом конкретном случае. Проведенные совместно с Е.В. Королук работы по изучению известняковых тел, их соотношений с вмещающими толщами, определение возраста известняков и вмещающих отложений позволяют утверждать, что все известные в настоящее время палеозойские известняки Сахалина залегают в виде бескорневых глыб в альб-сеноманских глинисто-кремнистых и песчано-глинистых толщах. Достоверных, палеонтологически обоснованных разрезов палеозойских отложений на Сахалине до сих пор не обнаружено.

Силур. О факте присутствия силурийских (?) известняков в виде бескорневых глыб в подводно-оползневых отложениях упоминается в работе [Журавлев

и др., 1969], однако места сбора и определения фауны в ней не приведены. Девон. Известняки, содержащие девонские водоросли (определения Э.П. Родионовой), были обнаружены А.Н. Речкиным в альб-сеноманской толще хаотического строения (Гомонская зона. — А.Р.). Известняки с неясными остатками *Pseudoorthoceratidae* (определение В.Н. Шиманского) девон-каменноугольного (?) возраста обнаружены среди альб-сеноманских отложений в Таулан-Армуданской гряде [Шустов, 1961]. Известняки, содержащие девонские брахиоподы, обнаружены также среди альб-сеноманских базальтов орлинской свиты на п-ове Шмидта [Разницын, 1975].

Карбон. Предположительно каменноугольные или пермские известняки с остатками брахиопод, пелеципод, фораминифер и остракод были обнаружены Ю.М. Ковтуновичем [Геология СССР, 1970] в отложениях житницкой свиты (толща хаотического строения Гомонской зоны).

Пермь. Пермские известняки Сахалина в отличие от перечисленных выше хорошо обоснованы палеонтологически. Находки их известны в Восточно-Сахалинских горах (Гомонская зона), на Тонино-Анивском полуострове (Анивская зона), в Таулан-Армуданской гряде (в альб-сеноманских кремнисто-терригенных отложениях Тымовской зоны). Наиболее древние из пермских известняков обнаружены и определены А.А. Капицей [Капица, 1961; Геология СССР, 1970]. В приведенном им списке фораминифер присутствуют *Neofusulinella* sp. в сочетании с *Schubertella* sp. и *Triticites* (?) sp., что, по мнению Д.М. Раузер-Черноусовой, указывает на верхнюю часть нижней перми — нижнюю часть верхней перми. Верхнепермские известняки с фауной фораминифер распространены наиболее широко и были неоднократно описаны в литературе [Елисеева, Соснина, 1964; Капица, 1961; Геологическое строение..., 1966]. Наши новые данные уточняют выводы М.И. Сосниной. Наиболее существенны встреченные впервые палеофузулины, которые являются руководящими для верхней зоны верхней перми по зональной схеме, принятой для области Тетиса.

Одним из примеров строения пермских известняков и условий их залегания может служить палевская группа глыб (Таулан-Армуданская гряда, Палевский карьер). Она насчитывает около двадцати тел, среди которых присутствуют относительно крупные глыбы размером 20×20 м и серия мелких. В крупных глыбах, вскрытых Палевским карьером, визуально выделяются два типа известняков — серые и красноватые. Основной объем тел сложен светлыми массивными химически чистыми мраморизованными известняками (нерастворимый остаток не превышает 0,5%). В них встречаются гнезда известняковых седиментационных микробрекчий с обломками псаммитовой размерности. Известняки рассечены многочисленными трещинами, выполненными крупнокристаллическим кальцитом; перекристаллизация пород неравномерная, что обуславливает сохранность участков с первичными текстурами. Среди серых известняков, судя по результатам изучения шлифов, полученным Е.В. Королюк [Брагин и др., 1984], имеются тонко- и мелкозернистые, густковые, детритовые, но преобладают биогермные и биогермно-детрито-губковые и гидроидно-губковые, реже — полибиогермные разновидности, в которых каркасообразователями выступают губки, гидроидные, шамовеллы, филоидные и другие синезеленые водоросли, строматолиты и палеонубекулярии.

Красноватые известняки имеют ограниченное распространение. Они заполняют трещины и прихотливых форм полости в серых известняках, содержат их обломки. В отличие от массивных серых известняков они тонкослоистые, глинистые. В них встречаются остатки брахиопод, гастропод, члеников криноидей, гидроидных, шамовелл, мшанок, а также *Palaeofusulina* sp., указывающая на позднепермский возраст пород.

Все данные по литологии известняков и набору органических остатков

в них позволяют считать эти известняки обломками органогенных построек, краевые и апикальные части которых, а также шлейфы вокруг них слагались красноватыми криноидными разностями. В серых известняках нередко остатки фораминифер, но их комплекс беден и однообразен. Кроме обильных палеонубекулярий, наиболее распространены толпамины, аммовертеллы (прикрепляющиеся формы), нодозарииды и гломоспиры. Среди нодозариид преобладают мелкие нодозарии и пахифлои. Встречены *Froncularia patella* Gerke, *Eomarginulina* sp., *Geinitzina* ex gr. *spandelli* Tcherd., что указывает на позднепермский возраст известняков, кроме того, отмечены единичные тетрааксисы, туберитины и др.

Изученные на Тонино-Анивском полуострове глыбы известняков близки палевокамским по родовому составу фораминифер и отличаются несколько меньшей ролью губок и более разнообразным набором гидроидных. Несмотря на интенсивную перекристаллизацию пород, их органогенная и, в частности, биогермная природа все же устанавливается.

Все изученные нами пермские известняки Сахалина являются остатками разрушенных органогенных построек, породообразующие организмы которых представлены преимущественно губками и гидроидными. Сопутствующие им остатки организмов (фузулиниды, пахифлои) указывают на образование данного комплекса в бассейне Средиземноморского климатического пояса, к которому принадлежит и акватория всего Дальнего Востока в пермское время. Однако известняки Сахалина образовывались в каких-то специфических условиях, что следует из отсутствия бентосных крупных фузулинид, так широко распространенных в перми в соседних районах Приморья и Японии. Наличие палеоаплизин (гидроидные), не известных в районах Приморья и Юго-Западной Японии, а описанных только из умеренных, бореальных областей (Урал, Шпицберген, Антарктида, Канада, север США), подчеркивает специфичность существовавшей в позднем палеозое палеогеографической обстановки, которая обладала чертами как Средиземноморского, так и Бореального палеобиогеографических поясов.

Помимо известняков в строении одной из глыб в Таулан-Армуданской гряде участвуют тонкопереслаивающиеся известковистые песчаники и алевролиты, кремнистые алевролиты и туфопесчаники, содержащие обломки сингенетических (?) или близких им по возрасту верхнепермских известняков, плагиобазальтов (пористых или с кальцитовыми миндалинами), лавобрекчий, бомбовых туфов и шлаков. Все породы в глыбе развильцованы, катаклазированы, а сама глыба залегает среди темно-бурых глинистых яшм и кремнистых аргиллитов альб-сеноманского возраста. Другая глыба размером 10×15 м сложена бомбовыми туфами с редкими прослоями кремней. Туфы состоят из обломков пористых и миндалекаменных редкопорфировых плагиобазальтов.

Кроме того, в альб-сеноманской толще хаотического строения на западе Тонино-Анивского полуострова были обнаружены мелкие обломки голубовато-серых тонкослоистых кремней пермского или пермско-триасового возраста. Кремни содержали конодонты *Diplododella* sp., *Lonchodina* sp., *Ligonodina* (?) sp., *Neohindodella* sp. (определения М.В. Пятаковой).

Таким образом, породы, рассмотренные в составе дomezойского комплекса основания о-ва Сахалина, достаточно разнообразны. Среди них выделяются древняя метаофиолитовая ассоциация и средне-верхнепалеозойские образования. В составе метаофиолитовой ассоциации возможно выделение меланократового фундамента [Марков, 1975], сложенного породами габбро-амфиболитового и эклогит-амфиболитового комплекса, более древнего, чем амфиболитовые сланцы и кварциты (вулканогенно-осадочная часть разреза офиолитовой ассоциации), которые содержат обломки амфиболитов. Кроме того, среди пород, относенных к метаофиолитовой ассоциации, присутствуют эклогиты, возможно,

представляющие собой фрагменты наиболее древнего субстрата. Глубинные тектонические движения, сопровождавшиеся пластическим течением вещества и метаморфизмом, привели к преобразованию эклогитов в гранатовые амфиболиты. Вопрос о генезисе эклогитов еще далеко не выяснен, недостаточна изученность и других пород метаофиолитового комплекса. Д.Ф. Семенов [1982], например, отрицает образование амфиболитов за счет диафтореза эклогитов [Добрецов, 1974], а считает эклогиты гранат-клинопироксеновыми метасоматитами, образовавшимися по амфиболитам.

Что касается средне-верхнепалеозойских пород, то разрезы этих образований на о-ве Сахалин пока не обнаружены, хотя, как будет показано в гл. 6, они должны присутствовать на острове. В современной структуре они, по-видимому, в основном погребены под тектоническими покровами и лишь в редких случаях могут присутствовать в виде тектонических клиньев вдоль зон разломов. Последующие исследования разломных зон и более детальные стратиграфические работы, возможно, будут более удачными и позволят выявить фрагменты средне-верхнепалеозойских разрезов.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ МЕЗОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ВУЛКАНОГЕННО-ЯШМОВЫЙ КОМПЛЕКС (ТРИАС—НИЖНИЙ МЕЛ)

Отложения вулканогенно-яшмового комплекса выходят на поверхность на западе Тонино-Анивского полуострова, в Сусунайском хребте, Таулан-Армуданской гряде, Хановском и Краснотымовском хребтах и Восточно-Сахалинских горах, а также присутствуют в виде крупных глыб в составе альб-сеноманских толщ хаотического строения на Тонино-Анивском полуострове (Анивская зона) и в Восточно-Сахалинских горах (Гомонская зона).

Комплекс представлен толщами разноцветных, но преимущественно красных и бурых яшм и радиоляритов с прослоями спилитов, авгитовых базальтов и диабазов, пачками флишоидного переслаивания яшм и известняков, эффузивными толщами с подчиненными прослоями яшм и известняков.

Нижняя стратиграфическая граница комплекса на территории Сахалина и Хоккайдо, где он также распространен, не установлена. С породами метаофиолитового комплекса вулканогенно-кремнистые толщи имеют тектонические контакты. Наиболее древние отложения, обнаруженные в разрезах комплекса, имеют раннетриасовый возраст. В частности, на юге Сусунайского хребта в одной из тектонических пластин, залегающей на амфиболитах и амфиболовых сланцах, среди эффузивов присутствуют сингенетичные им известняки с остатками раннетриасовых конодонтов, а также фораминифер, не характерных для палеозоя [Егоров, 1967]. В Хановском хребте в основании разреза комплекса обнаружены конодонты и радиолярии раннего—среднего триаса. Органические остатки, древнее раннетриасовых, в разрезах вулканогенно-кремнистых толщ не обнаружены. Более того, встречающиеся в глыбах палеозойские образования отличаются от мезозойских. Они представлены серыми, голубовато-серыми полосчатыми кремнями, а не яшмами, плагиобазальтами и связанными с вулканическими постройками биогермными мелководными известняками. В связи с изложенным нижний возрастной предел комплекса датируется ранним триасом. Верхняя граница комплекса определяется сменой вулканогенно-яшмового осадконакопления на существенно терригенное, проис-

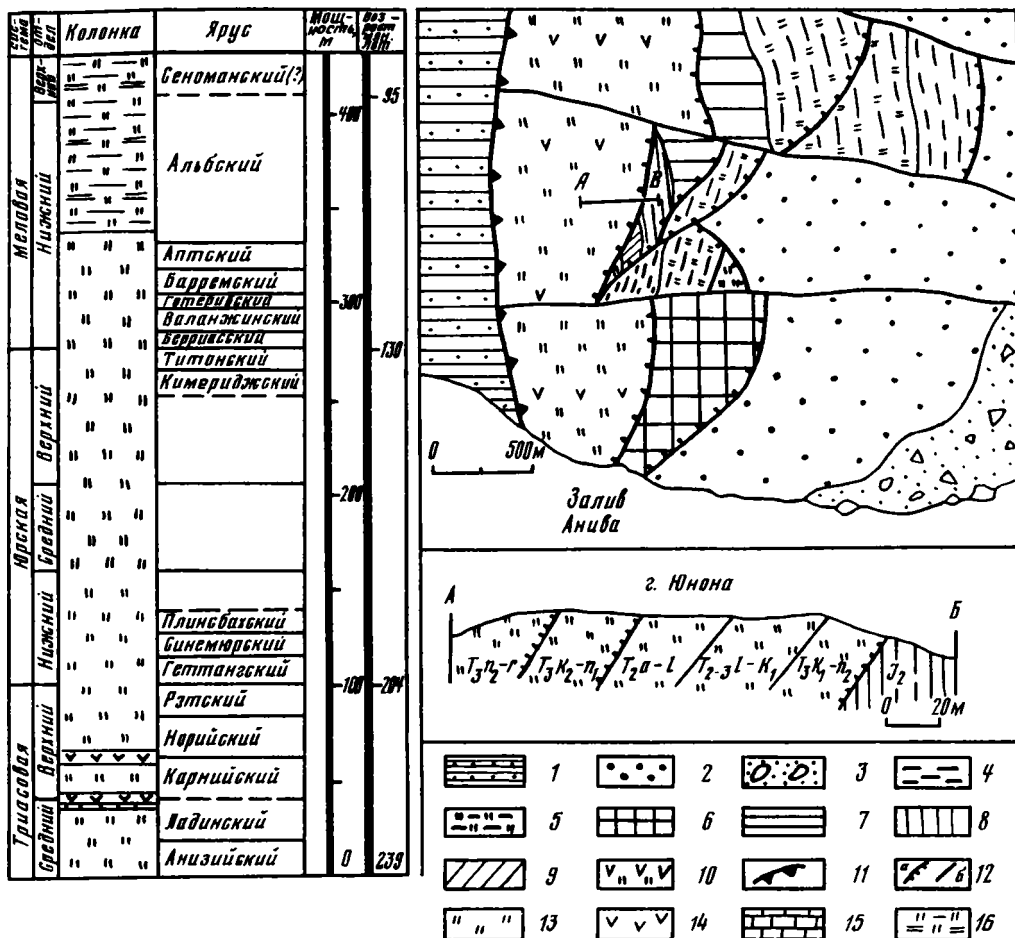


Рис. 3. Строение образований вулканогенно-яшмового комплекса на западе Тонино-Анивского полуострова (район горы Юнона)

Верхнемеловые отложения: 1 — флиш, 2 — песчаники, 3 — микститы; триас-нижнемеловые образования: 4 — альб-сеноманские кремнистые алевролиты и яшмы, 5 — нижнемеловые яшмы, 6 — юрские яшмы (нерасчлененные), 7 — верхнеюрские яшмы, 8 — среднеюрские яшмы, 9 — нижнеюрские яшмы, 10 — триасовые яшмы с прослоями базальтов (нерасчлененные); 11 — зона Мерейского надвига; 12 — разрывные нарушения: а — надыги, б — крутопадающие; литологическая колонка: 13 — яшмы, кремни, 14 — базальты, 15 — известняки, 16 — кремнистые алевролиты; на профиле — чешуйчатая структура в триасовых яшмах

шедшей в результате структурных перестроек на рубеже раннего и позднего мела.

Рассмотренные ниже примеры строения толщ вулканогенно-яшмового комплекса приведены в последовательности от наиболее изученных и палеонтологически обоснованных разрезов в районах распространения слабоизмененных пород комплекса к метаморфизованным их разностям, участвующим в строении Камуикотан-Сусунайской и Лангерийской зон динамометаморфизма. Разрезы отложений комплекса, в которых не удалось обнаружить определенных органических остатков из-за интенсивных метаморфических преобразований пород, частично рассмотрены в разделе "Метаморфические образования".

Тонино-Анивский полуостров. На западе полуострова, восточнее пос. Пригородного, образования вулканогенно-яшмового комплекса слагают полосу субмеридионального простирания шириной до 2 км и длиной более 5 км (рис. 3). Отсутствие мощных эффузивных прослоев и почти чисто яшмовый

состав отложений, ясность структуры и обилие радиолярий в породах позволяют рекомендовать этот район в качестве стратотипического. Он детально опробован на микрофауну Н.Ю. Брагиным, которым выделено около полутора десятков комплексов радиолярий, что позволило расчленить разрез кремнистой толщи вплоть до ярусов. Наиболее древние отложения, обнаруженные в этом районе, датируются средним триасом (анизийский ярус), наиболее молодые — альба—сеноманом (?). Общая мощность толщи 435 м, причем верхние части разреза толщи (около 100 м), отложившиеся в течение альба—сеномана, существенно разбавлены вулканомиктовым терригенным материалом. Таким образом, собственно яшмы и радиоляриты слагают 350-метровый разрез, накопившийся за значительный временной интервал — от среднего триаса до низов альба (около 132 млн лет).

Для полноты представления о характере строения вулканогенно-яшмового комплекса ниже приводятся послойные описания отдельных частей разреза толщи.

Средне-верхнетриасовые отложения представлены (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Красные яшмы с прослоями серых и зеленых яшм.....	20
2. Коричневые и сургучные яшмы с прослоем темно-бурых известняков (0,2 м) и эффузивов (5 м) ...	20
3. Светло-коричневые и бежевые полупрозрачные яшмы.....	8
4. Сургучные яшмы.....	3
5. Зеленые яшмы.....	3
6. Черные и синевато-черные фтаниты.....	0,3
7. Зеленовато-серые кремнистые аргиллиты.....	0,5
8. Красные и сургучные ленточные яшмы.....	10
9. Красные яшмы с прослоем эффузивов (3—4 м).....	15

Из слоя 2 выделены радиолярии верхнего ладина—нижнего карния, а из слоя 4 — радиолярии карния—нория.

По Н.Ю. Брагину, сводный разрез района горы Юнона, составленный в результате сопоставления разрезов в отдельных небольших чешуях, следующий:

	Мощность, м
1. Красные и зеленые яшмы, полосчатые, с прослоями глинистых яшм и фтанитов, содержащие радиолярии верхнего анизия—нижнего ладина: "Archaeospongoprimum" japonicum Nak., Nish., "A". spinulosum Nak., Nish., "Staurosphaera" triloba Nik., Nish., Pylostephanidium clavator Dum., Eptingium sp., Yeharaia japonica Nak., Nish., Pentactinocarpus fusiformis Dum.....	14
2. Красные яшмы с прослоями эффузивов, содержащие радиолярии верхнего ладина—карния: Sarda dispiralis Bragin (in press), "Emiluvia" cochleata Nak., Nish., Triassocampe deweveri Nak., Nish., "Archaeospongoprimum" inaequatum Bragin (in press), "A" imperspicuum Bragin (in press)	47
3. Полосчатые красные и зеленые яшмы с прослоями глинистых яшм и эффузивов. Яшмы содержат радиолярии верхнего карния—среднего нория: Triassocampa nova Yao., Capnodocae antiqua Blome., C. aff. anapetes De Wever., C. cf. primaria Pessagno.....	13
4. Красные, розовые и желтые яшмы, содержащие радиолярии верхнего нория—рэта: Betraccium deweveri Pessagno, Blome., Canoptum triassicum Yao., Pentactinosphaera rudis GBragin (in press), Cantalum tumidum Bragin (in press), Populus sp.....	27

Триасовые яшмы согласно перекрываются нижнеюрскими с радиоляриями Parahsuum simplum Yao. и др.

Общая мощность средне-верхнетриасовых отложений составляет около 100 м.

Нижне-верхнеюрские отложения представлены исключительно красными и желтыми яшмами, на отдельных участках перекристаллизованными до розовато-серых микрокварцитов. Юрские яшмы имеют мощность 170—180 м и содержат радиолярии раннего лейаса: Parahsuum simplum Yao, Parahsuum sp., Dictyomitrella sp., C (Yao), Lithostrobos sp. A (Ishida); позднего лейаса—плинсбахы: Droltus aff. hecataensis Pessagno, Praeconocaryonuna immodica Pessagno, Pisson, Trillus sp., Canutus sp., Lupherium sp.; средней юры: Hsuum robustum Pessagno, Wlalen, Zartus aff. jurassicus Pessagno, Blome, Trillus sp., Parvicingula sp.; верхней юры (до кимериджа включительно): Hsuum maxwelli Pessagno,

Mirifusus guadalupensis Pessagno, *Pantanellium* aff. *ultrasincerum* Pessagno, *Eucyrtidium* (?) *ptyctum* Riedel. Санфилиппо; верхов верхней юры (кимеридж, титон); *Parvicingula altissima* (Rust), *Mirifusus mediodilatatus* (Rust), *Obesacapsula rotunda* (Hinde), *Podocapsa amphitreptra* Foreman.

Нижнемеловые отложения мощностью около 150 м представлены (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Красные яшмы.....	15
2. Зеленые и зеленовато-серые яшмы.....	20
3. Тонкополосчатые зеленые, серые и красновато-бежевые яшмы.....	15
4. Светло-зеленые кремнистые аргиллиты.....	3
5. Темно-красные глинистые яшмы.....	2
6. Зеленые и зеленовато-серые яшмы.....	15
7. Грязно-зеленые и зеленовато-серые светлые кремни, кремнистые алевролиты и аргиллиты с примесью вулканогенно-обломочного материала.....	80

В слое 1 обнаружены радиолярии валанжинского, возможно, валанжин—барремского возраста: *Cecrops septemporatus* (Parona), *Pantanellium corriganensis* Pessagno, *Archaeodictyomitra* aff. *apiara* (Rust), *Parvicingula* aff. *khabakovi* (Zhamoyda), *P.* cf. *cretacea* Baumgartner, *P.* sp., *Hsuum?* sp., *Xitus* sp.

В слое 4 встречены радиолярии верхней половины нижнего мела: *Thanarla* aff. *pulchra* (Squinabol), *T.* sp., *Xitus* sp., а также *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, *H.* aff. *japonicum*, *Nakaseko* et *Nishimura*, *Parvicingula* cf. *boesii* (Parona), *Archaeodictyomitra* cf. *apiara* (Rust), *Novixitus* sp., *Thanarla* sp.

Слой 6 и 7 содержат радиолярии верхов нижнего мела (апта—альба): *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, *H.* *tuberculatum* Dumitrica, *H.* aff. *geyersensis* Pessagno, *Thanarla* aff. *conica* (Aliev), *Pantanellium* ex. gr. *corriganensis* Pessagno, *Parvicingula* ex. gr. *boesii* (Parona), *Pseudodictyomitra* aff. *nakasekoi* Taketani, *Xitus* sp., *Pseudodictyomitra* sp., *Hemicryptocapsa* sp.

В слое 7 также присутствуют радиолярии сеноманского (?) возраста: *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, *Pseudodictyomitra* aff. *nakasekoi* Taketani, *Xitus* sp., *Pantanellium* sp., *Thanarla* aff. *pulchra* (Squinabol), *Paronaella* sp., *Amphypindax?* sp., *Holocryptocanium* cf. *tuberculatum* Dumitrica, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Pseudodictyomitra* sp., *Holocryptocanium* sp., *Hemicryptocapsa* sp.

Ранее отложения вулканогенно-яшмового комплекса Тонино-Анивского полуострова рассматривались в составе средней подсвиты новиковской свиты (верхняя юра—нижний мел).

Таулан-Армуданская гряда расположена между Западно-Сахалинскими горами и долиной р. Тымь в центральной части острова. Здесь вскрыты средние и верхние части разреза отложений вулканогенно-яшмового комплекса, охватывающие интервал от нижней—средней юры до альба—сеномана. На юго-востоке гряды (р. Запрудная, руч. Известковый, р. Сергеевка) нижние юрские части видимого разреза представлены толщей коричневых, красных, сургучных, красновато-лиловых, реже светло-коричневых и светло-зеленых яшм (рис. 4). Породы пятнисто осветлены и на отдельных участках перекристаллизованы в кварциты. Яшмы содержат ранне-, средне- и позднеюрские радиолярии, аналогичные описанным в районе горы Юнона на Тонино-Анивском полуострове. Среди верхнеюрских радиолярий присутствуют также *Emiluvia* sp., *Pracosagoumma* sp.

Нижнемеловые отложения представлены (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Красные яшмы.....	70
2. Темно-зеленые афировые, реже мелкопорфировые базальты.....	20
3. Красные яшмы и радиоляриты.....	5—7
4. Темно-зеленые афировые, порфировые и миндалекаменные базальты с прослоями зеленых яшм.....	50—70
5. Зеленые, зеленовато-серые яшмы и кремнистые аргиллиты, реже красные глинистые яшмы.....	50

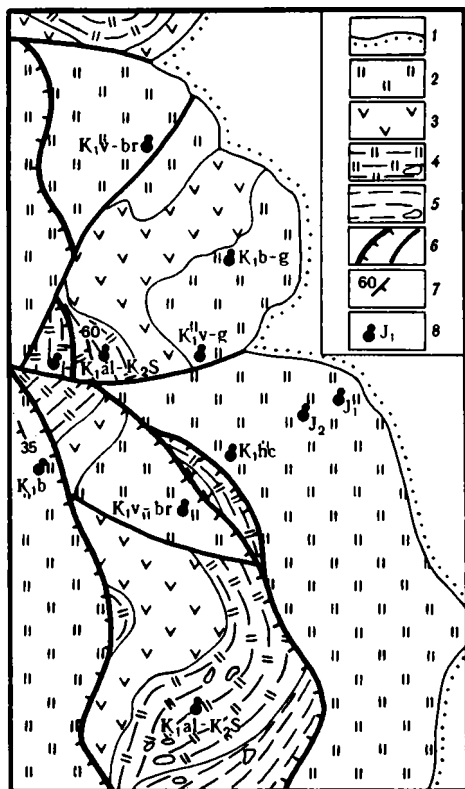


Рис. 4. Строение образований вулканогенно-яшмового комплекса на юго-востоке Таулан-Армуданской гряды

1 — неоген-четвертичные отложения; вулканогенно-яшмовый комплекс: 2 — яшмы, 3 — базальты, 4 — кремнистые алевролиты; 5 — кремнистые алевролиты и песчаники с редкими глыбами известняков и пород вулканогенно-яшмового комплекса; 6 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — крутопадающие; 7 — элементы залегания; 8 — места сбора и возраст микрофауны

В слое I присутствуют радиолярии нижнего мела *Pantanellium cf. corrigianensis* Pessagno, *Crucella* sp. В слое 3 обнаружены радиолярии валанжинского-барремского возраста: *Pantanellium aff. corrigianensis* Pessagno, *Archaeodictyomitra cf. apiara* (Rust), *Praeconocaryomma* sp., *Mirifusus* sp., *Parvicingula* sp. В слое 4 присутствуют радиолярии: *Mirifusus cf. baileyi* Pessagno, *Pantanellium cf. corrigianensis* Pessagno, *Emiluvia?* sp., *Parvicingula* sp. Слой 5 содержит радиолярии альб-сеноманского возраста *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *H. astiensis* Pessagno, "*Dictyomitra*" cf. *pentacolaensis* (Pessagno), *Novixitus* sp., *Alievium* sp., *Paronaella* sp., *Hemicryptocapsa?* sp., *Mirifusus* sp.

В центральной части Таулан-Армуданской гряды на востоке участка образования вулканогенно-яшмового комплекса представлены (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Красные, сургучные, светло-коричневые яшмы и осветленные микрокварциты по ним, участками перекристаллизованные в светло-серые кварциты. В верхних частях присутствуют прослои зеленых яшм. В средней части — участки флишoidного переслаивания красных яшм с серыми и розовато-серыми известняками (мощность прослоев — 2—3 см). Из разных частей этой пачки выделены радиолярии нижней—средней юры, средней—верхней юры, нижнего мела (берриас—валанжин)	более 250
2. Базальты	30
3. Красные яшмы и их перекристаллизованные разности	50
4. Базальты	120
5. Красные яшмы и их перекристаллизованные разности	70
6. Базальты, диабазы	180
7. Красные и зеленые яшмы, их перекристаллизованные и осветленные разности. Из яшм выделены радиолярии альба—сеномана. В составе этой пачки и в вышележащих отмечаются единичные обломки известняков	50
8. Зеленые яшмы, зеленовато-серые кремнистые алевролиты, туфопесчаники, прослои конгломерато-брекчий, состоящих из обломков яшм. Из кремнистых алевролитов выделены радиолярии альба—сеномана	60
9. Зеленовато-серые кремнистые алевролиты, черные и темно-зеленые алевролиты и туфоалевролиты, темно-зеленые туфопесчаники с прослоями зеленых кремнистых алевролитов	более 150

Общая мощность нижнеюрских—нижнемеловых образований составляет около 1000 м, из них на вулканогенно-яшмовую часть приходится около 750 м.

В северо-западной части Таулан-Армуданской гряды в составе верхней тектонической пластины залегают баррем-сеноманские отложения, представленные (снизу вверх):

Мощность, м

1. Тонкое переслаивание красных, сургучных и зеленых яшм, зеленовато-серых кремнистых алевролитов с прослоями (до 10 м) эффузивов основного состава около 100
2. Переслаивание (по 5—10 м) яшм, базальтов, темно-зеленых туфопесчаников. В яшмах присутствуют остатки радиолярий баррема—альба 150
3. Базальты, диабазы 50—60
4. Грязно-зеленые туфы с прослоями коричневых и зеленых яшм, кремнистых туффитов 150
5. Зеленые яшмы, зеленовато-серые кремнистые алевролиты, реже красные яшмы, редкие небольшие обломки серых мраморизованных известняков. Из кремней низов пачки выделены радиолярии баррем—апта, а из верхних частей — апта—сеномана 100—150
6. Туфы, кремнистые туффиты, переслаивающиеся с зелеными яшмами. Вверху — темно-зеленые до черых кремнистые алевролиты с обломками эффузивов, яшм, известняков, брекчии яшм более 200

Общая мощность нижнемеловых отложений около 800 м. Отложения со слоя 2 по слой 5 имеют баррем-аптский возраст, а слои 5—6 — апт-сеноманский.

В.С. Рождественским в северо-западной части гряды описан следующий разрез [Рождественский, Казинцова, 1982]:

Мощность, м

1. Базальты, спилиты и диабазы с прослоями сургучно-красных яшм, залегающих на яшмах в кремнях с радиоляриями раннего мела 450
2. Яшмы и глинисто-кремнистые породы с прослоями спилитов и линзами известняков. В этой пачке присутствуют радиолярии альба—сеномана: *Holocryptocanium cf. barbui* Dumitrica и др. 330
3. Спилиты и диабазы с тонкими прослоями туфов и яшм 320
4. Туфы, туффиты с прослоями спилитов, яшм и глинисто-кремнистых пород, в верхах пачки — линзы известняков 540
5. Кремнистые алевролиты и туфоалевролиты, туффиты и туфопесчаники с радиоляриями верхнего мела: *Amphipyndax* sp. и др. 420

Общая мощность составляет более 2 км.

Все вышеописанные отложения Таулан-Армуданской гряды раньше рассматривались в составе палеозойской далдаганской серии (верхний палеозой—мезозой).

Западно-Сахалинские горы. На северо-востоке гор в основании верхнемелового разреза залегают толща глинисто-кремнистых отложений с прослоями яшм, диабазов, спилитов, туфов и туфопесчаников (самохинская свита). Из нижних частей разреза Н.Ю. Брагиным определены радиолярии неокома, а из более высоких — радиолярии альба—сеномана, известные здесь и раньше [Рождественский, Казинцова, 1982]. Таким образом, самохинская свита включает верхние части разреза образований вулканогенно-яшмового комплекса, залегающего в основании верхнемеловых толщ Западно-Сахалинских гор.

Хановский и Краснотымовский хребты слагают западные отроги Восточно-Сахалинских гор. В пределах Хановского хребта выходят вулканогенные и кремнистые образования, охватывающие интервал от нижнего—среднего триаса до альба—сеномана. Более детально изучена и опробована на микрофауну южная часть хребта (рис. 5), где описан следующий разрез:

Мощность, м

1. Зеленокаменно измененные и в различной степени рассланцованные авгит-плагиоклазовые базальты и диабазы 100—150
2. Темно-зеленые афировые, порфиновые, реже миндалекаменные базальты, диабазы, зеленые и красно-бурые спилиты и их рассланцованные разности. В средней части слоя присутствуют прослойки красных яшм, содержащих радиолярии раннего—среднего триаса и конодонты *Gonodolella timorensis* (Nogami). Яшмы в основном сильно перекристаллизованы, осветлены, рассланцованы 200
3. Рассланцованные авгит-плагиоклазовые базальты 50
4. Коричневые, красные, полосчатые серо-зелено-красные, сургучные яшмы и микрокварциты с редкими маломощными прослоями базальтов. Из яшм этого слоя выделены ранне-среднеюрские и позднеюрские радиолярии, аналогичные описанным в районе горы Юнона, а также радиолярии нижнего мела (апт—альба): *Thanaarla conica* (Aliev), *Holocryptocanium barbui* (Dumitrica), *Pseudodictyomitra* sp. и др. приблизительно 300
5. Зеленые яшмы, кремнистые алевролиты, эффузивы, лавобрекчии более 200

Слой 5 содержит апт-альбские радиолярии: *Parvicingula aff. boesii* (Parona),

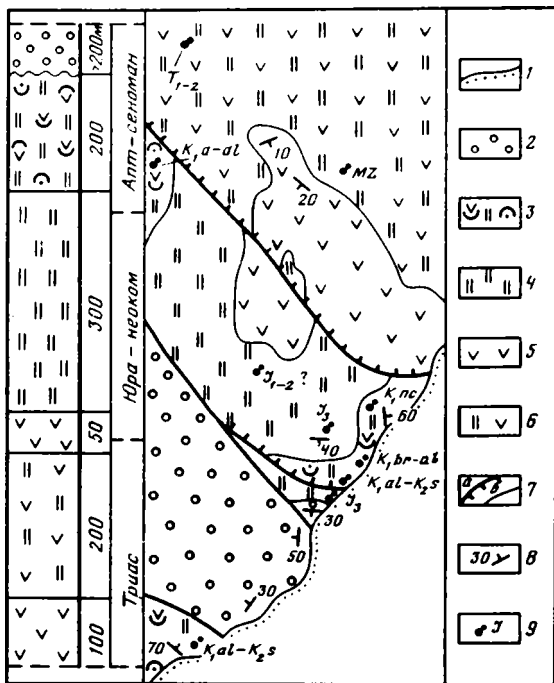


Рис. 5. Строение образований вулканогенно-яшмового комплекса на юге Хановского хребта

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — верхнемеловые алевролиты и песчаники; вулканогенно-кремнистые образования; 3 — вулканомиктовые кремнистые алевролиты и глинистые яшмы, 4 — яшмы, 5 — базальты, 6 — эффузивы и яшмы (нерасчлененные); 7 — разрывные нарушения; а — надвиги, б — крутопадающие; 8 — элементы залегания; 9 — места сбора и возраст микрофауны

Pantanellium corriganensis Pessagno, *Thanarla pulchra* (Squinabol), *T. conica* (Aliev), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *H. tuberculatum* Dumitrica, *H. japonicum* Nakaseko et Nishimura, *Pseudodictyomitra* aff. *nakasekoi* Taketani, *Alievium* cf. *superbum* (Squinabol), *Mirifusus* sp., *Xitus* sp., и апт-сеноманские радиолярии: *Holocryptocanium tuberculatum* Dumitrica, *Hemicryptocapsa tuberosa* Dumitrica, *Eucyrtis* sp., *Pseudodictyomitra* sp., *Thanarla* sp.

Общая мощность триас—нижнемеловых пород составляет около 850 м.

В Краснотымовском хребте относительно слабо измененные образования вулканогенно-яшмового комплекса выходят в правом борту р. Большая Амга. Они представлены кремнистой толщей с редкими прослоями эффузивов основного состава. Кремнистая толща сложена преимущественно красными, сургучными яшмами, из которых выделены радиолярии поздней юры (кимеридж—титон). В более высоких частях разреза толщи присутствуют прослои зеленых, изумрудно-зеленых и серых полосчатых кремнистых пород, единичные прослои черных фтанитов. Из яшмы выделены раннемеловые радиолярии (баррем-аптские). Вулканогенно-кремнистые образования Хановского и Краснотымовского хребтов ранее рассматривались в составе дербышевской свиты вальзинской серии.

Набильский хребт является северным окончанием Восточно-Сахалинских гор. Разрез образований вулканогенно-яшмового комплекса изучен на северо-восточном склоне хребта (верховья р. Вази, гора Красная).

Мощность, м

1. В основании разреза залегает пачка красных яшм с единичными прослоями черных фтанитов, насыщенная дайками диабазов. Из красных яшм выделены юрские радиолярии 50
2. Плитчатые красные яшмы 40
3. Тонкий прослой (первые сантиметры) зеленых, красных, фиолетово-сизых глинистых яшм и кремнистых алевролитов 20

Нижнемеловые части разреза слагают гору Красную. Они представлены красными яшмами, в верхних частях с прослоями зеленых глинистых яшм, кремнистых алевролитов, вулканомиктовых песчаников. Отложения вулканогенно-яшмового комплекса Набильского хребта изменены очень слабо и в этом отношении близки яшмовой толще на западе Тонино-Анивского полуострова. Незначительное расщепление отмечается лишь вблизи разломов.

Ранее вулканогенно-яшмовые образования Набильского хребта рассматривались в составе остринской свиты набильской серии (верхняя юра—нижний мел).

Сусунайский хребт (южная часть). На юге хребта в составе одной из тектонических пластин (р. Знаменка) представлены нижние части разреза образований вулканогенно-яшмового комплекса. Они сложены эффузивами основного состава, включающими маломощные прослои яшм и линзы известняков. Породы динамометаморфизованы в зеленосланцевой фации, но на отдельных участках, даже в пределах штуфа, встречаются менее измененные разности, позволяющие установить первичный состав пород. Эффузивы представлены клинопироксеновыми (пироксенсодержащие эпидот-альбит-хлоритовые сланцы) или пироксен-плаггиоклазовыми метабазами, пронизанными дайками порфировидных диабазов. Красные яшмы, преобразованные в розовые микрокварциты или серые кварциты и кварцитовые сланцы, слагают единичные прослои (5—7 м) и не играют существенной роли в строении толщи. Мраморизованные известняки красноватых оттенков (за счет примеси гематита) образуют тонкие прослои среди эффузивов и яшм, а также мощные линзы (до 30—50 м). Одна из таких известняковых линз вскрыта Чапаевским карьером. Основная часть линзы сложена сиреневато-розовыми и розовыми неслоистыми известняками, подошва и кровля — темно-розовыми и фиолетовыми глинистыми известняками и тонкослоистыми известковистыми алевролитами. В обобщенном виде линза известняков имеет следующее строение (снизу вверх): на метабазах и зеленых ортосланцах, в которых местами сохранились реликты мелкопорфировых базальтов, залегают кварц-серицит-гематит-карбонатные сланцы и гематит-кварцевые сланцы по глинисто-известковистым и кремнисто-глинистым породам и зеленые парасланцы с мелкими обломками известняков. Лежащие выше темно-розовые мраморизованные известняки содержат многочисленные прослои зеленых сланцев по вулканомиктовым терригенным породам. Постепенно известняки переходят в розовато-белые и белые массивные разности с миллиметровыми линзочками фиолетовых глинистых известняков. Мощность их изменяется от 0 (на краях линзы) до 15 м в центральной части линзы. На бело-розовых известняках с резкой границей залегают розовые и темно-розовые известняки, сменяющиеся выше по разрезу рассланцованными фиолетовыми глинистыми известняками с прослоями рассланцованных эффузивных пород. Известняковое тело перекрывается зелеными ортосланцами и метабазами. Максимальная мощность известняков с учетом известковистых алевролитов составляет около 30 м. Размер линзы по длинной оси около 60 м.

Из известняков нижней части линзы были выделены конодонты раннего триаса: *Neospathodus cf. dieneri* (Sweet), *N. sp.*, *Gondolella cf. elongata* (Sweet), *G. sp.* (определения Н.Ю. Брагина). Помимо конодонтов, известняки содержат редкие фораминиферы *Tetrataxis sp.*, остатки кринондей, мшанок, мелкие гастроподы.

Хотя контакты известняковой линзы с метаэффузивами сильно рассланцованы и являются, видимо, тектоническими, сингенетичность известняков вмещающим толщам подтверждается наличием в них прослоев зеленых парасланцев (по вулканогенно-обломочным породам), местным минералогическим составом нерастворимого остатка известняков, который в краевых частях линзы достигает 45% и представлен обломками пироксенов, плаггиоклазов, амфиболов и др., а также присутствием маломощных прослоев аналогичных типов известняка во вмещающих метавулканитах. А.Е. Егоровым в таких мелких линзочках известняков, залегающих среди гематит-хлоритовых сланцев, были обнаружены остатки различных морских организмов, и в их числе фораминиферы, не характерные для палеозоя [Егоров, 1967].

Отложения южной части хребта рассматривались либо в составе верхней зеленокаменной толщи сусунайской серии [Егоров, 1969], либо сопоставлялись со средней подсвитой новиковской свиты Тоннино-Анивского полуострова [Семенов, 1969].

Сусунайский хребт (центральная часть). Строение отложений вулканогенно-яшмового комплекса центральной части хребта изучено по береговым обрывам на охотоморской стороне хребта, а также по рекам Анна, Сима, Жуковка, Бахура и др. В основании разреза (район мыса Быкова) залегает толща эффузивов основного состава с дайками диабазов. В эффузивах сохраняются реликты подушечной отдельности лав, встречаются гиалокластиты и прослои лавобрекчий, хотя в основной своей массе породы динамометаморфизованы в зеленосланцевой фации. Метаэффузивы перекрываются пачкой, сложенной мощными (50—70 м) пластами серых, розовых и зеленоватых грубополосчатых микрокварцитов по яшмам с прослоями черных глинистых силицитов, вулканогенных пород, обогащенных гематитом кремнистых алевролитов (хлорит-гематит-кварцевые сланцы) с редкими прослоями (по 10 см) серых и зеленовато-серых известняков. Верхние части разреза толщи представлены грубым переслаиванием серых, розовых микрокварцитов с вулканогенными породами основного состава и прослоями глинистых силицитов и светло-зеленых кремнисто-глинистых пород с примесью пирокластического материала. На участке Охотоморского побережья между мысами Быкова и Симау в апокремнистых микрокварцитах (толща кварцитов по А.Е. Егорову [1969]) были обнаружены *Nassellaria*, *Sphaeroidea*, *Discoidea?* и спикулы кремниевых губок. Присутствие населлярий указывает на мезозойский возраст отложений. Плохая сохранность микрофауны пока не позволяет уточнить этот возраст. Мощность толщи кварцитов около 300—400 м, общая мощность пород вулканогенно-яшмового комплекса более 800 м. Из этой же толщи микрокварцитов на южном склоне горы Красной (р. Марковка) выделены раннемеловые радиолярии (скорее всего, верхов раннего мела): *Holocryptocanium?* sp., *Pseudodictyomitra* sp., *Thanarla* cf. *pulchra* (Squinabol), *Mita?* sp.

Характеристика строения образований вулканогенно-яшмового комплекса, изложенная выше, будет неполной, если не упомянуть о составе включений в верхнемеловых толщах хаотического строения. Помимо бескорневых глыб эффузивов, яшм и кремней, обнаруженных в терригенных толщах и находящихся себе возрастные и литологические аналоги в разрезах отложений вулканогенно-яшмового комплекса, среди верхнемеловых отложений Гомонской зоны присутствуют гигантские тела мезозойских (доверхнемеловых) известняков. По-видимому, они представляют собой выступы триас-нижнемелового основания Гомонской зоны, хотя не исключено, что это крупные олистоплаки. Разрезы отложений вулканогенно-яшмового комплекса, содержащие известняки такого типа, есть на северо-востоке Восточно-Сахалинских гор, где они охарактеризованы фауной шестилучевых кораллов поздней юры (киммеридж—титон [Савицкий, Краснов, 1970]). Разрезы этой части острова (автором они не изучались) представлены преимущественно вулканогенными образованиями мощностью 1—3 км [Геология СССР, 1970] и терригенными с пачками переслаивания эффузивов яшм и известняков. Часть этих отложений, по-видимому, относится к мезозойскому доверхнемеловому вулканогенно-яшмовому комплексу, другая же — к верхнемеловым отложениям Восточно-Сахалинской зоны (см. гл. 5).

Общие особенности состава и строения

Кремнистые породы в основном представлены перекристаллизованными разностями. Они сложены тонко- и мелкокристаллическим агрегатом кварца, участками перекристаллизованного в гранобластовый среднезернистый агрегат. Криптокристаллические структуры распространены значительно реже. Породы окрашены в коричневые, красновато-коричневые, красные, бежевые, травянисто-зеленые, реже — в алые, серые, изумрудно-зеленые и синевато-черные цвета. В перекристаллизованных разностях пород интенсивность окраски резко умень-

шается, она приобретает пятнистый характер. При более сильной перекристаллизации кремнистые породы преобразуются в серые кварциты. Вариации окрасок и структур, их пятнистое распределение в породах наблюдаются как в штуфе, так и в пределах крупных обнажений. В последнем случае образование осветленных микрокварцитов и серых кварцитов далеко не всегда связано с тектоническими нарушениями и, возможно, является специфической чертой литогенеза кремнистых осадков или их гидротермальной переработки.

Среди кремнистых толщ встречаются пачки флишеидного переслаивания темно-красных яшм с розовыми или розовато-серыми микритовыми известняками. Мощность отдельных прослоев достигает 7—10 см. Считают, что образование такого типа пород обусловлено нарушением карбонатного равновесия из-за прогрева морской воды при излиянии эффузивов. В пачках флишеидного переслаивания встречаются сложноскладчатые структуры оползневого генезиса. Они чаще отмечаются в нижнемеловых кремнистых породах. На Тонино-Анивском полуострове, например, верхнеальбские—нижнесеноманские зеленовато-серые яшмы, слагающие глыбу в толще хаотического строения, имеют явно оползневые структуры, возникшие в нелитифицированном подвижном кремневом геле. Яшмы тонкоплитчатые и мелкокладчатые, включают обособленные, дискордантные общей структуре пород веретенообразные сгустки зеленых яшм размером в первые десятки сантиметров.

Распределение органических остатков в кремнистых толщах неравномерно, но повсеместно. Радиоляриты слагают уплощенные линзы мощностью в несколько миллиметров или приурочены к нижним и верхним границам слоев, чем и обуславливают образование слоистости, в общем не характерной для этих толщ.

Плитчатость в яшмах обусловлена тончайшими прослоями глинистого материала.

Кроме перечисленных особенностей пород, слагающих кремнистые части разрезов комплекса, среди эффузивов встречаются чисто хемогенные кремнистые образования обычно ярко-красного цвета. Они образуют небольшие линзы, состоящие из насыщенных гематитом мелкозернистых кварцевых агрегатов со сферолитовой радиально-лучистой структурой. Такие кремнистые породы наиболее характерны для нижних частей разрезов комплекса (нижне-среднетриасовых), вскрытых в Сусунайском и Хановском хребтах.

Эффузивные породы комплекса в основном представлены базальтами, диабазами и спилитами, а в районах, подвергшихся метаморфизму — их метаморфизованными аналогами (метадиабазами, метабазальтами, пироксенсодержащими зелеными ортосланцами с реликтами структур эффузивных пород основного состава). Все эти вулканогенные образования неоднократно описывались в литературе, посвященной Сахалину, их рассматривали в составе вальзинской, сусунайской, далдаганской, набильской серий и новиковской свиты. Принадлежность всех эффузивов к единой спилит-диабазовой формации показана Д.Ф. Семеновым [1982]. Ранее же выделялось несколько разновозрастных спилит-диабазовых формаций в соответствии с принятыми для серий и свит возрастными. Помимо спилитов, базальтов и диабазов среди пород вулканогенно-яшмового комплекса присутствуют щелочные базальты [Гаврилов, Соловьева, 1975]. Базальты и диабазы представлены клинопироксеновыми (авгит, титан—авгит) и клинопироксен-плагноклазовыми разностями, иногда в небольшом количестве присутствует оливин. Это преимущественно массивные афировые или мелкопорфировые, реже миндалекаменные породы, темные с зеленоватым или буроватым оттенком. Петрографические описания эффузивов приводились в литературе [Егоров, 1969; Семенов, 1982 и др.]. В настоящем разделе автор считает необходимым остановиться на общей петрохимической характеристике пород, для которой были использованы опубликованные результаты анализов

Т а б л и ц а 1
Химический состав (вес. %) мезозойских метаэффузивов (Сунайский хребет)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,60	47,77	46,53	40,62	44,99	44,60
TiO ₂	3,07	2,34	1,04	3,06	1,82	1,14
Al ₂ O ₃	14,09	14,80	14,98	13,90	16,70	17,96
FeO	7,42	10,45	6,26	9,29	9,80	6,75
Fe ₂ O ₃	4,38	0,74	5,21	0,84	0,31	3,83
MnO	0,20	0,22	0,21	0,20	0,19	0,18
MgO	4,99	9,19	3,50	8,56	8,31	7,71
CaO	8,58	5,68	12,31	13,29	11,80	11,27
P ₂ O ₅	0,58	0,65	0,33	0,62	0,40	0,32
Na ₂ O	4,49	4,23	2,56	2,74	3,13	2,65
K ₂ O	0,45	0,62	0,98	0,23	0,27	0,62
BaO	0,04	0,01	0,01	—	—	—
SrO	0,02	0,03	—	0,05	—	—
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	0,06	0,04	0,04	0,09
NiO	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04
H ₂ O ⁻	0,63	0,35	0,40	0,22	0,40	0,41
H ₂ O ⁺	1,62	4,35	3,24	4,33	3,76	4,42

Компонент	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	44,70	45,64	43,53	44,28	50,71	47,80	46,88
TiO ₂	1,25	3,59	3,12	1,99	1,14	2,97	1,63
Al ₂ O ₃	18,17	16,01	15,96	18,06	13,37	13,82	15,59
FeO	7,42	8,49	11,36	8,50	8,73	8,56	9,66
Fe ₂ O ₃	3,33	1,88	0,19	1,00	3,17	1,72	1,86
MnO	0,17	0,23	0,17	0,20	0,27	0,18	0,30
MgO	5,65	5,70	5,81	8,18	8,82	6,80	8,15
CaO	13,73	8,55	10,34	11,37	8,42	9,04	8,96
P ₂ O ₅	0,35	1,06	0,61	0,40	0,35	0,50	0,32
Na ₂ O	3,36	4,40	3,76	2,51	4,22	2,69	2,53
K ₂ O	0,68	0,39	0,17	0,77	0,56	0,56	0,47
BaO	—	—	—	—	—	0,01	0,01
SrO	—	0,32	0,01	—	0,01	0,02	—
Cr ₂ O ₃	0,09	—	—	—	0,04	0,03	0,02
NiO	0,03	0,03	—	—	0,02	0,02	—
H ₂ O ⁻	0,31	0,23	0,40	0,24	0,32	0,33	0,32
H ₂ O ⁺	5,41	4,23	4,25	4,23	2,59	3,36	3,76

П р и м е ч а н и е. Номера колонок: 1, 5, 7—10 — мыс Сенявина, 2 — мыс Острый, 3 — р. Христофоровка, 11 — р. Знаменка; 12 — р. Комиссаровка, 13 — р. Луга; ксенолиты пироксенитов в метабазах: 4 — мыс Быкова, 6 — мыс Сенявина.

и авторские материалы, обработанные в лаборатории ГИН АН СССР (табл. 1). Анализы базальтов, претерпевших вторичные изменения в результате выветривания, т.е. располагающихся выше линии V-V на диаграмме А. Миясино, или характеризующихся отношением окисного железа к суммарному, превышающим 0,55 [Мэтьюз, 1973], были исключены из рассмотрения. Чтобы отразить формационное единство и специфические особенности динамометаморфизованных и неметаморфизованных эффузивов, их изучали на отдельных диаграммах (диаграммы I и II, соответственно рис. 6, 7, 8, 9). Следует иметь в виду, что если эффузивы новиковской свиты залегают как среди образований вулканогенно-яшмового комплекса, так и в виде глыб в альб-сеноманских толщах хаотического строения, то анализы пород остринской свиты

$$K = K_2O \cdot 100 / (Na_2O + K_2O) \text{ (мол. к-во)}$$

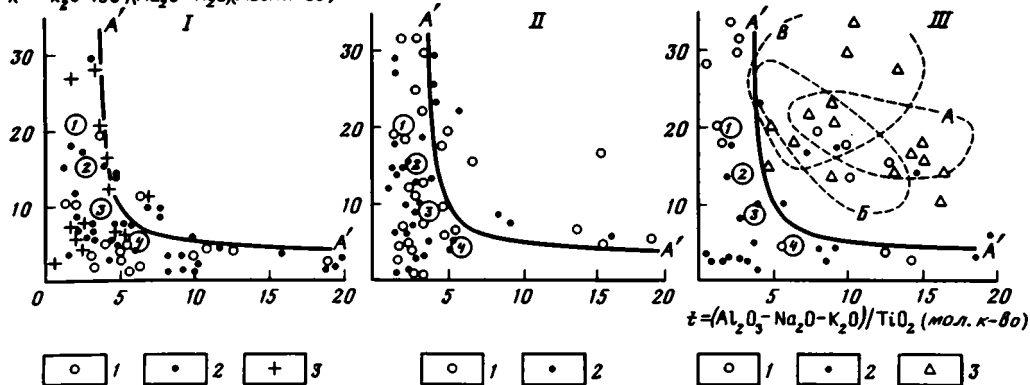


Рис. 6. Диаграммы $K-t$ [Пискунов, 1977]

I — динамометаморфизованные эффузивы триас-раннемелового возраста: 1 — дербышевской свиты Восточно-Сахалинских гор, 2 — Сусунайского хребта, 3 — новые анализы (см. табл. 1); II — неметаморфизованные мезозойские эффузивы: 1 — остринской свиты, 2 — новиковской свиты; III — верхнемеловые эффузивы рымникской серии: 1 — ракинтинской свиты, 2 — березовской свиты, 3 — учирской свиты; цифры в кружках: 1 — щелочной оливиновый базальт, 2 — базальт океана в целом, 3 — толеит океанических островов, 4 — абиссальный толеит; пунктиром показаны области проекций составов пород: А — Соломоновых островов, Б — Новой Британии, В — Новой Гвинеи и Восточного Папуа; сплошная линия А—А' — линия раздела океанических и островодужных ассоциаций ("андезитовая" линия)

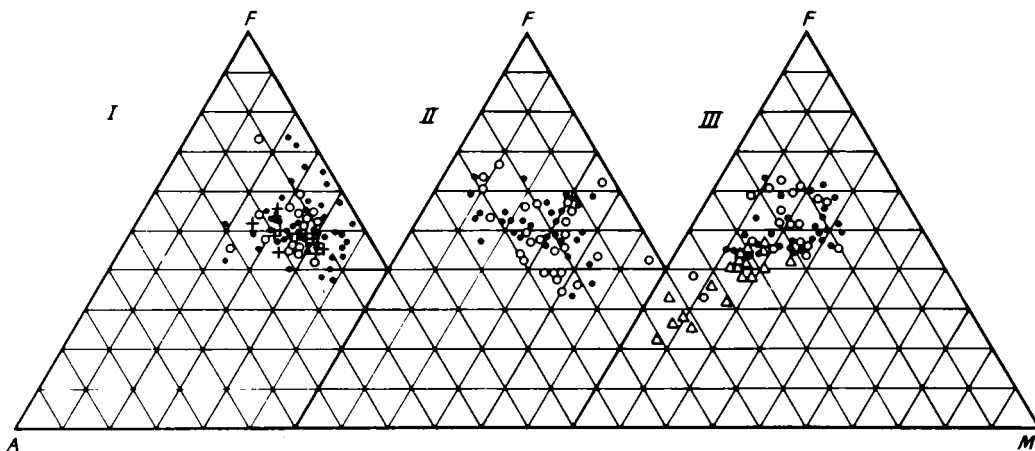


Рис. 7. Диаграммы AFM . Условные обозначения см. на рис. 6

включают как триас-нижнемеловые эффузивы, залегающие в разрезах или в составе толщ хаотического строения, так, частично, и верхнемеловые эффузивы Восточно-Сахалинской зоны. Расчленив их исходя из литературных источников естественно, невозможно. Однако это не мешает определить общую формационную принадлежность всех эффузивов и выявить генеральную направленность эволюции магматических расплавов.

Эффузивы вулканогенно-яшмового комплекса принадлежат к океаническим вулканическим ассоциациям (см. рис. 6, 7) и относятся к недифференцированным или слабо дифференцированным базальтам, выплавлявшимся, видимо, непосредственно из мантии, на что указывают высокое содержание в них MgO (6—9%) и суммарного Fe (9—12%), толеитовая (феннеровская) тенденция к накоплению железа (см. рис. 8), низкая степень плавления мантийного вещества, отражающаяся в малых отношениях окислов Al и Ca к Ti . Неметаморфизованные базальты содержат в среднем 3—6% щелочей

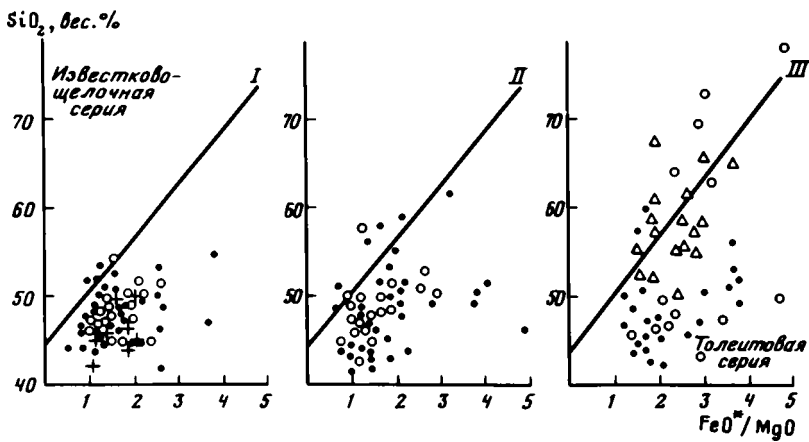


Рис. 8. Диаграммы SiO_2 — FeO^*/MgO . Условные обозначения см. на рис. 6

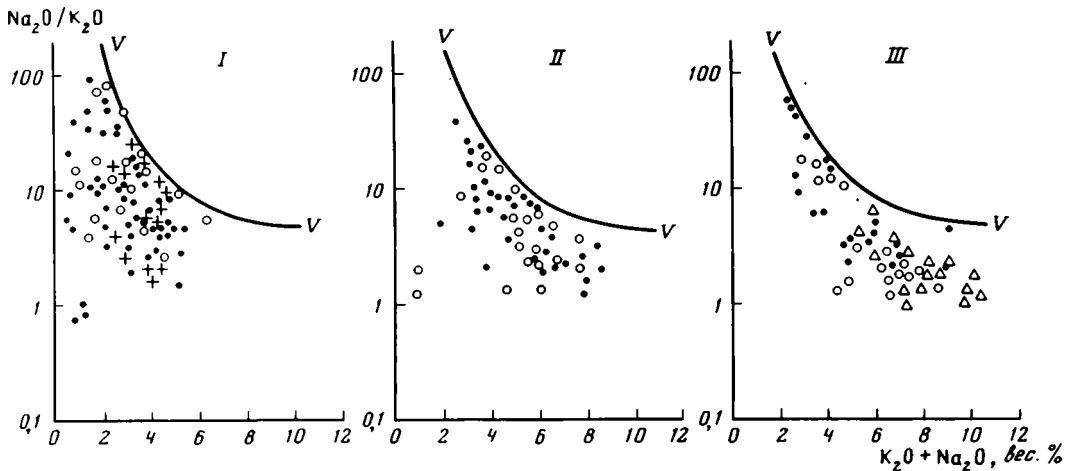


Рис. 9. Диаграммы $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$. Условные обозначения см. на рис. 6

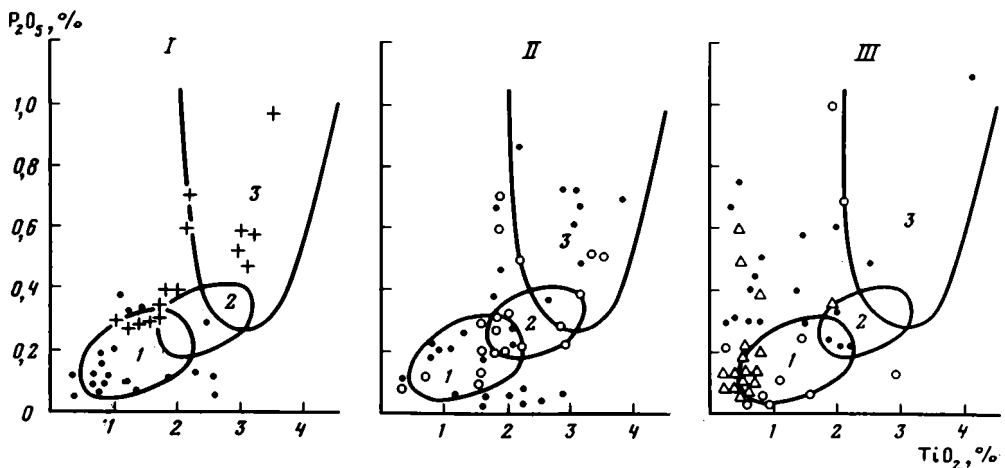


Рис. 10. Диаграммы P_2O_5 — TiO_2

1 — океанические толейты; 2 — островные толейты; 3 — щелочные базальты. Прочие условные обозначения см. на рис. 6

Т а б л и ц а 2
Химические составы (вес. %) эффузивов вулканогенно-ишмового комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46,51	43,96	47,77	50,13	37,63	47,13	44,58	47,86	47,55	50,40
TiO ₂	1,23	2,11	3,05	1,56	4,28	3,64	1,06	1,82	1,10	1,47
Al ₂ O ₃	15,90	16,22	15,14	16,52	11,54	13,73	15,43	13,44	13,00	14,46
Fe ₂ O ₃	5,99	11,37	8,67	9,65	5,48	7,25	7,85	6,40	5,55	5,21
FeO	3,95	2,42	3,68	1,82	7,11	4,83	2,98	4,78	5,87	4,85
MnO	0,29	0,36	0,21	0,38	0,22	0,28	0,18	0,19	0,32	0,23
MgO	7,37	5,74	5,55	3,16	8,57	5,20	6,23	7,54	9,48	7,05
CaO	11,62	6,44	5,04	3,04	12,24	5,97	14,66	7,52	10,72	8,62
P ₂ O ₅	0,21	0,45	0,53	1,02	0,75	0,71	0,19	0,29	0,27	0,40
Na ₂ O	2,73	3,49	3,64	5,46	2,13	4,82	2,35	3,60	2,62	2,51
K ₂ O	0,46	1,52	1,33	1,61	1,18	0,91	0,01	0,45	0,40	0,09
H ₂ O ⁺	1,99	4,08	3,81	2,97	4,00	2,41	3,67	3,80	3,26	4,37
H ₂ O ⁻	0,29	0,49	0,66	1,53	1,29	1,16	0,46	1,15	0,47	0,77
BaO	0,00	0,01	0,01	0,04	0,05	0,07	0,06	0,02	0,00	0,01
SrO	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04	0,04
NiO	0,06	0,09	0,05	0,11	0,06	0,04	0,09	0,07	0,06	0,09
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,45	3,35	0,85	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,64	98,79	99,18	99,48	99,92	99,02	99,86	99,94	100,71	100,81

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	49,82	45,81	47,87	54,91	44,77	48,94	50,79	49,65	48,00	44,70
TiO ₂	1,40	3,30	1,04	0,76	1,53	0,94	0,71	0,83	2,78	2,11
Al ₂ O ₃	13,45	15,48	13,39	14,28	15,20	13,85	14,69	15,97	15,65	14,93
Fe ₂ O ₃	5,66	10,39	4,91	4,93	6,16	6,28	3,49	6,47	3,83	6,24
FeO	6,99	3,74	6,14	5,40	7,89	3,53	6,57	4,38	5,50	5,47
MnO	0,28	0,21	0,21	0,24	0,27	0,22	0,18	0,18	0,22	0,21
MgO	6,02	2,72	8,72	4,86	6,96	7,66	6,58	5,11	3,61	8,59
CaO	7,36	6,84	10,82	4,47	7,28	10,81	5,79	6,69	5,72	7,09
P ₂ O ₅	0,29	0,58	0,22	0,22	0,28	0,27	0,26	0,26	0,76	0,42
Na ₂ O	3,73	5,09	2,92	6,16	3,27	3,84	3,81	4,99	4,47	3,91
K ₂ O	0,17	0,92	0,67	0,51	0,92	0,53	0,97	0,19	2,07	1,29
H ₂ O ⁺	2,99	2,18	3,49	2,29	4,77	2,78	3,68	3,81	5,09	4,67
H ₂ O ⁻	0,77	0,31	0,45	0,31	0,77	1,06	0,92	1,17	0,51	1,13
BaO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,18	0,00
SrO	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,01	0,00
NiO	0,07	0,06	0,06	0,08	0,02	0,03	0,07	0,04	0,02	0,08
CO ₂	0,00	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,25	0,00
Сумма	99,04	98,58	100,91	99,42	100,10	100,75	98,57	99,78	99,67	100,84

Примечание. Анализы выполнены на атомно-эмиссионном ВИП-спектроанализаторе в химической лаборатории ГИН АН СССР.

Нижний триас: 1 — Сусунайский хребет, 2 — Хановский хребет; нижний—средний триас: 3 — Хановский хребет, 4 — Тонино-Анивский полуостров; 5 — средний триас (Тонино-Анивский полуостров); 6 — нижний ладин—варный (Тонино-Анивский полуостров); 7 — верхняя юра—нижний мел (Таулан-Армуданская гряда); 8—16 — нижний мел: 8, 10—15 — Таулан-Армуданская гряда, 9 — Хановский хребет, 16 — Краснотымковский хребет; альб—сеноман: 17—18 — Западно-Сахалинские горы, 19 — Тонино-Анивский полуостров, 20 — Набильский хребет.

при отношении Na₂O/K₂O намного больше 1 (см. рис. 9). В динамометаморфизованных эффузивах сумма щелочей несколько меньше (2—5%), но в них возрастает относительная доля натрия. Является ли это специфической особенностью первичных пород (принадлежность к низкокалийевым толеитам, как предполагали В.К. Гаврилов и Н.А. Соловьева) или обусловлено процессами динамометаморфизма — пока не ясно.

Нормативный пересчет результатов анализов показал, что среди эффузивов выделяются петрохимические типы щелочных оливиновых базальтов, оливиновых толеитов, толеитов и кварцевых толеитов. Существенно преобладают оливиновые толеиты и щелочные оливиновые базальты, располагающиеся вдоль линии диопсид—оливин на пятикомпонентной диаграмме нефелин—оливин—диопсид—гиперстен—кварц. Сопоставление составов базальтов с эффузивами различных структур современного океана показывает, что среди них присутствуют породы, характерные и для абиссальных плит, и для внутриокеанических поднятий (рис. 10, см. рис. 6).

В табл. 2 приведены результаты анализов мезозойских эффузивов, возраст которых и положение в разрезах вулканогенно-яшмового комплекса точно установлены. Существенных различий между триасовыми и нижнемеловыми эффузивами нет, отмечается лишь незначительное увеличение кремнезема в нижнемеловых породах.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН

На Сахалине выделяется несколько типов разрезов верхнемеловых отложений, которые в палеотектоническом плане характеризуют собой различные структуры. Общие представления о позднемеловой тектонической зональности острова изложены в гл. 2. В настоящем разделе будут рассмотрены состав, строение и фациальные особенности отложений каждой зоны (рис. 11, 12). Поскольку выделенные в районах Центрального и Южного Сахалина палеозоны пространственно разобщены наложенной позднекайнозойской впадиной зал. Терпения (за исключением Западной подзоны Западно-Сахалинской зоны) и их структурные связи не изучены, целесообразно привести их раздельное описание.

Западно-Сахалинская зона

Западная подзона по сравнению с остальной территорией острова изучена наиболее полно и с большой детальностью [Геология СССР, 1970; Шуваев, 1969; Меланхолина, 1973]. Напоминание об основных чертах ее строения в данной работе необходимо для проведения в дальнейшем сравнительного анализа верхнемеловых комплексов различных зон Сахалина.

Верхнемеловые отложения Западной подзоны залегают в непрерывном разрезе на вулканогенно-яшмовых толщах и согласно перекрываются палеогеновыми отложениями. В более чем 10-километровом разрезе, вскрытом в Западно-Сахалинских горах, на верхнемеловые отложения приходится 5000—6000 м.

В Центральном Сахалине наиболее низкие горизонты разреза подзоны выходят на северо-востоке Западно-Сахалинских гор и отнесены В.С. Рождественским к

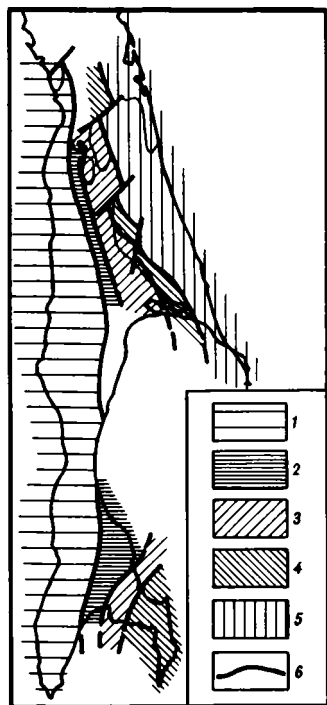


Рис. 11. Схема позднемеловой тектонической зональности о-ва Сахалин

Зоны: 1—2 — Западно-Сахалинская (1 — Западная подзона, 2 — Сусунайско-Армуданская подзона), 3 — Мерейско-Тымовская, 4 — Аниво-Гомонская, 5 — Восточно-Сахалинская; 6 — тектонические границы зон

побединской свите альб-туронского возраста. Побединская свита согласно залегает на самохинской (неоком—сеноман), слагающей верхние части разреза вулканогенно-яшмового комплекса. Побединская свита представлена кремнистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями туфопесчаников, туфов, туффитов, которые преобладают в ее верхних частях. В середине разреза свиты присутствуют линзы конгломератов, часто валунных, состоящих из яшм и эффузивов и отражающих альб-сеноманские структурные перестройки в соседней с востока Тымовской зоне. Нижняя подсвита побединской свиты имеет альб-сеноманский возраст, верхняя подсвита — сеноман-туронский. Более высокие (турон-маастрихтские) части разреза общей мощностью около 4000 м представлены глинистыми и песчано-глинистыми осадками (тымовская, верблюжьегорская, жонкьерская свиты), сменяющиеся к концу мела грубозернистыми прибрежно-морскими и пресноводно-континентальными отложениями (красноярковская свита).

На Южном Сахалине наиболее древние отложения подзоны представлены чередованием алевролитов, аргиллитов, песчаников с прослоями туфов и туффитов альбского возраста (айская свита [Журавлев, 1969]). Залегание выше песчаники с прослоями тонких терригенных пород и линзами конгломератов сеноманского возраста (найбинская свита) перекрываются мощной турон-нижекампанской толщей темно-серых аргиллитов и алевролитов с мергелистыми конкрециями (быковская свита). Более высокие части верхнемелового разреза (красноярковская свита) представлены преимущественно грубозернистыми прибрежно-морскими осадками с незначительным размывом и конгломератами в основании, залегающими на нижекампанских алевролитах.

В разрезах Западной подзоны повсеместно присутствуют тонкие прослои туфов среднего и кислого составов. В песчаниках нижних частей разреза (альб—сеноман) содержатся обломки основных плагиоклазов, клинопироксенов, эффузивов, яшм наряду с обломками кислых плагиоклазов, магматического кварца, реже калиево-полевого шпата. Последние преобладают в более высоких частях разреза. На альб-сеноманский интервал осадконакопления приходится около 2000 м разреза, на турон-маастрихтский — около 3000 м.

Армуданская подзона (Центральный Сахалин). Верхнемеловые отложения на северо-западе Таулан-Армуданской гряды согласно залегают на образованиях вулканогенно-яшмового комплекса и представлены кремнистыми алевролитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками с остатками радиолярий верхнего мела (*Amphirundax* sp., *Theocapsomma* sp. и др.). Видимая мощность отложений составляет более 400 м.

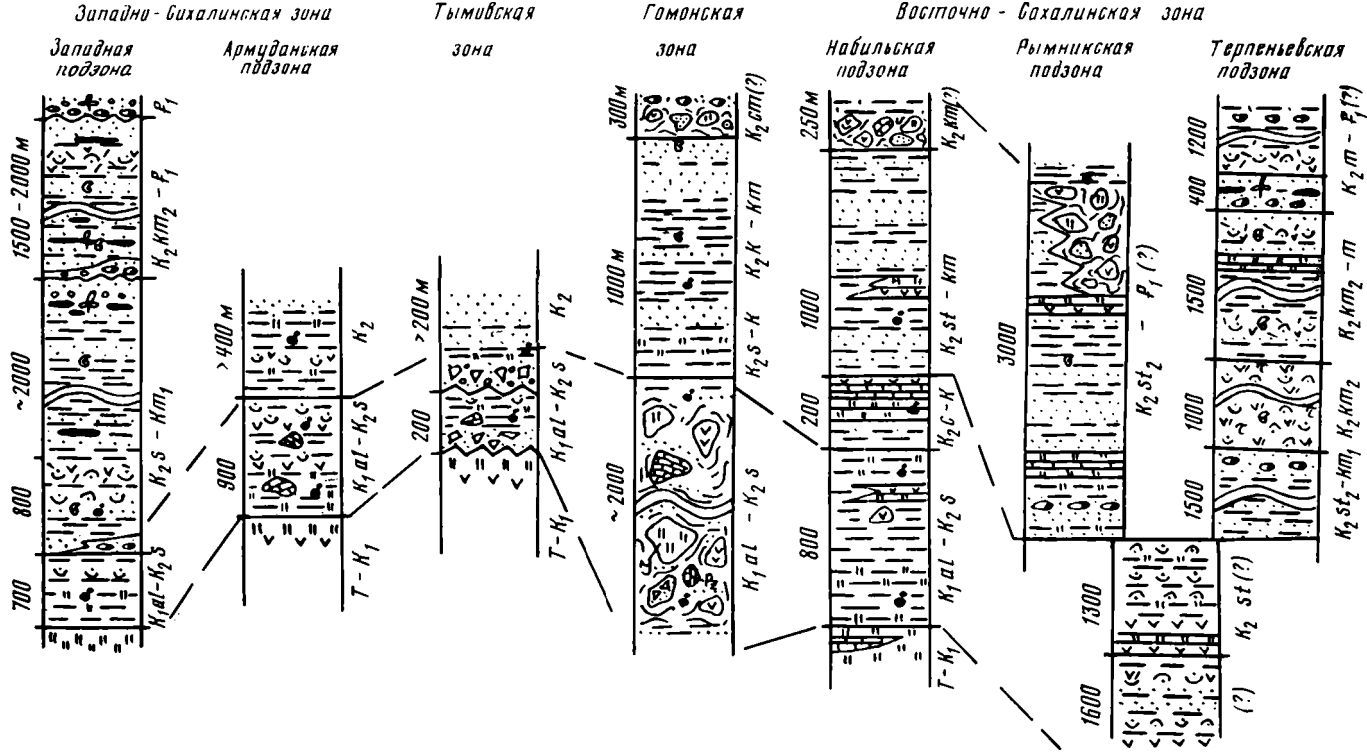
Сусунайская подзона (Южный Сахалин). Верхнемеловые отложения Сусунайского хребта преобразованы в различные сланцы хлоритовой субфации метаморфизма в результате процессов динамометаморфизма. Они постепенно без видимого несогласия залегают на образованиях вулканогенно-яшмового комплекса.

На толще кварцитов (по яшмам), содержащих радиолярии верхов раннего мела (см. гл. 4), залегают:

Мощность, м

1. Однородные черные алевропелиты и глинистые силициты (серицит-кварцевые и кварц-серицитовые сланцы) с редкими тонкими (1—5 см) прослоями серых известняков (рассланцованные мраморы и кварц-карбонатные сланцы) 100
2. Переслаивание темно-серых кремнисто-глинистых пород и алевропелитов со светло-зелеными глинисто-кремнистыми породами, содержащими прослой серых, розоватых и зеленоватых кремней (кварцито-сланцы) 200
3. Тонкое линзовидное переслаивание темно-серых глинистых силицитов с зеленовато-серыми и зелеными вулканомиктовыми алевролитами (серицит-эпидот-хлорит-кварцевые сланцы), которые выше по разрезу сменяются черными алевропелитами с единичными прослоями кремней 400
4. Черные алевропелиты и кремнистые алевролиты с маломощными прослоями желтовато-серых, охристых с поверхности окремненных пород (по туфам кислого состава?) и темно-серых известняков, (1—7 см) 400

Центральный Сахалин



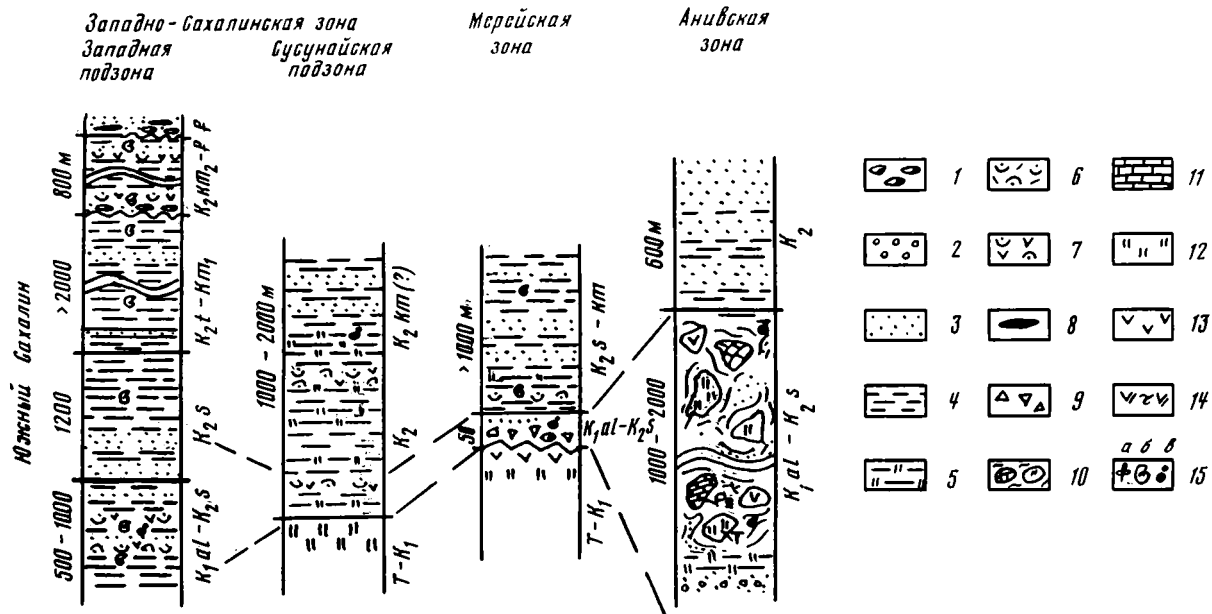


Рис. 12. Схема сопоставления сводных разрезов верхнемеловых отложений различных зон о-ва Сахалин

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты и аргиллиты; 5 — кремнистые алевролиты и аргиллиты; 6 — туфы среднего и кислого составов; 7 — туфы основного и среднего составов; 8 — уголь; 9 — конгломерато-брекчии; 10 — тектоно-гравитационные микститы; 11 — известняки; 12 — яшмы; 13 — базальты; 14 — трахиандезиты, трахидациты; 15 — обоснование возраста отложений по: а — остаткам флоры, б — иночерамам, аммонитам, пелициподам, в — радиоляриям

Общая мощность верхнемеловой толщи Сусунайского хребта составляет не менее 1000 м. Она рассматривалась раньше в составе черносланцевой толщи [Егоров, 1969] или лангерийской свиты вальзинской серии [Семенов, 1969], считавшихся палеозойскими или пермско-триасовыми. Недавно на западном склоне хребта в отложениях черносланцевой толщи была обнаружена позднемеловая фауна. В правом борту р. Лиговки (верховья р. Красносельской), в 100 м выше ее слияния с р. Мгой, в зеленовато-серых кварц-серицитовых сланцах были найдены карбонатные конкреции линзовидной формы диаметром 15—20 см при толщине 6—10 см, покрытые марганцевой коркой. Изучение шлифов и их прокрашивание показали, что конкреции сложены главным образом карбонатом железа и кальция, имеют сферолитовую структуру и содержат остатки тонкостенных населярий, а также многочисленные губчатые дискоиды, близкие описанным Р.Х. Липман из поздне-меловых отложений Западно-Сибирской низменности. По мнению В.С. Вишневской, радиолярии имеют позднемеловой—палеоценовый возраст.

Тымовская зона (Центральный Сахалин)

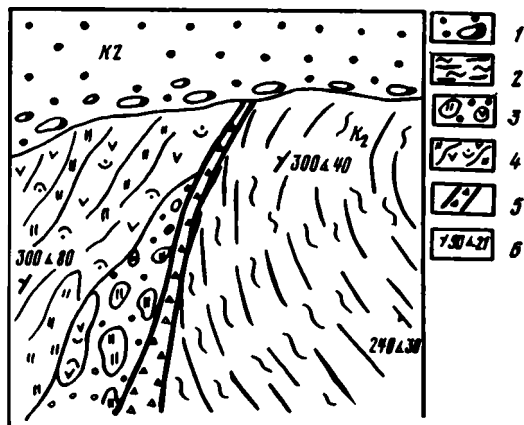
В юго-восточной части Таулан-Армуданской гряды к верхнемеловым отложениям относятся темно-зеленые гравелиты, состоящие из обломков яшм, эффузивов и кремней, темно-зеленые и зеленовато-серые граувакковые песчаники часто с крупными обломками черных алевролитов и черные кремнистые алевролиты, залегающие на альб-сеноманских туфо-терригенно-кремнистых отложениях, венчающих разрез триас-нижнемеловых вулканогенных и кремнистых образований.

В Малотымовском хребте верхнемеловые отложения представлены расчленованными темными, зеленовато-серыми граувакковыми песчаниками, темно-серыми алевролитами, аргиллитами (иногда известковистыми), содержащими мелкие (1—10 см) слабоокатанные обломки яшм, кварцитов, кремней и эффузивов. Верхние части разреза сложены зеленовато-серыми песчаниками часто с обломками черных алевролитов и аргиллитов. Видимая мощность отложений составляет около 600 м. Самые нижние части разреза сложены конгломератобрекчией кремнистых и эффузивных пород, содержащей валуны размером до 1—2 м. Найти участки непосредственного стратиграфического контакта вулканогенно-яшмовых образований с верхнемеловой песчано-глинистой толщей не удалось (рис. 13), так как обычно контакты сорваны в результате более поздних тектонических движений. Однако В.А. Шустовым [1961] по р. Безукладинке было описано (и приведен рисунок) структурно несогласное и с конгломератами в основании залегание терригенных отложений малотымовской свиты (верхнего мела. — *А.Р.*) на породах палевской свиты (вулканогенно-яшмовом комплексе. — *А.Р.*).

В западных отрогах Восточно-Сахалинских гор на юге Хановского хребта в одном из тектонических блоков наблюдается структурно несогласный контакт верхнемеловых отложений с породами вулканогенно-яшмового комплекса. В основании верхнемелового разреза присутствует 20—30-метровый горизонт конгломерато-брекчий с прослоями гравелитов и песчаников. Среди конгломерато-брекчий присутствуют отдельные глыбы (до 1—3 м) яшм, микрокварцитов, эффузивов (спилитов, базальтов, диабазов). Песчаники содержат плавающие слабо окатанные гальки этих пород (1—2 см) и состоят из обломков яшм, кварцитов, эффузивов, единичных серпентинитов, обломков основных плагиоклазов, пироксенов, эпидота, реже магматического кварца. Выше залегают темно-серые кремнистые алевролиты и аргиллиты с прослоями светло-зеленых, реже красных глинисто-кремнистых пород и песчаников с обломками черных алевролитов и аргиллитов, среди которых обнаружены радиолярии альб-сеноманского возраста (*Paronaella* sp., *Orbiculiforma* sp., *Alievium* ? sp., *Pseudodictyomitra* sp.). Мощность около 50—70 м. Эти отложения перекрываются темно-серыми алевролитами и аргиллитами с прослоями зеленовато-серых среднезернистых песчаников и пачками переслаивания алевролитов и

Рис. 13. Строение контакта образований вулканогенно-яшмового комплекса с верхнемеловыми отложениями на юге Малотымовского хребта

1 — неогеновые конгломераты и песчаники; 2 — верхнемеловые алевролиты; 3 — конгломерато-брекчия яшм и базальтов в песчаниках; 4 — образования вулканогенно-яшмового комплекса; 5 — тектонические брекчии зоны разлома; 6 — элементы залегания



песчаников. В песчаниках в больших количествах появляются обломки кислого плагиоклаза (андезин, рлигоклаз) и магматического оплавленного кварца, характерного для эффузивных и пирокластических пород кислого состава. Мощность верхнемеловых отложений более 200 м.

В Краснотымовском хребте альб-верхнемеловые отложения по р. Каменка и близлежащим речкам представлены в нижних частях разреза темными грязно-зелеными граувакковыми песчаниками, сменяющимися зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками с обломками черных алевролитов. Общая мощность составляет около 150—200 м.

Напротив пос. Красная Тымь верхнемеловые отложения имеют следующий разрез:

Мощность, м

1. Темные, зеленовато-серые мелкозернистые рассланцованные песчаники	5
2. Темно-серые алевролиты (филлиты)	35
3. Темно-серые кремнистые алевролиты и аргиллиты	25
4. Зеленовато-серые среднезернистые песчаники с обломками черных алевролитов и аргиллитов, зеленых кремней и магматического кварца	50

Контакты терригенных отложений с подстилающими рассланцованными вулканогенно-кремнистыми отложениями тектонические. Общая видимая мощность 110—120 м.

Терригенные отложения Хановского и Краснотымовского хребтов в зависимости от степени перекристаллизованности и рассланцованности пород ранее относились либо к лангерийской свите вальзинской серии, либо к далдаганской серии палеозойско-раннемезозойского возраста.

По рекам Житница и Мулейка в центральной части западных отрогов Восточно-Сахалинских гор верхнемеловые отложения имеют сходное строение. В частности, по р. Мулейка терригенная толща представлена черными алевролитами (филлитами) с прослоями зеленовато-серых метапесчаников. Более высокие части разреза сложены зеленовато-серыми и желтовато-серыми мелкозернистыми песчаниками, состоящими из обломков эффузивов, микрокварцитов по яшмам, черных алевролитов, обломков плагиоклаза, клинопироксена, эпидота и кварца. Общая мощность превышает 250 м.

Мерейская зона (Южный Сахалин)

Верхнемеловые отложения Мерейской зоны слагают два изолированных поля на юге Сусунайского хребта и в долине р. Мерей, разделенные выходами позднекайнозойских пород. На юге Сусунайского хребта в верховьях р. Комиссаровка верхнемеловые отложения представлены черными алевролитами с прослоями

палевых мелко- и среднезернистых песчаников с глауконитом. Они слагают тектоническую пластину, надвинутую на северо-западе на серпентиниты и амфиболиты, а в южной части — стратиграфически и структурно несогласно перекрытую олигоцен-миоценовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. Определенных органических остатков в алевролитах не обнаружено, но все исследователи сопоставляют эту толщу с быковской свитой турон-раннекампанского возраста.

Основное поле выходов верхнемеловых отложений Мерейской зоны по рекам Мерея и Комиссаровка сложено черными алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников. В этой толще обнаружены аммониты и иноцерамы раннего кампана [Геология СССР, 1970]. В основании разреза верхнемеловых отложений И.Г. Гринбергом описан трехметровый слой базальных конгломератов и 42-метровый горизонт песчаников, залегающих на эффузивах вулканогенно-яшмового комплекса.

Отложения Мерейской зоны изучались автором восточнее пос. Пригородное на западе Тонино-Анивского полуострова. Контакт их с отложениями вулканогенно-яшмового комплекса здесь не вскрыт. Нижние части разреза верхнемеловых отложений к западу от горы Юнона (см. рис. 15) представлены темно-серыми туфопесчаниками с маломощными прослоями темно-серых алевролитов и полуокатанными обломками диабазов, пузырчатых и миндалекаменных базальтов, спилитов размером до 3—5 см. Песчаники состоят из обломков кремней, микрокварцитов, яшм, эффузивов, обломков сосюртитизированных основных плагиоклазов, магнетита, клинопироксенов. Мощность этой пачки около 100 м. Более высокие части разреза сложены ритмичными, с градиционной слоистостью, серыми и темно-серыми песчаниками и алевролитами. Из алевролитов выделены радиолярии альба—сеномана. Выше залегают черные алевролиты с прослоями (0,3 м) песчаников, пачками флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов с известковистыми конкрециями. В песчаниках в больших количествах появляются обломки кислого неизмененного плагиоклаза и оплавленного кварца, черных алевролитов. Видимая мощность 250—300 м. В отложениях этой пачки ранее были обнаружены иноцерамы и аммониты альба—сеномана [Геология СССР, 1970].

Гомонская зона (Центральный Сахалин)

В строении Гомонской зоны участвуют терригенные отложения с толщей хаотического строения в основании верхнемелового разреза. Отложения этой зоны изучались по рекам Ивашка, Мойга, притокам р. Витница и на севере Набильского хребта.

Нижние части разреза (р. Ивашка) представлены тонким переслаиванием светло-серых, зеленых и зеленовато-серых кремней и кремнистых туфоалевролитов, красных глинистых яшм, темно-серых кремнистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В составе этих отложений присутствуют единичные глыбы яшм, эффузивов и палеозойских известняков. Возраст нижних частей разреза альб-сеноманский. Видимая мощность 30—40 м.

Выше залегают толща темно-серых и черных аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников и зеленовато-серых кремнистых алевролитов, содержащая многочисленные обломки и бескорневые глыбы пород преимущественно вулканогенно-яшмового комплекса. Размер обломков колеблется от первых сантиметров до десятков метров. Кроме того, в поле распространения терригенной толщи присутствуют гигантские (1—1,5 км при мощности 200—300 м) выходы яшм, эффузивов и известняков. Часть из них (обычно первые сотни метров), по данным разведочного бурения, является бескорневыми глыбами. Однако не исключено, что некоторые крупные выходы могут представлять собой выступы раздробленного вулканогенно-кремнистого (с рифогенными известняками) основания Гомонской

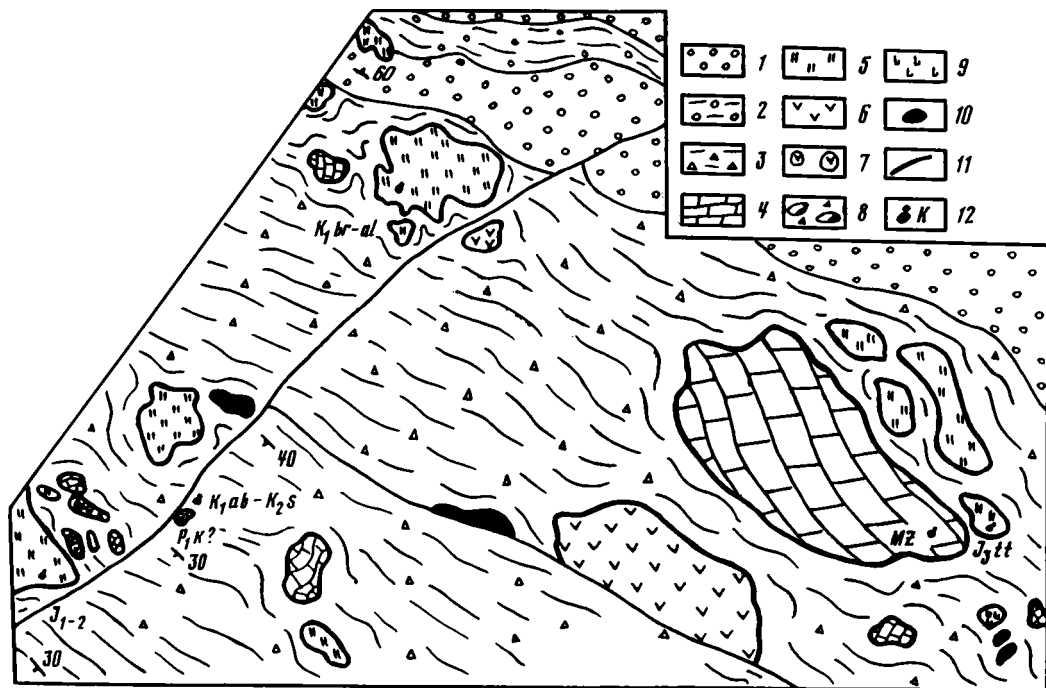


Рис. 14. Схема геологического строения участка Гомонской зоны (р. Ивашка)

Верхнемеловые отложения: 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — алевролиты и кремнистые алевролиты с обломками различных пород; глыбы доверхнемеловых пород: 4 — известняки, 5 — яшмы, 6 — базальты, 7 — вулканогенно-обломочные породы, 8 — брекчии яшм и базальтов, 9 — габбро, 10 — серпентиниты; 11 — разрывные нарушения; 12 — места сбора и возраст микрофауны

зоны, частично перекрытого верхнемеловыми отложениями. Однозначно определить природу таких выходов без данных бурения трудно, поскольку их размеры намного превышают глубину речного вреза и подстилающие отложения не вскрываются.

В составе толщи хаотического строения присутствуют глыбы разнообразных яшм, кремней, базальтов, диабазов, спилитов, известняков, серпентинитов, габбро, брекчий, состоящих из угловатых обломков яшм, известняков и эффузивов (рис. 14). Некоторые из крупных глыб яшм включают в себя части разреза вулканогенно-яшмового комплекса значительного возрастного диапазона. В частности, по р. Ивашка были опробованы на микрофауну некоторые из глыб. Здесь присутствуют верхнеюрские (титонские) красные яшмы с радиоляриями: *Parvingula altissima* (Rust), *Mirifusus baileyi* Pessagno, *Spongocapsula* aff. *perampia* (Rust), *Crucella* sp., *Hsuum* sp., баррем-альбские яшмы с радиоляриями: *Thanaia conica* (Aliiev), *Zifondium* cf. *Llassenensis* Pess., *Orbiculiforma* aff. *railensis* Pess., *Paronaella* (?) *hipposidericus* Forem., *Acaeniotyle umbilicata* Foreman, *A. diaphragona* Foreman, "*Dictyomitra*" aff. *somphedia* Forem., "*D*" aff. *pseudomacrocephala* (Squinabol), *Xitus* ? sp., *Paronaella* ? sp., *Praeconocaryomma* sp. Наиболее молодые породы, участвующие в строении глыб, датируются альбом—сеноманом. Возраст большинства известняковых глыб не определен из-за сильной перекристаллизации пород. Некоторые из них имеют палеозойский возраст (см. гл. 3), другие же являются мезозойскими. В известняках у пос. Известковый (Гомон) и в верховьях р. Витница обнаружены остатки кораллов и мезозойской микрофауны (шлифы просматривались Д.М. Раузер-Черноусовой).

Выше по разрезу количество глыб в терригенной толще резко уменьшается, и она

представлена уже монотонными темно-серыми и черными алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников. Из кремнистых алевролитов этой части разреза (р. Мойга) выделены радиолярии сеноманско-коньякского возраста (определения Н.Ю. Брагина). В алевролитах обнаружены также обломки призматических слоев иноцерамов [Геология СССР, 1970]. Алевролиты перекрываются песчаниками, состоящими из обломков кислого плагиоклаза, оплавленного магматического кварца, кремней, различных эффузивов, магнетита, пироксенов и содержащими обломки черных алевролитов размером до 1—2 см.

Верхние части разреза отложений Гомонской зоны (р. Витница) представлены алевролитами с прослоями темно-серых среднезернистых песчаников, сменяющимися выше песчаниками с прослоями алевролитов. Мощность алевролитопесчаников пачки около 250 м, в ней обнаружены радиолярии коньяка—кампа. Ее перекрывает 60-метровая пачка черных алевролитов с единичными глыбами эффузивов и известняков. В алевролитах обнаружены остатки иноцерамов, схожих с *Inoceramus schmidtii* Mich. кампанского возраста. Выше залегают грубозернистые песчаники, обычно с крупными (до 2—4 см) обломками черных алевролитов и аргиллитов. Мощность 100—120 м. Венчает разрез пачка алевролитов (200—300 м), включающих многочисленные глыбы (размером до первых метров) эффузивов основного, среднего и кислого составов, известняков, темно-серых кремней, красных глинистых яшм, песчаников, гравелитов и конгломератов, состоящих из гальки кремней, песчаников и эффузивов. Общая мощность верхнемеловых отложений составляет порядка 2—3 км.

Близкое строение имеют толщи на севере Набильского хребта. В основании видимого разреза залегают темно-зеленые граувакковые песчаники с прослоями кремнистых алевролитов и единичными глыбами яшм, кварцитов по яшмам и базальтов, сменяющиеся выше по разрезу темно-серыми алевролитами с прослоями песчаников. Мощность около 400 м. Более высокие части разреза представлены черными и зеленовато-серыми алевролитами, содержащими как мелкие обломки, так и сравнительно крупные (10—20 м) глыбы разнообразных яшм (юрских, нижнемеловых), эффузивов, серпентинитов. Выше залегают пачка песчаников с обломками черных алевролитов (размером до 10 см) и с прослоями алевролитов и гравелитов, а также с маломощными (до 10 м) прослоями флишоидного переслаивания алевролитов и песчаников. Мощность 300—350 м. Венчают разрез черные алевролиты с плавающей галькой и прослоями конгломератов, состоящих из хорошо окатанной гальки эффузивов, алевролитов и песчаников с обломками алевролитов. Видимая мощность 40—50 м.

Особо следует сказать об отложениях житницкой свиты, залегающих в тектонических покровах на мезозойских метаморфизованных образованиях в верховьях р. Житница. Они рассматриваются в составе Гомонской зоны и представлены черными рассланцованными алевролитами и граувакковыми песчаниками с глыбами различных пород доверхнемелового возраста. Помимо известняков, содержащих палеозойскую фауну [Геология СССР, 1970], в толще присутствуют глыбы эффузивов основного состава и яшм, заключающих радиолярии юрско-раннемелового возраста: *Mirifusus* sp., *Podobursa* sp., *Sethocapsa* sp., *Parvicingula* cf. *boesii* (Parona), *Parvicingula* sp. Видимая мощность около 600—800 м [Геология СССР, 1970].

Анивская зона (Южный Сахалин)

Верхнемеловые отложения Анивской зоны представлены терригенными песчано-алевролитовыми отложениями. На участке р. Горная—гора Юнона (рис. 15) они имеют следующее строение. В основании видимого разреза залегает терригенная толща хаотического строения. Цемент представлен темно-серыми алевролитами с прослоями зеленовато-серых кремнистых алевролитов и песчаников. Алевролиты

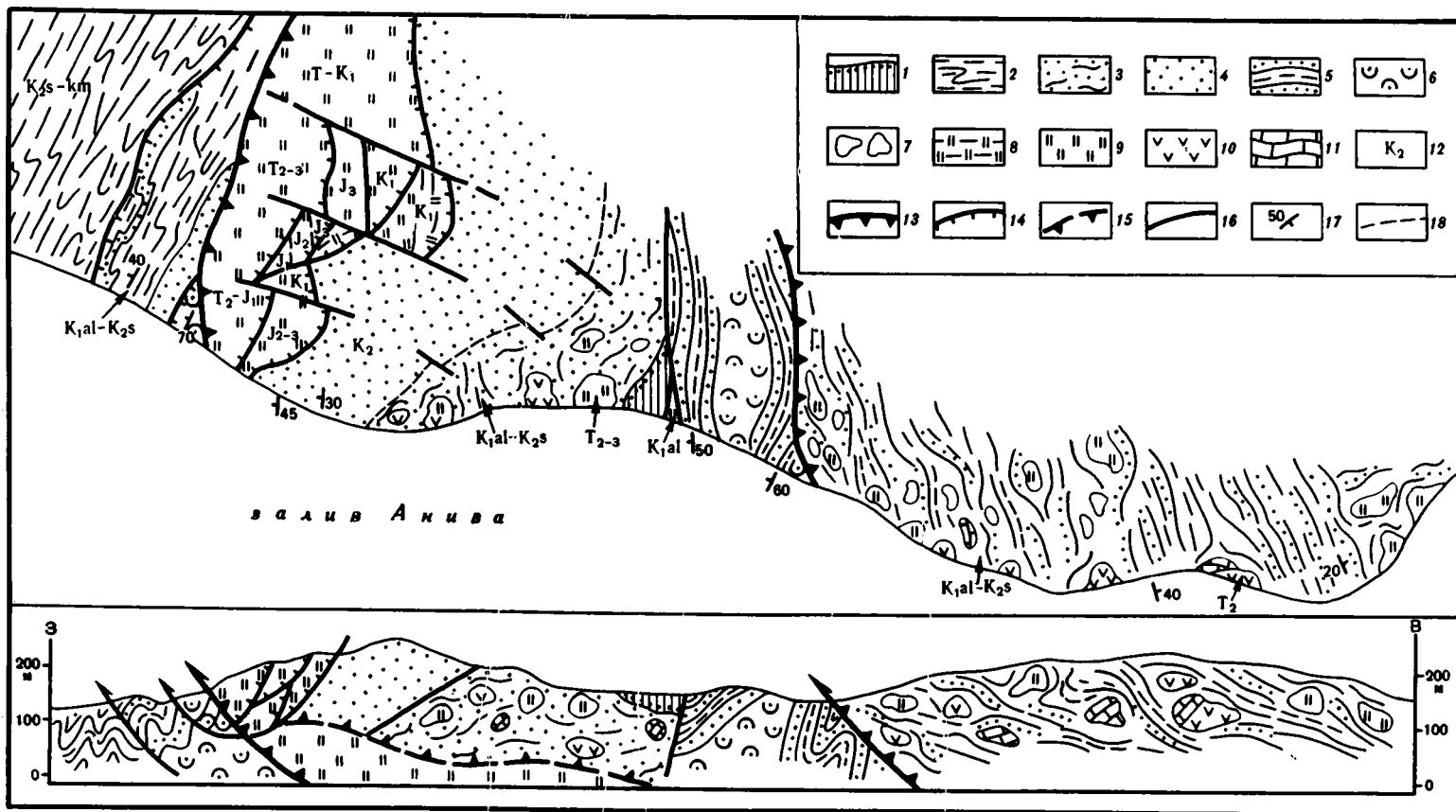


Рис. 15. Схема геологического строения и разрез западной части Тонино-Анивского полуострова

1 — кайнозойские отложения; верхнемеловые отложения: 2 — алевролиты и аргиллиты, 3 — алевролиты и песчаники, 4 — песчаники с прослоями гравелитов, 5 — флиш, 6 — вулканомиктовые песчаники и алевролиты; альб-сеноманские отложения: 7 — тектоногравитационные микститы, 8 — кремнистые алевролиты и аргиллиты; триас-нижнемеловые образования: 9 — яшмы, 10 — базальты, 11 — известняки; 12 — места сбора и возраст микрофауны; зоны поздне-верхнемеловых — раннепалеогеновых надвигов: 13 — основные, 14 — второстепенные, 15 — предполагаемые; 16 — крутопадающие разломы (нерасчлененные); 17 — элементы залегания; 18 — литологически границы

включают мелкие (10—20 см) обломки эффузивов, кремней, яшм и известняков, линзовидные прослои конгломерато-брекчий и глыбы размерами до 50—70 м в поперечнике. Глыбы сложены различными яшмами, базальтами, спилитами, туфами, светло-серыми палеозойскими известняками и розовато-серыми и красноватыми органогенно-обломочными мезозойскими известняками. Из вмещающих кремнистых алевролитов выделены радиолярии альба—сеномана: *Holocryptocanium barbui Dumitrica*, "*Dictyomitra*" cf. *pentacolaensis* (Pessagno) и др. Из различных глыб яшм и кремней выделены триасовые, юрские и меловые радиолярии, в частности, позднего альба—раннего сеномана: *Holocryptocanium* cf. *tuberculatum Dumitrica*, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Pseudodictyomitra* sp., *Holocryptocanium* sp., *hemicyptocapsa* sp.

Более высокие части разреза сложены песчаниками с прослоями черных алевролитов и пачками (10—50 м) флишоидного переслаивания алевролитов и песчаников, включающих оползневые тела верхнемеловых песчаников, а также редкие глыбы пород вулканогенно-яшмового комплекса. Выше залегают песчаники с единичными маломощными прослоями черных алевролитов и линзами песчаников, насыщенными обломками черных алевролитов. Мощность около 300 м, общая мощность верхнемеловых отложений превышает 2000 м.

Восточнее, на участке пос. Озерск—р. Горелая, в составе другой тектонической пластины верхнемеловые толщи Анивской зоны имеют следующее строение. В основании видимого разреза залегают среднезернистые песчаники с линзами гравелитов и конгломерато-брекчий из пород вулканогенно-яшмового комплекса. Мощность 150 м. Их перекрывает терригенная толща мощностью около 1 км, содержащая многочисленные обломки и глыбы пород вулканогенно-яшмового комплекса. В верхних частях разреза толща сложена тонким флишоидным переслаиванием алевролитов и песчаников с текстурами оползания осадка и оползевыми телами верхнемеловых песчаников и пород вулканогенно-яшмового комплекса. Выше залегают темно-серые алевролиты с прослоями зеленовато-серых кремнистых алевролитов и пачками флишоидного переслаивания. Алевролиты включают единичные глыбы пород вулканогенно-яшмового комплекса и оползневые тела сингенетичных им верхнемеловых песчаников. Мощность более 200 м. Общая мощность более 1500 м. Толщи хаотического строения в районе поселков Озерск и Утесный детально описаны В.К. Гавриловым [Бродская и др., 1977, 1979] и рассмотрены Д.Ф. Семеновым [1975], относившим их к олистостромовым образованиям.

Восточно-Сахалинская зона (Центральный Сахалин)

Верхнемеловые отложения, рассматриваемые в составе Восточно-Сахалинской зоны, слагают основную часть Восточно-Сахалинских гор и представлены смешанным вулканогенно-кремнисто-терригенным комплексом отложений.

В западной части зоны, в верховьях р. Пиленга (рис. 16), нижние части разреза сложены красными яшмами с линзовидными прослоями розоватых известняков. Из яшм выделены радиолярии раннемелового возраста (валанжин—баррем): *Archaeodictyomitra* cf. *apiara* (Rust), *Thanarla conica* (Aliev), *Parvicingula* sp. Мощность более 50 м. Эти отложения, венчающие разрез вулканогенно-яшмового комплекса, согласно перекрываются пачкой алевролитов с прослоями темно-зеленых кремнистых алевролитов, содержащих радиолярии альба—сеномана: *Holocryptocanium barbui Dumitrica*, *H. tuberculatum Dumitrica*, *Pseudodictyomitra nakasekoi Taketani*, *Thanarla* aff. *praeventa* Pessagno, *T.* aff. *pulchra* (Squinabol). В верхних частях пачки присутствуют единичные глыбы пиллоу-базальтов и маломощные (5 см) прослои красных яшм. Мощность около 800 м. Выше согласно залегают:

Мощность, м

1. Пиллоу-базальты 5
2. Черные алевролиты 5—7

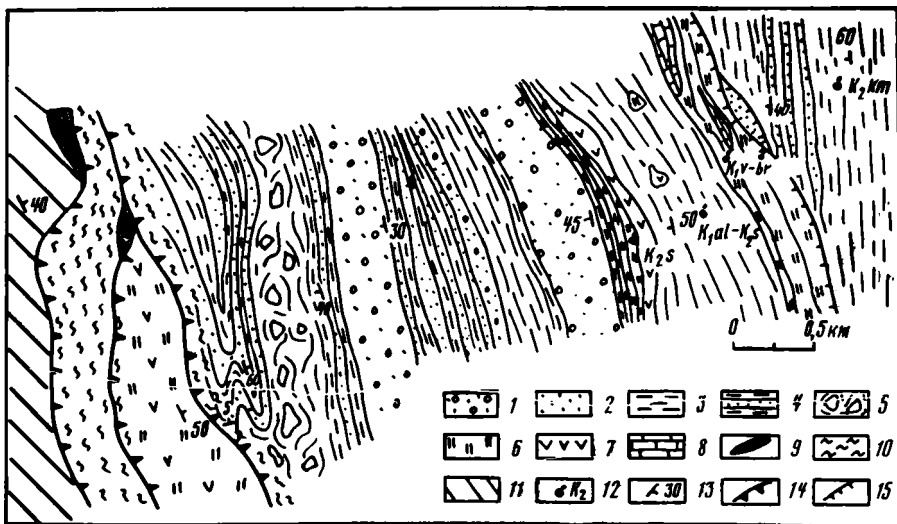


Рис. 16. Схема геологического строения верхьев р. Пиленга

1 — грубозернистые песчаники и гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — флишоидное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 5 — позднечетвертичные миститы; 6 — яшмы; 7 — базальты; 8 — известняки; 9 — серпентиниты; 10 — расчленованные верхнемеловые терригенные породы; 11 — верхнемеловые отложения Гомонской зоны; 12 — места сбора и возраст микрофауны; 13 — элементы залегающих; надвигов поздне-верхнемелового—раннепалеогенового возраста; 14 — основные, 15 — второстепенные

Мощность, м

- | | |
|--|-------|
| 3. Переслаивание (от 1—2 см до 1 м) красных, бурых, зеленых яшм, кремнистых алевролитов, темно-серых алевролитов, бурых глинисто-кремнистых пород (глинистые яшмы), розовых известняков. В яшмах присутствуют радиолярии низов позднего мела (альб—сеноман, скорее сеноман): <i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica, <i>Squinabollum fossilis</i> Dumitrica, <i>Pseudodictyomitra</i> cf. <i>lodogaensis</i> Pessagno, <i>Stichomitra communis</i> Squinabol, <i>Thanarla</i> aff. <i>praeveneta</i> Pessagno, <i>Amphipyndax mediocris</i> (Tan), <i>Conosphaera</i> sp., <i>Orbiculiforma</i> sp. | 50 |
| 4. Темно-серые алевролиты с прослоями песчаников и прослоем базальтов | 50 |
| 5. Гравелиты и темно-серые песчаники с маломощными прослоями черных алевролитов. Гравелиты и песчаники содержат обломки черных алевролитов, яшм и кремней | 100 |
| 6. Черные алевролиты | 400 |
| 7. Флишоидное переслаивание алевролитов и песчаников | 300 |
| 8. Песчаники | 30—40 |
| 9. Черные алевролиты | 50 |
| 10. Песчаники с линзами гравелитов и алевролитов | 150 |
| 11. Флишоидное переслаивание алевролитов и песчаников | 40 |
| 12. Песчаники | 8 |
| 13. Черные алевролиты с редкими карбонатными конкрециями, подводно-оползневыми структурами и единичными мелкими глыбами кремней и песчаников. Выше по разрезу алевролиты сменяются олистостромом из глыб яшм, кремней, известняков, гравелитов, песчаников, серпентинитов, эффузивов основного и среднего составов, габбро-диабазов, кварцитов, лиственитов. Размер глыб небольшой, редкие глыбы достигают 10 м в поперечнике | 250 |
| 14. Флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов | 80 |

Общая видимая мощность 2300—2500 м.

Толщи близкого строения известны по рекам Правый Набиль и Крутая Падь на северо-востоке Восточно-Сахалинских гор. Для них характерен смешанный состав отложений, представленный терригенными породами с пачками переслаивания эффузивов, яшм и известняков, отсутствие несогласий (структурных или стратиграфических) на рубеже раннего и позднего мела, характерных для Мерейской и Тымовской зон. Разрезы отложений Восточно-Сахалинской зоны детально рассмотрены В.С. Рождественским [1983] и отнесены им к остринской, хойской, правонабильской и лопатинской свитам, надстраивающим друг друга. Остринская и правонабильская свиты представлены преимущественно кремнисто-вулканоген-

ными образованиями, а хойская и лопатинская — терригенными. В приведенной В.С. Рождественским схеме сопоставления разрезов Восточно-Сахалинских гор эти свиты охватывают интервал от палеозоя (?) до верхнего мела. Однако палеозойская и верхнеюрско-нижнемеловая фауна получена из известняков, залегание которых неясно. С другой стороны, Ю.Н. Разнициным непосредственно из кремнистых прослоев толщи по рекам Набиль и Правый Набиль были выделены радиолярии родов: *Amphipyndax*, *Theocapsomma*, *Dictiocephalus*, имеющих верхнемеловую (кампанский ?) возраст. По-видимому, правонабильскую и лопатинскую свиты следует рассматривать в составе верхнемеловых отложений, а согласно подстилающие их отложения остринской и хойской свит (в понимании В.С. Рождественского, а не как это дано в XXXIII томе Геологии СССР) — как восточные фации триас—нижнемелового вулканогенно-яшмового комплекса и переходные к верхнемеловым альб-сеноманские отложения соответственно. Не исключено также, что отложения, отнесенные В.С. Рождественским к остринской и хойской свитам, представляют собой нижние части верхнемелового разреза, как это оказалось, например, при определении возраста пород, включенных в состав свит, по р. Пиленга. Правонабильская свита сложена эффузивами с прослоями туфоалевролитов и песчаников, сургучно-красных яшм, кремнисто-глинистых пород, алевролитов, трахибазальтов и туфов, среди которых присутствуют и туфы кислого состава. Лопатинская свита сложена внизу алевролитами с прослоями яшм и песчаников, а сверху — преимущественно средне- и крупнозернистыми грауваковыми и аркозовыми песчаниками. Из кремнистых пород лопатинской свиты известны находки позднемеловых радиолярий [Рождественский, 1983]. Образования правонабильской и лопатинской свит во многом сходны с верхнемеловыми толщами богатинской, раkitинской и березовской свит Восточного Сахалина, с одной стороны, и с рассмотренным выше разрезом по р. Пиленга — с другой, хотя все они имеют специфические черты. В восточных районах Центрального Сахалина распространены верхнемеловые отложения, объединенные в рымникскую серию. Строение этих толщ подробно рассмотрено в работе В.М. Гранника [1978]. Нижние части разреза (богатинская свита) представлены кремнисто-глинисто-пирокластическими отложениями (кремнистые аргиллиты, туфы, туффиты, глинистые силициты, яшмы), перекрывающимися туфами, лавами с линзами яшм и розовых известняков, кремнистых аргиллитов или туфами с пачками флишоидного переслаивания алевролитов и песчаников с линзами гравелитов и конгломератов (раkitинская свита). Верхние части разреза охарактеризованы верхнемеловыми иноцеррами и радиоляриями [Гранник, 1978]. Общая мощность богатинской и раkitинской свит оценивается в 2500 м. Все эти отложения сходны с разрезами, описанными в северо-восточной части Восточно-Сахалинских гор, и отличаются лишь большей долей пирокластического материала и меньшей — терригенного. Они стоят в едином фациальном ряду отложений Восточно-Сахалинской зоны, характеризующихся на западе преобладанием терригенных пород с редкими прослоями глинистых яшм и базальтов, а на востоке — преобладанием туфовых отложений и большей долей кремнисто-глинистых и вулканогенных образований. Отложения богатинской и раkitинской свит Восточно-Сахалинской зоны на северо-востоке Восточно-Сахалинских гор перекрываются отложениями березовской свиты [Геология СССР, 1970] или серии [Гранник, 1978], представленной песчаниками, аргиллитами, алевролитами с прослоями диабазов и спилитов, а на отдельных участках олистостромом [Разницин, 1982]. Среди терригенных пород серии различными исследователями были собраны раковины *Anapachydiscus* sp. indet., *Inoceramus* sp. ex gr. *naumanni* Yok. позднего сантона—раннего кампана [Разницин, 1982] и *Inoceramus shmidtii* Mich. кампанского возраста [Гранник, 1978]. Вулканогенные образования раkitинской свиты и березовской серии представлены базальтами, диабазами, спилитами, андезито-базальтами, андезитами, дацитами, кварцевыми альбитофирами и туфами от основного до кислого составов. На

диаграмме Б.Н. Пискунова (см. рис. 6) они попадают как в поле океанических вулканических, так и в поле островодужных ассоциаций, принадлежат к толеитовой и известково-щелочной сериям (см. рис. 6—8, 10) и отличаются от эффузивов триас-нижнемелового вулканогенно-яшмового комплекса дифференцированностью по кремнекислотности (41—74%), несколько повышенной общей щелочностью (сумма щелочей составляет в среднем 4—8%, см. рис. 9) за счет увеличения K_2O и меньшей магnezийностью (4—6%, см. рис. 8).

На п-ове Терпения на отложениях богатинской и раkitинской свит залегают разновозрастные с березовской серией отложения котиковской серии. Они представлены (внизу) туфотерригенными породами с прослоями валунных и галечных конгломератов кампанского возраста, а вверху — терригенными часто ритмично-слоистыми отложениями с прослоями, насыщенными остатками углещифицированной древесины [Геология СССР, 1970]. Мощность отложений превышает 6000 м [Гранник, 1978]. В составе котиковской серии присутствуют продукты наземного и подводного вулканизма (учирская свита), представленные андезитами, трахиандезитами, дацитами и кварцевыми трахитами, объединенными В.М. Гранником [1978] в учирскую трахиандезитовую формацию позднекампанского возраста. Они относятся к островодужным известково-щелочным ассоциациям (см. рис. 6, 7), дифференцированы по кремнекислотности (см. рис. 8), характеризуются повышенным содержанием щелочей (6—10%) и особенно K_2O (2—3%, см. рис. 9).

Таким образом, приведенный материал показывает, что на Сахалине с запада на восток происходит смена верхнемеловых терригенных песчано-глинистых отложений большой мощности на терригенные более грубозернистые отложения сокращенной мощности, затем — на терригенные отложения, содержащие горизонты хаотического строения и подводно-оползневые образования, в которых по направлению к востоку появляются прослои вулканогенных, в том числе и пирокластических, кремнистых и карбонатных пород. Восточные районы Сахалина характеризуются смешанным вулканогенно-кремнисто-терригенным составом верхнемеловых отложений, среди которых существенную роль играют туфы и эффузивы известково-щелочной серии, характеризующие позднемеловые структуры островодужного типа.

Сопоставление различных разрезов района Центрального и Южного Сахалина между собой позволяет предполагать их принадлежность к разным частям единого ряда позднемеловых структур, в связи с чем автор счел возможным объединить Сусунайскую и Армуданскую подзоны в единую Сусунайско-Армуданскую подзону, Мерейскую и Тымовскую зоны — в Мерейско-Тымовскую зону, а Анивскую и Гомонскую — в Аниво-Гомонскую зону. Тем самым подчеркивается меридиональная позднемеловая тектоническая зональность о-ва Сахалин. В то же время разрезы верхнемеловых отложений центральных и южных районов острова несколько отличаются друг от друга в фациальном отношении. В Центральном Сахалине они более грубозернистые и мелководные до прибрежноморских (красноярковская свита в Западной подзоне, песчаники Тымовской зоны). Однако поперечная позднемеловая зональность выражена значительно слабее по сравнению с продольной, субмеридиональной, в которой ярко обозначены черты структурной неоднородности позднемелового бассейна осадконакопления.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Комплекс метаморфических пород, объединенных в вальзинскую серию, слагает западные отроги Восточно-Сибирских гор и Сусунайский хребет.

Метаморфические толщи считались наиболее древними образованиями острова. В настоящее время в них обнаружены органические остатки и установлено, что в основном своем объеме они являются метаморфизованными аналогами мезозойских отложений Сахалина, включают в себя разновозрастные и формационно

разнородные комплексы пород, имеющие между собой сложные структурные соотношения.

Отчасти строение и состав метаморфизованных мезозойских образований рассмотрены выше, а древних метаморфических пород, также входящих в состав вальзинской серии, — в гл. 3. Необходимость отдельного рассмотрения метаморфических толщ была продиктована поразительной устойчивостью, непоколебимостью традиционных представлений о метаморфических образованиях как, безусловно, наиболее древних, что влекло за собой неверное представление о структуре и общей тектонической истории района. В настоящей главе кратко изложены основные данные о строении выходов метаморфических пород, а также рассмотрены участки, в пределах которых возраст отложений остался неизвестен или определен приблизительно по изучению радиолярий в шлифах.

Центральный Сахалин. В западных отрогах Восточно-Сахалинских гор метаморфические образования вальзинской серии расчленялись на лангерийскую и дербышевскую свиты. В составе первой выделяли нижнелангерийскую подсвиту, сложенную серыми и черными филлитами, и верхнелангерийскую, представленную черными сложноплойчатыми сланцами с прослоями зеленых сланцев и кварцитов.

В состав дербышевской свиты включались зеленые сланцы, зеленокаменные породы, а также амфиболиты и талькиты. Последние, как было показано в гл. 3, не имеют отношения к мезозойским стратифицированным образованиям. Работы, проведенные в междуречье Лангери и Житницы, позволили уточнить строение метаморфических толщ вальзинской серии, установить чешуйчато-надвиговые соотношения между различными толщами. На западе района (см. рис. 17) к поверхности выведена терригенная толща, сложенная темно-серыми и черными алевролитами (филлиты и филлониты), сменяющимися выше по разрезу серыми и зеленовато-серыми метапесчаниками, на отдельных участках расчлененными и перекристаллизованными в бластомилониты. Песчаники состоят из обломков пород вулканогенно-яшмового комплекса. В более высоких частях разреза они содержат также обломки (2—10 мм) черных алевролитов, плагиоклаза и кварца. Остатков фауны в этих отложениях не обнаружено, однако общее строение толщи, ее состав и, в частности, состав песчаников позволяют сопоставлять ее с верхнемеловыми толщами Сахалина. Ю.М. Ковтунович, проводивший в этом районе геологические работы, рассматривал эти отложения в составе березовской свиты, а на Геологической карте о-ва Сахалин [Геология СССР, 1970] они отнесены к остринской и хойской свитам набильской серии. При приближении к зоне разлома терригенные породы преобразуются в сланцы, сначала тонколистватые, затем — плойчатые. В них происходит перекристаллизация глинистой составляющей в мелкочешуйчатый серицитовый и кварц-серицитовый агрегат, наблюдается линзовидное уплощение, будинаж, грануляция и бластез обломочных зерен, обрастание их вторичным кварцем. Переход от алевролитов, кремнистых алевролитов и песчаников к филлитам и сланцам в первом приближении кажется постепенным. Однако в пределах полосы динамометаморфических преобразований пород отмечаются многочисленные маломощные зоны тектонических срывов, число которых возрастает при приближении к основной тектонической зоне, маркируемой телами серпентинитов и талькитов. При переходе через такие мелкие зоны срывов меняется степень текстурного и минерального преобразования пород, т.е. кажущийся постепенным переход в структурном отношении является дискретным и обусловлен плотностью развития маломощных тектонических срывов. Динамометаморфизованные разности пород терригенной толщи ранее включались в состав нижнелангерийской подсвиты.

Основную часть поля выходов метаморфических образований вальзинской серии в данном районе занимают черные сложноплойчатые серицит-кварцевые и кварц-серицитовые сланцы по глинистым и кремнисто-глинистым породам (верхнелангерийская подсвита). В основании видимого разреза, установленного по

микрофауне (верховья р. Житница), залегают метаэффузивы, зеленые сланцы по туфотерригенным и сланцы по глинисто-кремнистым породам. Последние содержат большое количество перекристаллизованных остатков радиолярий. В менее рассланцованных и перекристаллизованных реликтовых участках пород удалось установить, что радиолярии сходны с раннемеловыми формами. Поскольку радиолярии просматривались Н.Ю. Брагиным в шлифах, заключение о их возрасте носит предварительный характер.

Зеленые сланцы и метаэффузивы перекрываются серыми, зеленовато-серыми кварцитами и слюдястыми кварцитами по кремнистым породам мощностью около 20 м. Среди них присутствуют темно-красные насыщенные гематитом железистые кварциты с прослоями серебристых зеленовато-серых сланцев по кремнистым алевролитам. Выше залегает 50—70-метровая пачка грязно-зеленых хлорит-серицит-альбит-кварцевых сланцев с прослоями темно-серых кварц-серицитовых сланцев. Более высокие части разреза сложены темно-серыми серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми сланцами по глинисто-кремнистым и терригенным породам алевропелитовой, реже псаммитовой размерности. Достоверно оценить мощность этих отложений трудно из-за сложной складчатости, микроплойчатости пород и многочисленных тектонических срывов, по которым возможно многократное повторение разрезов. В составе этой толщи присутствуют горизонты (или один горизонт?), содержащие глыбы различных пород. Глыбы, иногда достигающие размеров в первые сотни метров, представлены метаэффузивами основного состава, часто сохраняющими текстуру шаровых и канатных лав, метаэффузивами и зелеными сланцами с прослоями апошмовых кварцитов, зелеными сланцами в ассоциации с метадиабазами или линзами окварцованных и перекристаллизованных известняков. Ранее незначительные по размерам выходы этих пород рассматривались в составе дербышевской свиты и считались залегающими в ядрах синклинальных складок. Такой трактовке структуры толщ противоречат разный состав расположенных по соседству выходов пород, дискордантность их внутренней структуры структуре вмещающих отложений, отсутствие центриклинальных замыканий, т.е. в данном случае мы имеем дело с разнородными глыбами пород вулканогенно-яшмового комплекса, залегающими среди верхнемеловых терригенных отложений и совместно с ними динамометаморфизованными в зеленосланцевой фации. Строение этой толщи (верхнелангерийская подсвита) сходно со строением верхнемеловых отложений, слагающих Гомонскую зону. Различие заключается лишь в том, что инородные глыбы сложены породами вулканогенно-яшмового комплекса, а глыбы более древних образований (палеозойских и метафиолитов) отсутствуют.

Структурно выше верхнелангерийской подсвиты залегают метаморфизованные в зеленосланцевой фации эффузивы с маломощными прослоями апошмовых кварцитов (дербышевская свита). Контакт их с толщей черных плейчатых сланцев тектонический, к нему приурочены маломощные тела серпентинитов и глаукофансодержащих сланцев [Шашкина, 1973]. Среди метаэффузивов легко диагностируются клинопироксеновые базальты и диабазы. Основная масса эффузивов изменена в хлорит-цоизит-альбитовый агрегат, вкрапленники пироксена раздроблены, смещены вдоль сланцеватости, обычно замещены хлоритом, отмечаются также тонкие игловидные выделения актинолита, реже — натрового амфибола (типа кроссита, винчита). В левом борту р. Лангери в кремнистых прослоях дербышевской свиты были обнаружены остатки радиолярий, возраст которых может быть определен как юрско-раннемеловой. Во всяком случае, среди радиолярий присутствуют населярии, что указывает на мезозойский возраст этой части разреза дербышевской свиты. Большие поля выходов пород дербышевской свиты в западных отрогах Восточно-Сахалинских гор представляют собой выведенные по разломам динамометаморфизованные части разреза образований вулканогенно-яшмового комплекса.

Таким образом, в междуречье Лангери и Житницы в состав вальзинской серии оказались включенными верхнемеловые терригенные отложения, динамометаморфизованные вдоль зоны разлома, регионально динамометаморфизованные (в смысле больших объемов пород) верхнемеловые отложения хаотического строения и образования триас-нижнемелового вулканогенно-яшмового комплекса.

Кроме того, в районе рек Голубчиха и Выжли в одном из тектонических блоков дербышевская свита представлена рассланцованными афировыми и миндалекаменными эффузивами, зелеными кварц-серицит-альбит-хлоритовыми сланцами по вулканокластическим породам и пестрыми зелено-красными сланцами по глинисто-кремнистым породам (мощность около 200 м). Выше залегают metabазальты (50—70 м), перекрывающиеся рассланцованными бомбовыми туфами с размером бомб до 15 см в диаметре. Мощность 50 м. Их перекрывают перекристаллизованные и окварцованные светло-серые известняки, на отдельных участках превращенные в кварц-карбонатные сланцы. Мощность 50—80 м. Выше залегают плагиоклазовые метадиабазы и metabазальты мощностью 150 м. Общая мощность составляет более 500 м. Возраст образований рассмотренного тектонического блока неизвестен. Возможно, они являются палеозойскими, так как характер строения этого фрагмента разреза не имеет аналогов среди известных и хорошо изученных разрезов триас-нижнемелового комплекса. В большей мере эти образования (плагиобазальты, грубые пирокластические отложения и сопутствующие мелководные известняки) сходны с палеозойскими (см. гл. 3).

Хановский и Краснотымовский хребты, в особенности их восточные склоны, сложены метаморфическими породами зеленосланцевой фации, рассматривавшимися в составе вальзинской серии. Строение этих толщ было изложено в гл. 4. Напомним, что в вулканогенно-кремнистой части разреза (дербышевская свита) были обнаружены конодонты и радиолярии триаса, юры и нижнего мела, а в основании терригенных толщ — альб-сеноманские радиолярии.

Южный Сахалин. Сусунайский хребет в основном сложен метаморфическими породами зеленосланцевой фации метаморфизма. Среди вулканогенно-кремнистых образований обнаружена микрофауна триаса и нижнего мела, а также многочисленные остатки населярий, указывающих на мезозойский возраст пород (см. выше). В кремнисто-терригенных и терригенных отложениях обнаружены рассланцованные карбонатные конкреции с радиоляриями верхнего мела—палеоцена.

Таким образом, в Сусунайском хребте, так же как и на всей остальной территории Сахалина, до верхнемеловые мезозойские отложения представлены яшмами и эффузивами основного состава, реже известняками, а верхнемеловые — кремнисто-терригенными и терригенными отложениями.

Метаморфизм пород крайне неравномерен, особенно в эффузивных образованиях. На отдельных участках можно наблюдать базальты и диабазы, сохранившие свой первичный массивный облик, текстуры шаровых лав, известны находки "свежих" гиалокластитов и лавобрекчий. Вкрапленники авгита в таких породах почти не изменены. Динамометаморфические преобразования в базальтах начинаются с появления в массивных разностях зон рассланцевания. В пиллоу-лавах шаровые обособления расплющиваются, вытягиваются в линзы, а в отдельных случаях сминаются в складки. Породы приобретают вид крупноглыбовых брекчий за счет катаклаза и избирательного рассланцевания эффузивов, а затем преобразуются в зеленые ортосланцы. Вкрапленники авгита дробятся, и раздробленный их материал растаскивается по сланцеватости в узкие линзовидные обособления с частичным замещением хлоритом. Основная масса эффузивов полностью замещается минералами зеленосланцевой фации метаморфизма, ориентированными по сланцеватости. В зеленых ортосланцах появляются многочисленные прожилки кварц-альбит-хлорита, кварц-кальцита, стилипномелан-альбит-хлорита. Основной объем пород метаморфического комплекса Сахалина

представляет собой динамосланцы. Они характеризуются такими текстурными особенностями, как катаклаз, переходящий в пластическое течение с образованием милонитов, филлонитов и плейчатых сланцев. На микроуровне наблюдаются пластическая деформация кристаллов, появление деформационных двойников и волнистого угасания, измельчение и перекристаллизация зерен минералов, образование таких вторичных минералов, как кварц, альбит, серицит, хлорит, эпидот, дробление и смешение отдельных минеральных индивидов по субпараллельным плоскостям, образование микросланцеватости и плейчатости. Детальные работы Ю. В. Миллера и Р. И. Милькевич [1978], изучавших структурные формы на охотоморском побережье Сусунайского хребта (Северо-Сусунайская и частично Центрально-Сусунайская чешуи. — *А. Р.*), показали, что для метаморфических толщ характерна неравномерная деформированность пород. То же самое можно сказать и о характере зеленосланцевого метаморфизма толщ.

Изложенный материал показывает, что вальзинская серия как стратиграфическое подразделение утратила свой смысл. Входящие в нее образования в основной своей массе имеют возрастные и литологические аналоги среди неметаморфизованных толщ Сахалина и отличаются от них лишь текстурными особенностями (сланцеватость, плейчатость) и степенью вторичных минеральных преобразований (возникновение минералов, характерных для зеленосланцевой фации метаморфизма). Совершенно не оправдано включение в состав вальзинской серии метаофиолитов (см. гл. 3), связанных с мезозойскими метаморфизованными толщами лишь пространственно, но структурно и в возрастном отношении обособленных от них.

Если сравнивать имеющиеся разрезы метаморфических пород с разрезами выделенных позднемеловых структурно-фациальных зон, то окажется, что, например, в Хановском и Краснотымовском хребтах метаморфизму подверглись отложения, слагающие Тымовскую зону, в Восточно-Сахалинских горах частично метаморфизованы отложения Гомонской и Тымовской зон, а, возможно, и Восточно-Сахалинской зоны. В Сусунайском хребте метаморфизованы отложения, слагающие Западно-Сахалинскую зону (Сусунайская подзона) и частично вулканогенно-кремнистые образования фундамента Мерейской зоны. Таким образом, метаморфизму подверглись отложения различных позднемеловых структурных зон. Более того, динамометаморфизм носит наложенный характер относительно сформированных в конце мела—палеоцене надвиговых структур. Возможная причина метаморфизма мезозойских образований будет рассмотрена в гл. 6.

В заключение следует подчеркнуть, что метаморфические толщи Сахалина (вальзинская серия) включают разновозрастные и генетически разнородные метаморфические образования, часть которых имеет полиметаморфическую природу. В вальзинскую серию были объединены различные амфиболиты и амфиболовые сланцы с прослоями кварцитов (метаофиолитовый комплекс), большие объемы (по площади — поля в сотни квадратных километров) регионально динамометаморфизованных мезозойских (возможно, и палеозойских) пород (образования вулканогенно-яшмового комплекса и верхнемеловые отложения различных зон) и мезозойские отложения, локально динамометаморфизованные вдоль зон разломов. В последнем случае наблюдаются постепенные переходы метаморфических пород в неметаморфизованные их разновидности, происходящие на расстоянии 100—200 м вкрест простираций разломов.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ
САХАЛИНА

Геологическое картирование складчатых сооружений Сахалина, сопровождавшееся детальным изучением контактов между различными толщами и выделенными структурно-вещественными комплексами, а также определение строения и положения в структуре гипербазитовых тел, амфиболитов и других пород метафиолитового комплекса позволяют считать определенно установленным фактом повсеместное развитие чешуйчатых надвигов, определяющих мезозойскую тектонику острова. Современный общий структурный план восточных и центральных районов Сахалина характеризуется блоковым строением, которое было обусловлено позднекайнозойскими тектоническими движениями, реализовавшимися в разрывах типа сдвигов, сбросов и взбросо-надвигов. Для мезозойского и кайнозойского времени устанавливается как минимум три этапа тектонических движений: альб-сеноманский, поздне-верхнемеловой—раннепалеоценовый и плиоцен-четвертичный. Последний проявлен на Сахалине, естественно, наилучшим образом, вследствие чего сформированные на этом этапе структуры отображены на всех картах и схемах, полученных в результате геологических съемок и тематических работ. Примером тому служит Центральное-Сахалинское разлом, или, иначе, Тымь-Поронайское взбросо-надвиговое с правосдвиговой составляющей и падением сместителя на запад [Рождественский, 1976]. Хорошо известны и подтверждены горными выработками правые сдвиги и сопровождающие их надвиги в западных отрогах Восточно-Сахалинских гор [Рождественский, 1975]. На востоке Набильского хребта юрско-нижнемеловые вулканогенно-кремнистые и верхнемеловые терригенные толщи надвинуты на неогеновые отложения [Рождественский, Речкин, 1975]. Если плиоцен-четвертичные дизъюнктивные дислокации легко картируются и выражены в рельефе тектоническими уступами, то поздне-верхнемеловые—раннепалеоценовые труднее поддаются расшифровке. Они отличаются иной ориентировкой, совпадающей с простираемостью складчатых структур в мезозойских толщах (северо-западной в Восточно-Сахалинских горах и от субмеридиональной до северо-восточной на Южном Сахалине), сопровождаются образованием в синхронных им отложениях толщ тектоногравитационных микститов и, как правило, маркируются серпентинитами или серпентинитовыми меланжами. Разломы альб-сеноманского этапа структурной перестройки Сахалина (по-видимому, надвиги) полностью затушеваны более поздними движениями. Существование их устанавливается лишь по наличию мощной толщи хаотического строения в основании верхнемеловых разрезов Аниво-Гомонской зоны и по присутствию в этой толще, помимо глыб, пород вулканогенно-яшмового комплекса триас-раннемелового возраста, а также обломков гипербазитов, габбро, амфиболитов и палеозойских пород, предварительно выведенных к поверхности по разломам. Предположение о существовании альб-сеноманских надвигов является логическим выводом из анализа фаций и мощностей соответствующих отложений различных структурных зон Сахалина. В настоящее время не удастся строго доказать, что какое-то определенное тектоническое нарушение является обновленным альб-сеноманским, а не более молодым. В связи с этим ниже приводится характеристика структур, сформированных лишь в конце мела—начале палеогена.

Чешуйчато-надвиговые структуры на Сахалине сначала были описаны на п-ове Шмидта и в Восточно-Сахалинских горах [Гальцев-Безюк и др., 1974; Рождественский, 1975; Разницын, 1982]. Ныне они выявлены также в обрамлении Тымь-Поронайской депрессии, в Сусунайском хребте и на Тонино-Анивском полуострове, т.е. охватывают все выходы мезозойских толщ в центральных и восточных районах Сахалина.

Исследование соотношений между различными позднемеловыми структурно-вещественными комплексами, отвечающими соответствующим палеотектоническим структурным зонам (Западно-Сахалинской, Мерейско-Тымовской, Аниво-Гомонской и Восточно-Сахалинской), показало, что все они имеют между собой тектонические контакты, маркируемые выведенными по разломам породами допозднемелового основания (триас-нижнемеловые образования вулканогенно-яшмового комплекса, возможно, и палеозойские отложения), а часто также и глубинными породами метаофиолитового комплекса (серпентинизированные гипербазиты, амфиболиты и т.п.). Поэтому есть основания предполагать, что выделенные позднемеловые комплексы слагают обособленные тектонические пластины. Если для районов Южного Сахалина это соответствует действительности и отождествление позднемеловых тектонических зон с тектоническими пластинами правомерно, то для районов Центрального Сахалина структурная картина намного сложнее. Границы отдельных пластин здесь проходят косо к простираению некоторых позднемеловых структурно-вещественных комплексов, так что в строении пластин наряду с разрезами отложений, типичными для определенной палеозоны, присутствуют разрезы толщ переходного характера, отнесение которых к той или иной зоне вызывает затруднения, или даже разрезы, более типичные для соседних палеозон. Однако на данном уровне изученности территории автор может оперировать лишь наиболее крупными структурными элементами, условно отождествляя их с соответствующими позднемеловыми палеотектоническими зонами.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ САХАЛИН

Соотношения между Тымовской и Армуданской пластинами остались невыясненными. В современной структуре они имеют тектонические контакты. На северо-западе Таулан-Армаданской гряды в верховьях левых притоков р. Веба зона разлома имеет ширину до 100 м и северо-западное падение сместителя ($35-50^\circ$), по которому отложения, слагающие Армуданскую подзону, надвинуты на мезозойские толщи Тымовской зоны. Этот надвиг сопряжен со сдвигами и имеет плиоцен-четвертичный возраст. Зона разлома сложена ожелезненными мелкобрекчированными породами с отдельными глыбами размером до 5—6 м катаклазированных песчаников, туфопесчаников, эффузивов, кремнистых алевролитов, алевролитов и перекристаллизованных яшм.

Тымовская пластина имеет сложное чешуйчатое строение (см. рис. 5). Одним из примеров чешуйчато-надвигового строения Тымовской и Гомонской пластин и их соотношения служит район междуречья Житницы и Лангери (рис. 17). Здесь на верхнемеловых терригенных породах, слагающих нижнее структурное подразделение (западная часть района), залегает толща метаморфических пород (верхнелангерийская и дербышевская свиты), в свою очередь тектонически перекрытая терригенными толщами верхнего мела, включающими глыбы различных пород (житницкая и частично остринская свиты). Терригенная толща нижнего структурного подразделения представлена темно-серыми алевролитами с редкими прослоями кремнистых алевролитов, сменяющихся выше по разрезу песчаниками (см. гл. 4). Вблизи тектонического контакта с перекрывающими метаморфическими породами алевролиты и песчаники рассланцованы и перекристаллизованы до стадии филлитов и кварц-серицитовых сланцев. Мощность зоны динамометаморфизованных пород составляет около 150 м, но занимает значительную площадь, что обусловлено пологоволнистым характером поверхности сместителя разлома, в общем погружающегося к северо-востоку. Филлиты и метапесчаники терригенной толщи тектонически перекрываются метаморфическими породами хлоритовой субфации. В зоне контакта присутствуют линзовидные тела оталькованных серпентинитов, на отдельных участках переходящие в меланж. В частности, по

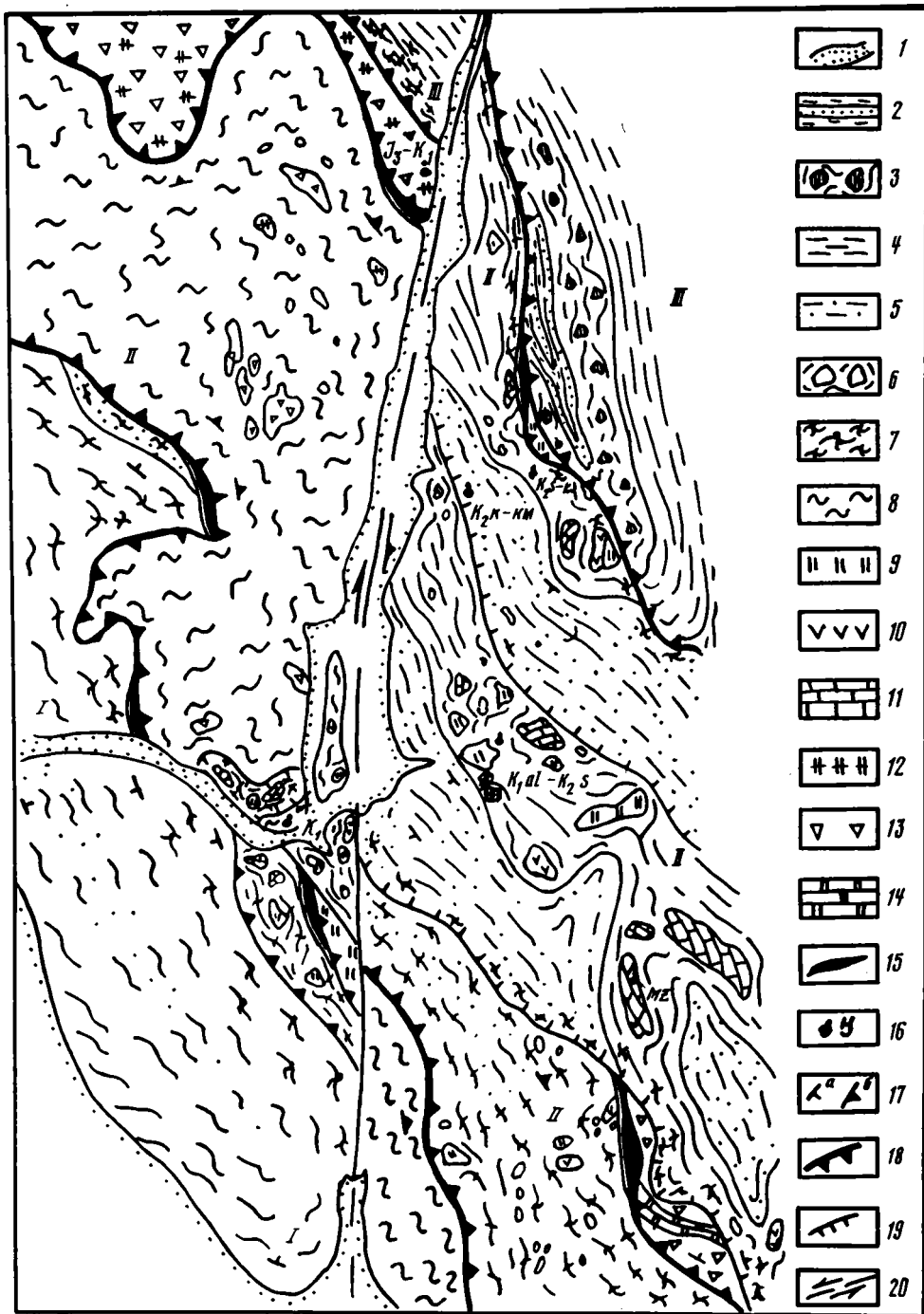


Рис. 17. Схема геологического строения района р. Лангери

1 — четвертичные отложения; верхнемеловые отложения: 2 — флюидное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, 3 — алевролиты и аргиллиты с глыбами верхнемеловых и более древних мезозойских пород, 4 — алевролиты, аргиллиты, 5 — алевролиты и песчаники, 6 — алевролиты и аргиллиты с глыбами доверхнемеловых пород, 7 — филлиты по терригенным породам, 8 — сложноплощатые сланцы по терригенным породам; триас-нижнемеловые образования: 9 — яшмы, 10 — эффузивы, 11 — известняки (частично палеозойские), 12 — яшмо-кварциты и кварциты, 13 — зеленые ортосланцы и метаэффузивы, 14 — мраморы; 15 — серпентиниты и серпентинитовые меланжи; 16 — места

левым притокам р. Мулейка меланж имеет мощность от 0 до 50—70 м и залегает в зоне разлома северо-западного простирания с падением сместителя под углами 10—40° к северо-востоку. Цемент меланжа представлен талькитами, серпентин-тремолит-тальковыми, серпентин-хлорит-тальковыми и серпентин-магнезит-тальковыми сланцами розовато-серого, зеленого и зеленовато-серого цвета. Оталькованные серпентинитовые сланцы включают маломощные резко уплощенные тектонические включения различных амфиболитов, биотит-альбит-кварцевые сланцы, массивные серпентиниты, реже черные плейчатые сланцы. Залегающие структурно выше метаморфические породы хлоритовой субфации представлены черными глинистыми силицитами, алевролитами и песчаниками со сложноплойчатой текстурой и многочисленными причудливо изогнутыми кварцевыми сегрегациями. Севернее в составе этой тектонической пластины среди черных сланцев присутствуют глыбы эффузивов, перекристаллизованных яшм, реже известняков, метаморфизованных, как и вмещающие их породы, в хлоритовой субфации метаморфизма.

В верховьях р. Житница метаморфические образования тектонически перекрываются терригенной толщей, сложенной темно-серыми алевролитами и грубозернистыми песчаниками, среди которых присутствуют отдельные мелкие и крупные глыбы (до 20—30 м в поперечнике) различных перекристаллизованных яшм, эффузивов и известняков. Эти терригенные толщи хаотического строения относятся к Гомонской тектонической пластине. В среднем течении р. Лангери черные плейчатые метаморфические сланцы тектонически перекрываются метаморфизованными в хлоритовой субфации мезозойскими эффузивами с прослоями яшм или непосредственно черными филлитами, алевролитами и песчаниками, слагающими Восточно-Сахалинскую тектоническую пластину. В зоне контакта на отдельных участках встречаются серпентиниты, глаукофановые сланцы. Таким образом, соотношения между Тымовской, Гомонской и Восточно-Сахалинской тектоническими пластинами — тектонические. Как указывалось выше, в верховьях р. Житница отложения, слагающие Гомонскую пластину, образуют обособленные маломощные тектонические покровы, а юго-восточнее, за плиоцен-четвертичным разломом (Северо-Сахалинская сдвиговая зона, Центральный разлом по В.С. Рождественскому [1975, 1982]), в основании Гомонской пластины прослеживаются выходы пород вулканогенно-яшмового комплекса и зона серпентинитового меланжа (верховья р. Голубчиха). В составе меланжа присутствуют глыбы габброидов, часто пегматоидных, серпентинизированных гипербазитов, родинитов, рассланцованных эффузивов.

Соотношения между Восточно-Сахалинской и Гомонской пластинами можно также наблюдать в районе верховьев р. Мойга. Здесь по зоне разлома к поверхности выведены породы вулканогенно-яшмового комплекса, разбитые многочисленными разломами северо-восточного падения, участками прослеживаются серпентиниты с единичными глыбами массивных серпентинизированных гипербазитов. Терригенные отложения Восточно-Сахалинской пластины, в целом имеющие западные падения, вблизи разлома сильно тектонизированы и образуют приразломные складки с северо-восточным падением осевых плоскостей. Внутреннее строение Восточно-Сахалинской пластины менее сложно, чем расположенных западнее Гомонской и Тымовской пластин. В ее пределах отмечаются тектонические срывы меньшего масштаба, сопровождаемые катаклизмом и рассланцеванием пород. Причем часты срывы с западными падениями плоскостей сместителей, вдоль которых не происходит вывода к поверхности пород вулканогенно-яшмового или метафиолитового комплексов в отличие от основных надвигов с восточными

сбора микрофауны; 17 — элементы залегания; а — слоистости, б — сланцеватости; поздние-верхнемеловые—раннепалеогеновые надвиги; 18 — основные разделяющие поздне-меловые структурно-фациальные комплексы и фрагменты их вулканогенно-яшмового основания, 19 — второстепенные; 20 — Центральный сдвиг плиоцен-четвертичного возраста; зоны: I — Тымовская, II — Гомонская, III — Восточно-Сахалинская

падениями плоскостей сместителей. В результате среднемасштабного геологического картирования [Геология СССР, 1970] и работ В.С. Рождественского [Гальцев-Безюк, Меланхолина, Рождественский, 1974] в этом районе, установлены близкие к изоклинальным складки северо-западного простирания, опрокинутые в основном на северо-восток. Автору трудно отрицать эти факты из-за малочисленности личных наблюдений на территории Восточно-Сахалинской пластины, однако исследования по р. Пиленга и на севере Набильского хребта, которые проводились с применением аэрофотоснимков и микропалеонтологического определения возраста пород, не подтверждают наличия здесь линейных складок с юго-западным падением осевых плоскостей. В частности, наносимая ранее на карту линейная складка по р. Пиленга, ядро которой слагали алевролиты, а крылья — алевролиты с прослоями глинистых яшм, известняков и эффузивов (благодаря которым она и была закартирована), оказалась не складкой. На аэрофотоснимках видно, что горизонты вулканогенно-кремнисто-терригенного состава, слагающие крылья складки, не образуют замыкания. Более того, в глинистых яшмах и известняках, слагающих северо-восточное "крыло складки" (руч. Скальный), были обнаружены радиолярии баррема—альба, в алевролитах "ядерной части" — радиолярии альба—сеномана, а в глинистых яшмах юго-западного "крыла складки" — радиолярии сеномана (см. рис. 16). Таким образом, в данном случае мы имеем дело с моноклинально залегающей терригенной толщей, включающей два карбонатно-вулканогенно-кремнистых прослоя. Среди отложений, слагающих западную часть Восточно-Сахалинской пластины, были отмечены лишь многочисленные мелкие складки подводно-оползневой характера и приразломные складки, близкие к изоклинальным.

ЮЖНЫЙ САХАЛИН

На западе Тонино-Анивского полуострова к востоку от пос. Пригородного наблюдается тектонический контакт между отложениями, слагающими Мерейскую и Анивскую тектонические пластины (см. рис. 15). В плане, с запада на восток, здесь распространены следующие поля выходов: алевролиты и аргиллиты с прослоями мелкозернистого песчаника и пачками флишоидного переслаивания (быковская свита); алевролиты, грубозернистые туфопесчаники и туфоалевролиты с мелкими (до 10 см) средней окатанности обломками различных эффузивов и туфов основного состава (найбинская свита); яшмы с единичными прослоями базальтов (средняя подсвита новиковской свиты); грубозернистые песчаники с линзами конгломератобрекчий, сменяющиеся к востоку алевролитами и кремнистыми алевролитами с "линзами" яшм, эффузивов и известняков (верхняя подсвита новиковской свиты). В настоящее время установлено, что "линзы" представляют собой разновозрастные породы, слагающие глыбы в составе альб-сеноманской толщи хаотического строения. Для этих различных по составу толщ установлены следующие возрасты (в номенклатуре свит): быковская свита — сеноман—кампан; найбинская свита — альб—сеноман; средняя подсвита новиковской свиты—средний триас (анизий)—альб—сеноман; верхняя подсвита новиковской свиты — альб—сеноман—верхний мел нерасчлененный. Соотношения между всеми подразделениями тектонические, маркируются зонами брекчирования, милонитизации пород и цеолитизацией тектонизированной массы. В западной части района толща найбинской свиты надвинута на отложения быковской свиты. Обе они входят в состав Мерейской тектонической пластины. На них, в свою очередь, надвинуты вулканогенно-кремнистые и верхнемеловые терригенные образования Анивской структурно-фациальной зоны, слагающие одноименную тектоническую пластину. Действительно, альб-верхнемеловые отложения найбинской и быковской свит представлены терригенными, главным образом глинистой и флишоидной, толщами, а разновозрастная и контактирующая с ними с востока толща (того же возраста) представлена

алевролитами и песчаниками, включающими многочисленные глыбы доверхнемеловых пород, и грубозернистыми песчаниками. Разлом, отделяющий Мерейскую и Анивскую тектонические пластины, имеет восточное падение и достигает по мощности 70—100 м. Зона разлома сложена цеолитизированными милонитами и катаклазитами по туфопесчаникам найбинской свиты и алевролитам быковской свиты. На фронте надвига к поверхности выведен блок пород вулканогенно-яшмового триас-нижнемелового комплекса. Чешуйчатый характер строения этого тектонического блока удалось доказать лишь благодаря детальному площадному опробованию пород на микрофауну. Определение тектонических срывов в чисто яшмовых толщах такого типа возможно лишь с привлечением биостратиграфического метода. Срывы развиваются преимущественно по плоскостям напластования пород и сопровождаются маломощными (до 0,3—0,5 м) зонами брекчирования и окварцевания. Они с трудом прослеживаются на площади при картировании, но чешуйчато-надвиговой характер строения таких толщ можно доказать лишь детальными стратиграфическими работами. Хотя главная зона надвига, разделяющая Мерейскую и Анивскую пластины, наклонена на восток, в блоке пород вулканогенно-яшмового комплекса срывы имеют обратные падения плоскостей сместителей. По-видимому, в силу реологических свойств пород вместо обычных для терригенных толщ приразломных складок в яшмах формировались сколовые зоны с небольшими смещениями по ним пород при пассивном выжимании блока вдоль разлома.

Внутреннее строение Анивской тектонической пластины характеризуется широким развитием в ее пределах чешуйчатых надвигов различного масштаба. В первом приближении в ее строении участвуют по крайней мере три тектонических чешуи — Западная, Центральная и Северо-Восточная. Строение Западной чешуи рассмотрено выше. Восточнее, в районе р. Горелая, на нее надвинуты верхнемеловые отложения (верхняя подсвита новиковской свиты), несколько отличающиеся от синхронных им отложений западного структурного подразделения. Цемент тектоногравитационных микститов в Центральной чешуе представлен уже флишем, глыбы пород вулканогенно-яшмового комплекса имеют более крупные размеры (до сотен метров), кроме них присутствуют блоки сингенетичных верхнемеловых песчаников, аналогичных песчаникам, участвующим в строении Западной чешуи; в терригенных отложениях широко развиты подводно-оползневые складки. Более высокие части разреза сложены алевролитами и аргиллитами, а не грубозернистыми песчаниками, как в Западной чешуе. Центральная тектоническая чешуя от р. Горелая прослеживается на восток до пос. Озерск, где она скрывается под позднейкайнозойскими отложениями Муравьевской впадины. Зона западного тектонического контакта Центральной чешуи имеет мощность около 100 м. Она сложена цеолитизированными катаклазитами и милонитами с блоками эффузивов, яшм и серпентинитов. Однако осталось неясно, являются ли эти породы выведенными по разлому крупными блоками доверхнемелового основания Анивской зоны или глыбами в составе тектонизированной вдоль разлома альб-сеноманской толщи тектоногравитационных микститов.

На восточном побережье Тонино-Анивского полуострова в районе р. Водопадная известны выходы серпентинитов и габброидов [Аверьянов и др., 1968], выведенных к поверхности по разлому, на фронте надвига Северо-Восточной тектонической чешуи. К северу от устья р. Водопадная распространены вулканогенно-кремнистые и верхнемеловые терригенные отложения, а к югу — верхнемеловая толща хаотического строения и песчано-глинистые отложения [Бродская и др., 1979].

В южной части Сусунайского хребта (рис. 18) проходит зона тектонического контакта между Мерейской и расположенной к северо-западу от нее Сусунайской пластинами. Зона разлома (Южно-Сусунайский разлом) имеет ширину около 2 км и сложена серией маломощных тектонических чешуй, погружающихся на юго-восток

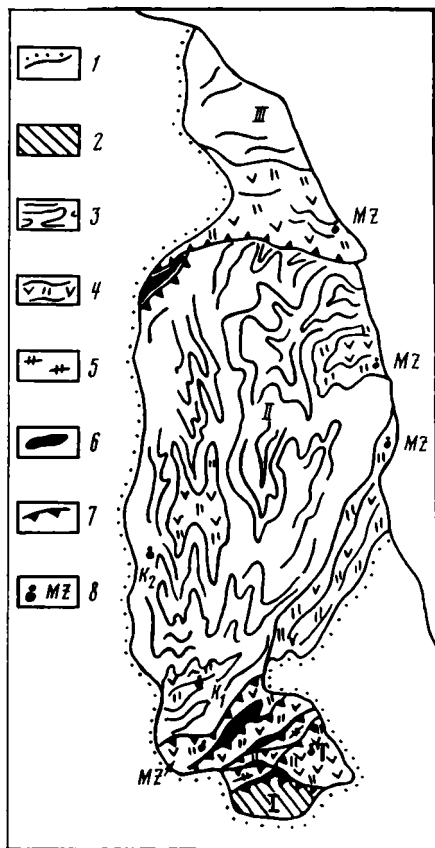


Рис. 18. Схема строения Сусунайского хребта

1 — олигоцен-четвертичные отложения; 2 — верхнемеловые отложения Мерейской зоны; Сусунайская подзона; 3 — кремнисто-терригенные отложения; 4 — вулканогенно-кремнистые образования; 5 — амфиболиты и амфиболовые сланцы; 6 — серпентиниты и серпентинитовые меланжи; 7 — основные зоны надвигов; 8 — места сбора и возраст микрофауны; чешуи: I — Южно-Сусунайская, II — Центрально-Сусунайская, III — Северо-Сусунайская

под углами 20—55°. Метаморфические образования нижнего структурного подразделения, вскрытые по р. Марковка (рис. 19), представлены яшмами и кремнистыми алевролитами нижнего мела (кварциты, слюдистые кварциты) и зеленовато-серыми и черными алевролитами и глинистыми силицитами (серицит-кварцевые и хлорит-кварцевые сланцы) верхнего мела. Породы смяты в узкие изоклинные складки от субмеридионального до северо-восточного простираний, осложненные плейчатостью. Метаморфические породы структурно несогласно по тектоническому контакту перекрываются мезозойскими образованиями вулканогенно-яшмового комплекса, динамометаморфизованными до зеленых сланцев и кварцитов. Толща сложена преимущественно эффузивами, в меньшей степени вулканокластическими образованиями с несколькими мощными прослоями яшм (кварциты). Породы смяты в складки северо-восточного простирания.

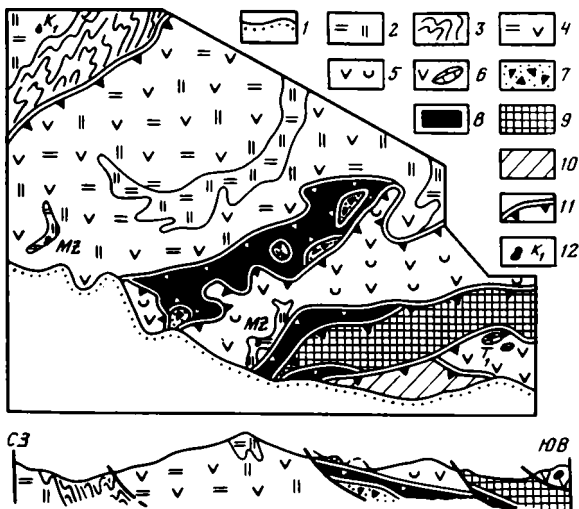
На вулканогенно-кремнистых образованиях залегает серия тектонических чешуй, сложенных серпентинитовыми песчаниками с обломками пород метаофиолитового комплекса, зеленых сланцев и кварцитов по образованиям вулканогенно-яшмового комплекса, черных сланцев по верхнемеловым отложениям, серпентинитами с редкими тектоническими включениями различных амфиболитов, глаукофановых сланцев и роговообманковых метасоматитов по пироксенитам, metabазальтам с прослоями лавобрекчий, амфиболитами и амфиболовыми сланцами, metabазальтам с линзами триасовых известняков, верхнемеловыми алевролитами с единичными прослоями песчаников. Последние принадлежат Мерейской пластине. Почти между всеми тектоническими чешуями наблюдаются маломощные тела серпентинитовых сланцев. В частности, по р. Комиссаровка верхнемеловые алевролиты залегают на амфиболитах через 2—3-метровую зону рассланцованных серпентинитов. Разрезы вулканогенно-кремнистых образований в составе каждой тектонической чешуи различны. Присутствуют как чисто эффузивно-вулканокластические части разреза мезозойских образований, так и эффузивно-яшмовые и эффузивно-карбонатные.

Общее простирание тектонической зоны северо-восточное. С ней связана магнитная аномалия, прослеживающаяся от бухты Лососей до горы Майорской в верховьях р. Знаменка и обусловленная широким распространением в пределах тектонической зоны серпентинизированных гипербазитов [Гальцев-Безюк, 1963]. Общее падение Южно-Сусунайской зоны разлома юго-восточное под углом 50°.

Собственно Сусунайская пластина, сложенная в Сусунайском хребте мезозойскими динамометаморфизованными породами, также имеет чешуйчато-надвиговое строение.

Рис. 19. Схема геологического строения южной части Сусунайского хребта

1 — олигоцен-четвертичные отложения; динометаморфизованные вулканогенно-кремнистые и терригенные образования; 2 — кремнистые и 3 — терригенные породы; метаэффузивы; 4 — с редкими прослоями кварцитов, 5 — с вулканокластическими породами и прослоями кварцитов, 6 — с линзами мраморизованных известняков; 7 — серпентинитовые песчаники с обломками метаморфических пород; 8 — серпентиниты и серпентинитовый меланж; 9 — амфиболиты и амфиболовые сланцы (нерасчлененные); 10 — верхнемеловые отложения; 11 — основные зоны надвигов; 12 — места сбора и возраст микрофауны



На западе хребта в районе рек Сокол и Песчаная (рис. 20) фрагментарно прослеживается зона серпентинитового меланжа, расчленяющая Сусунайскую пластину на отдельные чешуи. Центрально-Сусунайская чешуя, слагающая основную часть хребта, представлена мезозойскими эффузивами, яшмами и верхнемеловыми терригенными породами, преобразованными в зеленые сланцы, кварциты и черные сланцы. По р. Сокол (Сокольская зона разлома) метатерригенные верхнемеловые черные сланцы тектонически залегают на серпентинитах. Плоскость контакта наклонена под углами $20-55^\circ$ и падает в восточных румбах. Западнее расположена зона серпентинитового меланжа северо-восточного простирания шириной до 1 км. С этой зоной связана магнитная аномалия, которая прослеживается к югу на 15—18 км и фиксирует южное продолжение тел серпентинизированных ультраосновных пород, скрытых под олигоцен-четвертичными отложениями Сусунайской впадины. Цемент меланжа представлен яблочно-зелеными, лимонно-желтыми и зеленовато-серыми серпентинитовыми сланцами. Среди них залегают тектонические включения изометричной или линзовидной формы размером от сантиметров до первых метров, а также крупные неправильных очертаний блоки пород размером в десятки и сотни метров. Степень насыщенности серпентинитовых сланцев такими включениями различна, на отдельных участках тектонической зоны серпентинитовые сланцы образуют лишь маломощные инъекции между крупными блоками пород, облекая их в серпентинитовую "рубашку". Контакты включений с серпентинитовыми сланцами тектонические, с зеркалами и бороздами скольжения. Тектонические включения меланжа представлены серпентинизированными массивными гипербазитами, реликтовые структуры которых позволяют предполагать в качестве первичных пород дуниты и гарцбургиты, полосчатыми амфиболитами, в том числе гранатовыми и эпидотовыми разновидностями, эклогитоподобными породами и роговообманковыми метасоматитами по пироксенитам, актинолитовыми сланцами с прослоями кварцитов и стильпно-мелан-гематит-кварцевых сланцев. Западный тектонический контакт зоны меланжа частично вскрыт по р. Песчаная, где серпентинитовые сланцы налегают на черные плейчатые сланцы, образованные по верхнемеловым терригенным породам. Основная часть западного контакта или тектонически перекрыта взбросо-надвигом восток-северо-восточного простирания с крутым падением сместителя на север-северо-запад, или скрыта под кайнозойскими отложениями Сусунайской впадины. Отложения, распространенные севернее этого разлома (севернее линии р. Сокол—мыс Острый), представлены мезо-

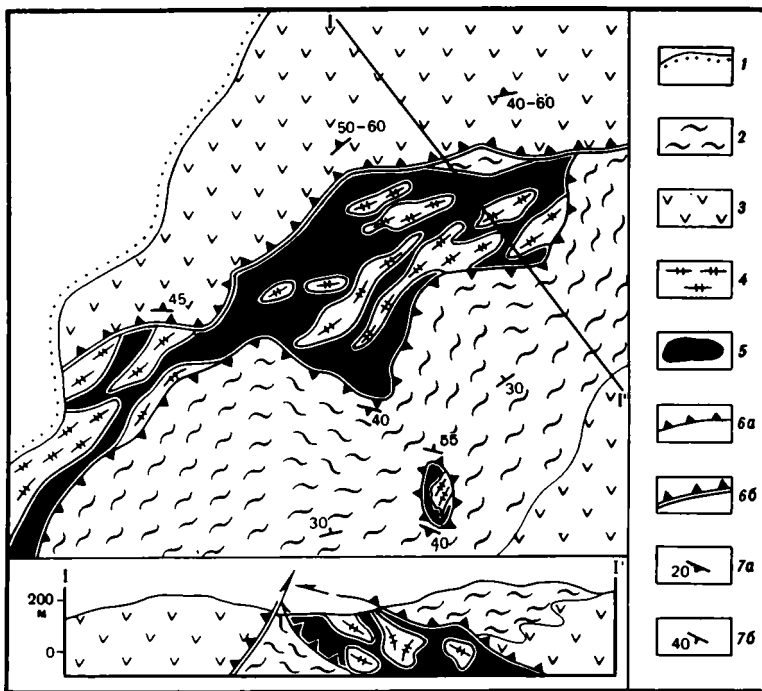


Рис. 20. Схема геологического строения района р. Сокол

1 — олигоцен-четвертичные отложения; мезозойские образования: 2 — черные сланцы по терригенным породам, 3 — зеленые сланцы по вулканогенным породам; серпентинитовый меланж; 4 — эцлогиты, амфиболиты и амфиболовые сланцы, 5 — серпентинизированные гипербазиты и серпентинитовые сланцы; 6 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — взбросо-надвиги; 7 — элементы залегания: а — сланцеватости, б — слоистости

зойскими вулканогенно-кремнистыми образованиями с существенным преобладанием эффузивных пород и терригенными отложениями, динамометаморфизованными в различные сланцы. Этот комплекс пород слагает северную часть Сусунайского хребта (Северо-Сусунайскую чешую).

По особенностям пликативных дислокаций в пределах Сусунайского хребта автором ранее было выделено три блока: южный, центральный и северный [Рихтер, 1981]. В современной интерпретации южный блок представляет собой структурный элемент Мерейской тектонической пластины (Южно-Сусунайская чешуя), а центральный и северный блоки — структурные элементы Сусунайской пластины (Центрально-Сусунайская и Северо-Сусунайская чешуи соответственно). Для Мерейской пластины характерны складки северо-восточного простирания, параллельные ее тектоническим ограничениям. Северо-западная граница пластины на фронте Южно-Сусунайского разлома (надвига) маркируется выведенными к поверхности породами метафиолитового комплекса и доверхнемеловыми вулканогенно-яшмовыми образованиями. На западе Центрально-Сусунайской чешуи складки имеют субмеридиональное простирание, параллельное Сокольской зоне меланжа, а на юго-востоке — северо-восточное простирание, параллельное Южно-Сусунайскому разлому. В Северо-Сусунайской чешуе преимущественно развиты складки субширотного простирания, параллельные взбросо-надвигу р. Сокол—мыс Острый. Характер сочленения пликативных структурных форм позволяет утверждать, что тектонические перемещения Северо-Сусунайской чешуи происходили позже образования субмеридиональных структур Центрально-Сусунайской чешуи и Сокольской зоны меланжа. На это указывают изменения простираний субмеридиональных складок до субширотного вблизи фронта

взбросо-надвига Северо-Сунайской чешуи. Возраст всех рассмотренных разломов поздне-верхнемеловой—эоценовый, так как в структуре участвуют верхнемеловые отложения, а запечатывается структура олигоцен-четвертичными отложениями. Тектоническую расслоенность Центрально-Сунайской чешуи на более мелкие структурные элементы можно наблюдать во внутренних частях хребта. В среднем течении р. Луга отмечено тектоническое налегание вулканогенно-яшмовой толщи на глинисто-кремнистые и глинисто-песчаные отложения верхнего мела. Плоскость контакта пологоволнистая, с падением 20° на восток. Юго-восточнее рассланцованные и перекристаллизованные эффузивы и яшмы согласно перекрываются метапесчаниками с обломками черных филлитов и черными шелковистыми филлитами по аргиллитам. Последние, в свою очередь, тектонически перекрыты породами вулканогенно-яшмового комплекса. По притокам р. Волынская, а также на Охотоморском побережье Сунайского хребта в кремнисто-терригенных и терригенных верхнемеловых отложениях наблюдаются опрокинутые, иногда до лежачих, изоклинальные складки, связанные с пологонаклонными зонами тектонических срывов. В Северо-Сунайской чешуе (район р. Брусничная), а также в Центрально-Сунайской чешуе (район мыса Быкова) были обнаружены маломощные выходы серпентинитов и амфиболитов, а по рекам Косиха и Колка — выходы серпентин-талковых сланцев. Однако из-за плохой обнаженности района проследить их на площади не удалось. Тем не менее само присутствие этих пород, маркирующих зоны разломов, указывает на несравненно более сложную внутреннюю структуру Сунайской тектонической пластины.

Таким образом, все мезозойские образования, залегающие среди кайнозойских отложений центральных и восточных районов Сахалина, имеют чешуйчато-надвиговое строение. Все контакты между тектоническими пластинами, которые автор выделил, основываясь на составе и строении верхнемеловых толщ, маркируются выходами серпентинитового меланжа, пород метаофиолитового комплекса или триас-нижнемеловыми образованиями вулканогенно-яшмового комплекса. Тектонические пластины, в свою очередь, состоят из серии тектонических чешуй, границы которых также часто трассируются по выходам пород вулканогенно-яшмового комплекса, серпентинитов или серпентинитового меланжа.

Наиболее сложные пликативные структурные формы и дизъюнктивные дислокации характерны для полей выхода метаморфизованных образований.

Становление чешуйчато-надвиговой структуры Сахалина произошло в самом конце мела—начале палеогена. В целом движения были направлены со стороны современного Тихого океана. Данных о величине амплитуды перемещений у автора нет. Можно лишь предполагать, что они не были столь значительными, как, например, у шарьяжей Альпийского складчатого пояса, так как на Сахалине покровные структуры не обнаружены (отсутствуют тектонические окна), верхнемеловые отложения в составе тектонических пластин характеризуют собой единый фациальный ряд структур поздне-мелового бассейна окраинного моря, разломы имеют относительно крутые залегания плоскостей сместителей и породы метаофиолитового комплекса пронизывают мезозойские образования повсеместно, а не располагаются лишь в основании тектонических пластин, что следовало бы ожидать при наличии покровной структуры. Кроме того, на Сахалине не обнаружен полимиктовый серпентинитовый меланж, характерный для районов покровного строения. Естественно, что хотя перемещения выделенных тектонических пластин относительно друг друга и были незначительны (вероятно, десятки километров и менее), это не дает основания отрицать крупные (в сотни километров) перемещения всего комплекса мезозойских и более древних образований вдоль плоскостей глубинных надвигов, которые, собственно, и определили тектонический стиль центральных и восточных районов Сахалина, сформированный к началу палеогена. Основания для такого рода предположений существуют и рассматриваются в следующей главе.

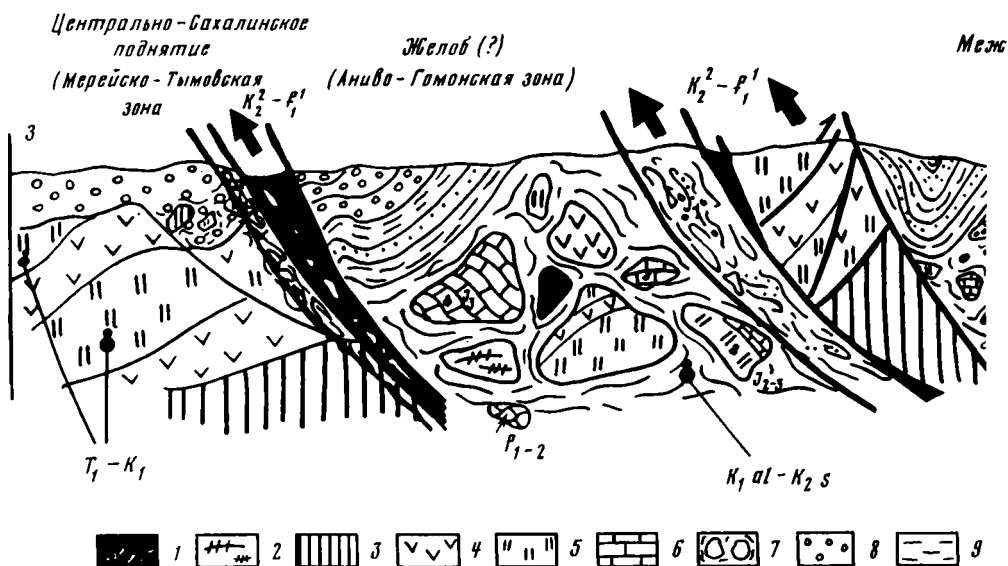
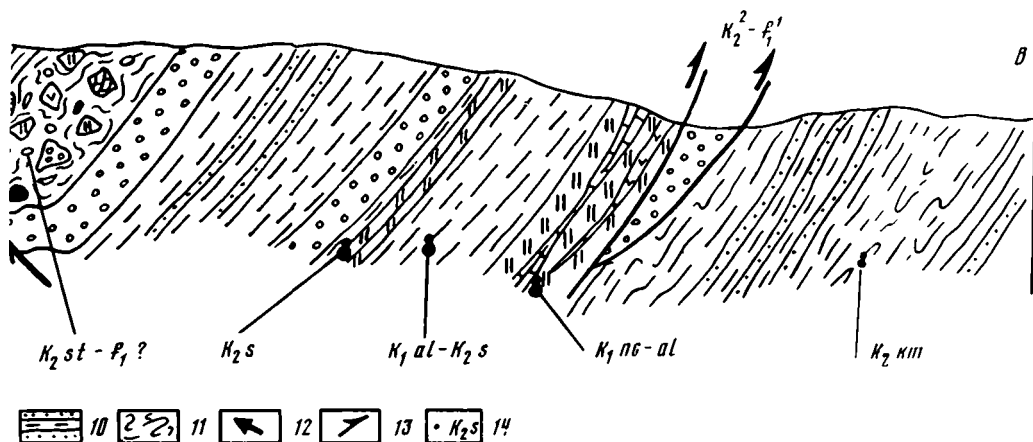


Рис. 21. Структура восточных районов Сахалина, сформированная в поздне-верхнемеловое—раннепалеогеновое время

1 — серпентиниты и серпентинитовый меланж; 2 — амфиболиты; 3 — палеозойские эффузивы, кремни и биогермные известняки; триас-нижнемеловые образования: 4 — базальты, 5 — яшмы, 6 — известняки (нерасчлененные); верхнемеловые образования: 7 — микститы, 8 — песчаники, 9 — алеволиты, аргиллиты и кремнисто-глинистые породы, 10 — флишное переслаивание алеволитов и песчаников; 11 — приразломные динамосланцы; поздне-верхнемеловые—раннепалеогеновые надвиги: 12 — основные надвиги и направление движения вдоль них, 13 — последние срывы и направление движения вдоль них; 14 — места сбора и возраст фауны

В этом отношении интересен структурный план восточных районов Сахалина. Основные надвиги маркируются серпентинитовыми протрузиями, серпентинитовыми меланжами или просто тектоническими блоками пород вулканогенно-яшмового комплекса, имеют западную вергентность и образовались в результате движений, направленных со стороны Тихого океана. Разломы этого типа ограничивают крупные тектонические пластины. Внутренняя же структура пластин усложнена разломами с восточной вергентностью, слагающие пластины верхнемеловые толщи также наклонены на восток (имеют западные падения). Такие разломы близки к послонным срывам и не маркируются выходами более древних или глубинных пород. В целом для внутренних частей пластин (главным образом для пластин Восточно-Сахалинской зоны, характеризующей структуры междугового окраинного моря) мы получаем дискордантность их структуры относительно основных надвигов, хотя вблизи последних в верхнемеловых толщах образуются приразломные складки с западной вергентностью. Такие сочетания структур объясняются воздействием глубинных надвигов (см. рис. 22). На первом этапе в приповерхностных уровнях коры эти движения реализовались в скупивании осадочных толщ и расчешуивании их в обратном направлении при общем перемещении масс в западном направлении по глубинным надвигам. В следующий этап этого единого процесса скупивания, при приближении глубинных надвигов к поверхности, формируются разломы с западной вергентностью и основная чешуйчато-надвиговая структура центральных и восточных районов Сахалина. И наконец, завершился этот процесс образованием широких и протяженных зон зеленосланцевого метаморфизма (Камуикотан-Сусунайской и Лангерийской) в местах выхода к поверхности глубинных надвигов. Таким образом, предполагается, что надвиги с восточной вергентностью, более глубинные надвиги с западной вергентностью и зоны динамометаморфизма являются единой структурной пара-



генетической ассоциацией, а чешуйчато-надвиговые структуры первого и второго этапов скучивания являются поверхностным выражением процессов глубинного надвигообразования. Соотношения структур первого и второго этапов скучивания приведены на рис. 21.

ГЛАВА ШЕСТАЯ ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ О-ВА САХАЛИН

Установление общих закономерностей строения и развития мезозойских складчатых сооружений Сахалина и выделение естественно-исторических этапов формирования слагающих его структур возможно с привлечением геологического материала по соседним районам Японии, Корейского полуострова, Приморья и Сихотэ-Алиня. Реконструкции палеогеографических и палеотектонических обстановок производились на основе выделения в разрезах вещественных комплексов, характеризующих определенные палеоструктурные зоны. Сопоставление их в латеральном ряду позволило установить площадное размещение палеоструктур, а характер и последовательность их смены — выявить закономерности позднепалеозойских и мезозойских тектонических процессов на этом участке приокенической зоны. Ниже рассматривается главным образом мезозойская история острова, включающая океаническую стадию развития земной коры Сахалина и начало переходной. Однако, прежде чем приступить к ее изложению, необходимо в общих чертах представить домезозойскую предысторию Сахалина и окружающих его районов.

ДОМЕЗОЗОЙСКАЯ ПРЕДЫСТОРИЯ

Комплекс серпентинизированных гипербазитов и пород, представленных в настоящее время различными амфиболитами и амфиболовыми сланцами, интерпретируется как метаофиолитовая ассоциация, нижние части которой (метাগипербазиты, метагаббро, эклгиты и образованные по ним амфиболиты) слагают

наиболее древний меланократовый фундамент Сахалина. Отчасти такой вывод следует из материалов, изложенных в гл. 3. Напомним, что серпентиниты, амфиболиты и амфиболовые сланцы образованы по породам дунит-гарцбургитовой ассоциации, эклогитам и метагабброидам и вулканогенно-осадочным образованиям. Они подверглись неоднократному метаморфизму и претерпели несколько этапов структурных преобразований. Анализ последовательности этих изменений пород показывает, что отдельные части метаофиолитового комплекса разновозрастны. Относительно молодыми являются амфиболовые сланцы и кварциты, образованные по эффузивам с прослоями кремнистых пород. Возраст их неизвестен, но не исключено, что часть амфиболовых сланцев представляет собой метаморфизованные элементы палеозойского, а возможно, и мезозойского разреза (доверхнемелового), поскольку время их метаморфизма, по данным определения радиологического возраста К-Аг методом, составляет 178, 96—90 млн лет [Егоров, 1969; Добрецов, 1974]. Подавляющая часть определений попадает на 96—90 млн лет (альб—сеноман), что соответствует структурным перестройкам в мезозойском океаническом бассейне.

Гипербазиты, эклогиты и метагаббро (и образованные по ним амфиболиты), а также значительная часть амфиболовых сланцев были сформированы до начала мезозоя. Об этом свидетельствуют факты прорывания амфиболитов и амфиболовых сланцев дайками диабазов, сопоставимых с эффузивами триас-нижнемелового вулканогенно-яшмового комплекса, присутствие ксенолитов амфиболитов в мезозойских эффузивах, а также обломков амфиболитов в амфиболовых сланцах, наличие в нерастворимом остатке триасовых известняков обломков роговых обманок, граната, серпентина. Геологические данные и наблюдения о многоактивности процессов метаморфизма и структурно-текстурных изменений позволяют рассматривать гипербазиты, эклогиты и метагаббро (и образованные по ним амфиболиты) как меланократовый фундамент, являющийся, по-видимому, более древним, чем средне-верхнепалеозойские образования.

Самые древние породы Сахалина и Японии, возраст которых обоснован палеонтологически, относятся к силуру. Предположительно силурийские, девонские, каменноугольные и нижнепермские отложения обнаружены на Сахалине лишь в карбонатных фациях, а верхнепермские представлены известняками, туфотерригенно-карбонатными породами, кремнями и плагиобазальтами. Все палеозойские породы залегают в виде бескорневых глыб среди альб-сеноманских отложений основания разрезов Гомонской и Анивской зон, а также присутствуют в Тымовской зоне.

Для понимания раннемезозойской истории Сахалина особый интерес представляют отложения позднего палеозоя и латеральный ряд слагаемых ими палеоструктур, непосредственно предшествовавших триас-раннемеловому океаническому бассейну, размещавшемуся на месте современного Сахалина и восточнее его. Однако скудость материала позволяет пользоваться им для палеотектонических реконструкций только в совокупности с данными о позднепалеозойских породах окружающих регионов — Японских островов и Сихотэ-Алиня. Здесь, как и во многих других районах Тихоокеанского обрамления, пермские образования залегают в виде бескорневых глыб в раннемезозойских толщах и слагают выведенные по разломам блоки или части покровных пластин, залегающих среди более молодых отложений. Анализ этих образований в Южном Приморье [Мазарович, 1982] позволил реконструировать следующий ряд тектонических структур. Вдоль восточной границы Ханкайского массива в поздней перми существовал вулканический пояс северо-восточного простираения, в пределах которого происходило накопление эффузивных и вулканогенно-осадочных толщ основного, среднего и кислого составов известково-щелочного ряда. Вулканические породы формировались в наземных или прибрежно-морских условиях. Восточнее располагались шельф с карбонатными рифовыми постройками и

склон к глубоководной котловине, в которой происходило накопление терригенных толщ.

В более восточных частях района (Прибрежный антиклинорий [Геология СССР, 1969] или Прибрежная зона Сихотэ-Алинской мегазоны [Мазарович, 1982]) пермские породы представлены мелководными известняками, а также спилитами и кремнями. Этот комплекс пород накапливался в краевых частях океанического бассейна, который в структурно-морфологическом плане представлял собой систему вулканических поднятий с мелководным карбонатным осадконакоплением на их вершинах, разделенных депрессиями, в которых шло накопление кремнистых, вулканокластических, в меньшей степени эффузивных образований.

Севернее, на востоке Буреинского массива, в позднепермское время отлагались озерные, прибрежно-морские и мелководные морские осадки [Геология СССР, 1966]. Они представлены терригенными породами (на западе — грубообломочными) с редкими прослоями известняков, иногда ракушняка и содержат остатки флоры и морской мелководной фауны. Породы, слагающие западный склон Сихотэ-Алиня, накапливались в неглубоком морском бассейне с островами [Геология СССР, 1966] и представлены преимущественно терригенными породами. На восточном склоне Сихотэ-Алиня в верхнепермских терригенных толщах появляются прослои кремней, спилитов и известняков, постепенно приобретающих существенное значение в строении разрезов. Северное продолжение верхнепермского вулканического пояса Южного Приморья прослеживается в Среднем и Северном Сихотэ-Алине. Верхние части пермского разреза этих районов сложены толщами дацитов, андезитов, туфов и туфопесчаников. Кроме того, в мелководных отложениях, расположенных на краю Буреинского массива, также присутствуют пачки туфитов, а в конгломератах — гальки различных эффузивов. Пространство между Буреинским массивом и западным Сихотэ-Алинем, по видимому, соответствовало окраинному морю, ограниченному с востока вулканической островной дугой, за которой располагались краевые части позднепалеозойского океанического бассейна (восточный склон Сихотэ-Алиня).

В Юго-Западной Японии к зонам палеошельфа, палеосклона и окраинного морского бассейна могут быть отнесены районы поясов Тайба, Сангун, Хида, Реке, структурный пояс Майдзуру. В двух первых они подразделяются на карбонатный (известняки) и некарбонатный комплексы (флишоидное переслаивание аргиллитов и алевролитов с прослоями кремней, песчаников и линзами известняков). Раньше считали, что отложения карбонатного комплекса слагали мелководные банки, между которыми происходило накопление толщ некарбонатного комплекса [Геологическое развитие..., 1968]. Однако впоследствии выяснилось, что известняки залегают на некарбонатных отложениях позднего палеозоя по положим надвигам. Можно предполагать, что первоначально мелководные известняки характеризовали собой приматериковые участки шельфа, мелководные банки и лагуны, а терригенные флишоидные толщи — мобильный шельф и континентальный склон. В структурном поясе Майдзуру, в его северной части, верхнепермские отложения одноименной группы представлены флишоидным переслаиванием алевролитов и граувакковых песчаников с включениями мелких обломков различных пород и прослоями конгломератов [Geology..., 1977]. На юге пояса верхнепермские отложения представлены в тонкообломочных фациях, а в районе Мине-Тамба — турбидитами и отложениями конусов выноса подводных каньонов континентального склона [Geology..., 1977]. К северо-западу от этих краевых частей бассейна располагался континент, фрагменты которого в настоящее время слагают большую часть зоны Хида, цоколь о-ва Оки, поднятий Ямато и Криштофовича в Японском море и районы Восточной Азии. Мощности верхнепалеозойских отложений уменьшаются в этом направлении, откуда и происходил снос обломочного материала, а сами они преобретают все более мелководный характер [Sugisaki et al., 1973]. В поясе Хида, помимо древних гнейсов и сланцев, были обнаружены

мраморизованные известняки с палеозойской мелководной фауной [Geology..., 1977]. Здесь в это время располагался шельф, в пределах которого происходило накопление мелководных карбонатных отложений.

В юго-восточных районах Внутренней зоны Юго-Западной Японии пермские образования представлены терригенными, кремнистыми и эффузивными породами с линзами известняков. Бассейн с таким режимом осадконакопления интерпретируется как окраинное море [Ogawa, 1978]. Эффузивы (пиллоу-лавы) по петрохимическим параметрам сходны с океаническими толеитами [Kawabe, 1978] и имеют соотношения изотопов Sr 0,7032—0,7091 [Tanaka et al., 1979].

В поясе Реке пермские терригенные и кремнистые породы с прослоями эффузивов и линзами известняков метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Верхние части разреза сложены монотонной толщей аргиллитов, сменяющихся выше алевролитами, конгломератами и пирокластическими отложениями, накапливавшимися в мелководных условиях шельфа [Geology..., 1977]. Южной границей окраинного моря была островная дуга Куросегава-Офунато [Kimura et al., 1975]. В частности, в районе Титибу и на северном Кюсю присутствуют пермские эффузивы и туфы основного и кислого составов. С ними связаны интрузии габбро и гранитоидов, имеющие возраст 249 млн лет [Yamamoto et al., 1979] и составляющие с эффузивами единую вулканоплутоническую ассоциацию. В структурном плане эти образования слагали островную вулканическую дугу, являющуюся, вероятно, южным продолжением позднепермского вулканического пояса Южного Приморья.

Во внешних частях Юго-Западной Японии (в поясе Титибу) в верхнепермских толщах появляется большое количество эффузивов, известняков и терригенных пород. В Южном субпоясе Титибу в строении верхнепермских толщ участвуют и кремни. В поясе Самбосан верхняя пермь представлена базальтами и кремнями с известняковыми линзами.

В Северо-Восточной Японии, на востоке гор Абукума (район Сома и Такакураяма), средне-верхнепермские толщи сложены черными алевролитами, аргиллитами и крупнозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов, которые надстраиваются монотонной толщей аргиллитов и алевролитов. Последняя коррелируется с толщами аналогичного состава, но с линзами известняков в горах Китаками (формация Тоема). Собственно краевые восточные части гор Абукума относятся к поясу Южный Китаками, который отделен от массива Абукума зонами смятия и серпентинитовыми меланжами. Пермские отложения Южного Китаками и пояса Самбосан представляют собой элементы разрезов, характеризующих краевые части океанического бассейна, располагавшегося перед фронтом островной дуги. Судя по составу галек в нижнетриасовых конгломератах Усугуни (гранитоиды и эффузивы кислого состава), в районе Абукума располагалась вулканическая зона или островная дуга, разрушенная в начале мезозоя. По данным определения абсолютного возраста К-Аг методом, гранитоиды из галек относятся к поздней перми [Geology..., 1977]. В Северном Китаками пермские отложения представлены терригенными породами с линзами известняков, которые сочетаются с кремнями и вулканитами основного состава.

Таким образом, для пермского времени можно реконструировать следующий ряд структур: край континента с развитым гранитно-метаморфическим слоем (районы Корейского полуострова, Ханкайский и Буреинский массивы); окраинное море с элементами шельфа и континентального склона, располагавшимися в основном на коре континентального типа (пояса Хида, Сангун, Майдзуру, Тамба, Реке); островная вулканическая дуга (район пояса Куросегава и Северного Титибу, Северный Сихотэ-Алинь), частично размещавшаяся на краю позднепалеозойского континента (Южное Приморье, район Абукума); внешний шельф, склон, осложненный структурными выступами, и краевые части океанического бассейна (Сихотэ-Алинская мегазона, пояса Южный и Северный Китаками, Южный субпояс Титибу, пояс Самбосан). Из этого следует, что район совре-

менного Сахалина в позднем палеозое располагался во внутренних частях океанического бассейна, и метафиолитовый комплекс Сахалина и Хоккайдо, рассмотренный выше, скорее всего представляет собой фрагмент досреднепалеозойской океанической коры. Позднепермские кремни, базальты и известняки Сахалина накапливались в океаническом бассейне. Это косвенно подтверждается и комплексом пермской микрофауны Сахалина, в котором отсутствуют крупные бентосные фузулиниды в отличие от районов Внутренней зоны Юго-Западной Японии и Приморья.

На значительную первичную удаленность пермских образований района Сахалина от края материка и переходной к океану зоны указывают и различия в фауне (принадлежность ее к разным палеобиогеографическим поясам), а также различный генезис самих известняков (карбонатный шельф вдоль края материка или органогенные постройки на шельфе, с одной стороны, и биогермные постройки Сахалина, связанные с вулканическими аппаратами, с другой).

В самом конце перми—начале триаса в приокеанской зоне происходили крупные структурные перестройки. В Японии этот этап известен как орогенез Акиеси или как орогенез Хонсю. Перестройке подверглись главным образом зона перехода континент—океан и край материка. В это время во Внутренней зоне Юго-Западной Японии начинает формироваться система поднятий, обусловленная тектоническими движениями, направленными от материка в сторону океана. На севере центральной части о-ва Хонсю на месте позднепалеозойского шельфа и склона окраинного моря происходило тектоническое становление поясов Хида и Циркум-Хида, сопровождаемое зеленосланцевым метаморфизмом палеозойских образований. Пояс Хида в основном сложен метаморфическими породами силлиманит-андалузитовой и гранулитовой фаций и различными гранитоидами, которые являются элементами древнего гранито-гнейсового основания, а также метаморфизованными палеозойскими отложениями. Внутренняя структура пояса Хида в его краевых частях не автономна, а подчиняется простирающимся тектоническим ограничениям пояса. На северо-востоке развиты складки субмеридионального простираения с крутыми падениями крыльев, на юго-востоке — северо-восточного с пологим погружением структурных форм к северо-западу. В западной части пояса простирается складок субширотное [Geology..., 1977].

В последние годы появились материалы о чешуйчато-надвиговой внутренней структуре пояса Хида [The basement..., 1979]. В частности, толща Юназуки, сложенная мраморами, кварц-полевошпатовыми сланцами и метатерригенными породами, надвинута на толщу Катакаигава, состоящую из мраморов и кварц-полевошпатовых гнейсов. В мраморах толщи Юназуки найдена фауна позднего карбона, а абсолютный возраст метаморфизма определен в 250 млн лет (конец поздней перми). Древние породы Хида претерпели несколько этапов метаморфизма, один из которых приходится на ранний триас (245—231, 240—212 млн лет по определениям U-Pb и Rb-Sr методами соответственно [Nozawa, 1968; Shibata et al., 1970; Hiroi, 1975; Suzuki, 1977]). По восточной и южной окраинам Хиды размещается структурный пояс Циркум-Хида, имеющий на востоке ширину более 10 км. Пояс представляет собой выведенную к поверхности зону крупного надвига, сложенную тектоническими блоками из различных метаморфических пород, в том числе с глаукофаном [Vanpo, 1958], и палеозойских пород, пронизанных серпентинитами с включениями метагаббро. В районе Оми из метаморфических пород зеленосланцевой фации были извлечены органические остатки позднего палеозоя [Geology..., 1977]. Таким образом, пояс Хида находится в аллохтонном залегании, представляет собой тектоническую пластину, надвинутую в южном направлении по зоне Циркум-Хида на палеозойские образования окраинного моря.

Вдоль внешнего края пояса Циркум-Хида в поясе Тамба в это время накапливались конгломераты Отани [Капо, 1961], состоящие из галек серпентинитов,

габброидов, силурийских и пермских известняков, глинистых сланцев, эффузивов и гранитоидов. Конгломераты Отани не сортированы, плохо окатаны и их формирование связано с общим воздыманием северных районов Хонсю, обусловленным надвиганием тектонической пластины Хида. Они сопоставляются с триасовыми конгломератами Савандо в поясе Тамба, которые лучше окатаны и сортированы и содержат гальки более прочного материала. Серпентиниты в них встречаются значительно реже. Снос материала происходил с севера [Kano, 1961]. На юге пояса залегают конгломераты Сакахоги [Kondo, Adachi, 1975] с хорошо окатанной галькой, которые перекрываются верхнетриасовыми песчаниками. Некоторые авторы склонны рассматривать эти отложения как олистостромы [The basement..., 1979]. Тектонические движения пермско-триасового этапа начали ощущаться еще в поздней перми, что нашло отражение в многочисленных внутрiformационных конгломератовых прослоях среди терригенных отложений пермского окраинного моря. Так, в районе Мине известны верхнепермские конгломераты Камисо, залегающие среди турбидитов и содержащие обломки эффузивов, палеозойских известняков, песчаников и алевролитов, а также ортокварцитов, различных гнейсов с возрастом 1680—950 млн лет и гранитоидов [Shibata, Adachi, 1972; Sugisaki et al., 1973], сходных с образованиями среднего докембрия Восточной Азии [Shibata, Adachi, 1974; Adachi, 1973].

В западной части о-ва Хонсю верхние части пермской группы Майдзури (толща Гуйо) сложены переслаивающимися конгломератами, песчаниками и алевролитами с быстрой фациальной изменчивостью отложений по латерали. Эти осадки считаются дельтовыми (подводные продолжения дельт). Возраст толщи Гуйо определяется либо как верхне-позднепермский, либо как ранне-триасовый [Geology..., 1977].

Поверхностным проявлением начальных этапов движений глубинных масс явилась ломка карбонатного шельфа и перемещение известняков в более внутренние части пермского окраинного моря. В результате в поясах Сангун и Тамба на терригенных породах, характеризующих мобильный шельф, палеосклон и внутренние части окраинно-морского бассейна, сформировались тектонические покровы известняков.

На западе о-ва Хонсю в этот период происходило становление узкого структурного пояса Майдзуру, представляющего собой зону серпентинитового меланжа, состоящего из блоков различных гнейсов, амфиболитов, гранитоидов, мраморов, кварцитов и габброидов. Определение абсолютного возраста пород показало, что метаморфизм палеозойских толщ и диафторез древних метаморфических пород имеют возраст 243—215 млн лет (K-Ar и Rb-Sr методы [Geology..., 1977]). По этой зоне палеозойские отложения пояса Сангун надвинуты на палеозойские толщи поясов Тамба и Реке [Nureki, 1966]. Вблизи надвига породы смяты в складки северо-восточного простирания с южной вергентностью под углами 60—70°. Структура несогласно перекрывается верхнетриасовыми отложениями групп Шидака или Набае. Внутри тектонической пластины Сангун различается несколько мелких тектонических чешуй, погружающихся к северу и сложенных смятыми в складки палеозойскими отложениями. Вдоль разломных зон прослеживаются тела серпентинитов, а палеозойские отложения метаморфизованы в зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой фациях.

К позднему палеозою—началу мезозоя относится и формирование структур пояса Реке. В его пределах к поверхности были выведены блоки древнего гранито-гнейсового комплекса и породы силлиманитовой фации метаморфизма [The basement..., 1979], а палеозойские толщи с фауной карбона и перми метаморфизованы в зеленосланцевой фации [Ueno, Ono, 1976]. В поясе Самбагава метаморфизм палеозойских толщ завершился в конце раннего триаса [Ogawa, 1978]. На юге пояса была сформирована тектоническая зона Микабу, представляющая собой систему субширотных надвигов, маркируемых серпентинитами. Палео-

зойские толщи этой зоны смяты в изоклинальные и лежащие складки с погружением осевых плоскостей на север. Перед фронтом зоны надвига Микабу был сформирован олистостром, сложенный песчаниками и алевролитами с валунами и блоками (до 100 м в поперечнике) габброидов и плагиогранитов. По данным М. Ивасаки [Iwasaki, 1979], тектонические движения, приведшие к образованию олистострома, происходили в конце палеозоя.

Южнее, в поясе Титибу, наиболее ранние деформации происходили в досреднетриасовое время [Ogawa, 1978]. В верхних частях пермского разреза северного и среднего субпоясов Титибу, так же как и в разрезах, характеризующих пермское окраинное море, много прослоев плохо сортированных конгломератов с галькой и глыбами гранитоидов, схожих с гранитоидами пояса Реке, пирокластических пород кислого состава, базальтов, пермских известняков и аргиллитов. По-видимому, эти толщи формировались в результате разрушения островодужной структуры Куросегава-Офунато при надвигании на нее краевых частей окраинного моря (пояс Реке) вдоль зоны Микабу. Между северным и средним субпоясом Титибу начала формироваться тектоническая зона Куросегава, представляющая собой мощную полосу серпентинитового меланжа. В составе включений меланжа встречены эффузивные и терригенные породы с девонской флорой (группа Оканоро), гнейсы, амфиболиты, эпидот-актинолитовые и биотитовые сланцы, метаморфизованные в среднем палеозое (группа Терано), ордовик-силурийские гранитоиды (группа Митаки) и метаморфические породы глаукофансланцевой фации метаморфизма, возраст которых по К-Аг методу составляет 240—208 млн лет (ранний—средний триас [Maquyama et al., 1978]). Все сформированные структуры северного и среднего субпоясов Титибу с несогласием перекрываются верхнетриасовыми (а на о-ве Кюсю — нижнетриасовыми) отложениями.

В южном субпоясе Титибу и в поясе Самбосан структурных перестроек конца палеозоя—начала мезозоя не отмечено. В этих районах пермские и триасовые отложения залегают в непрерывном разрезе и представлены базальтами и кремнями с линзами известняков [Geology..., 1977].

В Северо-Восточной Японии, в поясе Южный Китаками, пермские отложения с несогласием перекрыты раннемезозойскими толщами [Vando, 1982]. В нижнетриасовых плохосортированных конгломератах Усугуни и Ямазаки присутствуют гальки гнейсовидных силур-девонских гранитоидов, верхнепермских известняков, липаритов, дацитов и гранитоидов, имеющих абсолютный возраст по К-Аг методу 271—237 млн лет (поздняя пермь—ранний триас). В результате тектонических движений рассматриваемого этапа была образована структурная зона Матсугадайра—Мотаи, отделяющая древний массив Абукума от пояса Южный Китаками, в пределах которой распространены серпентиниты по дунитам и гарцбургитам, глаукофановые и актинолитовые сланцы, различные амфиболиты и мусковит-кварцевые сланцы.

В тыловых континентальных частях позднепалеозойской приокеанической зоны (Корейский полуостров) в начале триаса произошли образование грабеновых структур, высокотемпературный метаморфизм палеозойских образований, выполяющих прогибы, и внедрение массивов гранитов и **сиснитов** (хесанский и пхенганский комплексы), часто приуроченных к грабенам. Абсолютный возраст магматических пород по К-Аг методу составляет 225—180 млн лет (низы позднего триаса—верхи ранней юры [Геология Кореи, 1964]). Тектонические движения на Корейском полуострове (фаза Сонним, средний триас) привели к дроблению древних кристаллических массивов и формированию в осадочном чехле чешуйчатонадвиговых структур и покровов с амплитудой перемещения до 10—12 км [Геология Кореи, 1964]. На западе Сихотэ-Алинской мегазоны в среднем триасе также происходило дробление древнего фундамента, формировались линейные зоны повышенной магматической проницаемости, в пределах которых изливались базальтовые магмы [Мазарович, 1982]. В результате был сформирован свое-

образный деструктивный комплекс (показатель процессов растяжения), состоящий из базальтов, включающих крупные глыбы и блоки палеозойских пород.

Во внешних относительно переходной зоны океанических районах (о-в Сахалин) единственным фактом, указывающим на возможные локальные структурные перестройки этого этапа, является нахождение в нерастворимом осадке триасовых известняков Сунайского хребта мелких обломков серпентинитов, роговых обманок и др. В целом пермско-триасовый этап характеризовался общим региональным растяжением с деструкцией континентальной коры в приматериковых районах приокеанической зоны и сжатием структур окраинного моря и островных дуг. С процессами первого рода был связан один из этапов раскрытия раннемезозойской впадины Японского моря, о размерах и морфологии которой в настоящее время ничего не известно. Процессы сжатия в пермско-триасовой зоне перехода континент—океан реализовались в формировании тектонических покровов, осложненных чешуйчато-надвиговыми структурами.

Состав галек в пермско-триасовых конгломератах и блоков в серпентинитовых меланжах позволяет судить о характере фундамента под позднепалеозойскими структурами переходной зоны. Обращает на себя внимание присутствие глыб древних гранитоидов, гнейсов и т.п. в меланжах, распространенных ныне на месте бывшего шельфа и склона пермского окраинного моря и в районе склонов верхнепермской островной дуги. Подстиляет ли гранито-гнейсовый слой центральные части окраинного моря, заложившегося, видимо, в среднем палеозое, или море имело деструктивную раздвиговую природу — неизвестно. Японскими геологами высказывалось предположение, что в досилурийское время зоны Хида и Куросягава слагали единый массив и лишь впоследствии разошлись [Кимура, 1979], т.е. палеозойское окраинное море образовалось в результате раздвига. Состав палеозойских базальтов, встречающихся среди палеозойских отложений окраинного моря, сопоставляется с океаническими толентами [Kawabe, 1978], что не противоречит такой трактовке. Серпентинитовые меланжи внешних частей Юго-Западной и Северо-Восточной Японии, островов Хоккайдо и Сахалин, сформированные в разные этапы мезозойской истории, не содержат глыб гранитов и гнейсов, следовательно, домезозойского гранито-метаморфического слоя в этих и более восточных районах никогда не существовало.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ

После пермско-триасовой структурной перестройки наступает новый этап в развитии близлежащих к Сахалину территорий. Анализ триасовых разрезов Приморья, Японии, Корейского полуострова и Сахалина, проведенный совместно с А.О. Мазаровичем [Мазарович, Рихтер, 1985], позволил выделить следующие палеозоны: Тюгоку-Ханкайскую, состоящую из Хида-Ханкайской и Тюгоку-Арсеньевской подзон, Тамба-Уссурийскую, Титибу-Китаками, Самбосан-Сихотэ-Алинскую и Хоккайдо-Сахалинскую.

Хида-Ханкайская подзона характеризуется практически полным отсутствием триасовых осадочных образований (кроме Корейского полуострова). В это время в разных частях подзоны происходило внедрение гранитоидных магм, а в грабенах Корейского полуострова накапливались конгломераты, песчаники и алевролиты, несогласно залегающие на более древних образованиях. В Тюгоку-Арсеньевской подзоне отлагались грубые терригенные породы часто с прослоями углей и линзами известняков. Триасовые толщи в морских и континентальных фациях везде залегают с угловым несогласием и с конгломератами в основании на более древних породах. Мощностъ отложений в пределах подзоны изменяется от 200 до 2500 м. В целом Тюгоку-Ханкайская зона палеогеографически соответствовала суше и шельфу.

В Тамба-Уссурийской палеозоне, расположенной восточнее и юго-восточнее,

в триасе происходило накопление терригенных, кремнистых и глинисто-кремнистых отложений, залегающих с несогласием на палеозойских дислоцированных толщах. Мощность триасовых отложений составляет 1000—3000 м. Тамба-Уссурийская зона соответствовала морскому, относительно глубоководному бассейну окраинного типа со сложным рельефом дна, отделенному от континента гипсометрической ступенью — склоном, который восстает по распространению комплексов осадков хаотического строения и подводно-оползневому генезису. Снос осадочного материала в бассейн осуществлялся как со стороны Хида-Ханкайской суши, так и из более восточных районов [Adachi, 1975], т.е. со структурных поднятий, возникших в пермско-триасовый этап на месте пермского окраинного моря и островной дуги.

Палеозона Титибу-Китаками сложена терригенными и карбонатными породами, среди которых часто встречаются наряду с морскими организмами остатки наземной флоры. Мощность отложений составляет 100—500 м. Отложения Титибу-Китаками накапливались в пределах отдельных поднятий и островов, к которым был приурочен прерывистый рифовый барьер, прослеживающийся от о-ва Кюсю до восточных районов Приморья. Это невулканическое поднятие обрамляло с юга и востока Тамба-Уссурийский морской бассейн.

В Самбосан-Сихотэ-Алинской палеозоне триасовые образования согласно надстраивают разрезы палеозоя и представлены толщами смешанного вулканогенно-кремнисто-терригенного состава, иногда с линзами известняков. Мощность триасовых толщ составляет 1000—3500 м. Самбосан-Сихотэ-Алинская зона соответствует склону невулканического поднятия и краевым частям океанического бассейна.

Таким образом, палеогеографические и палеотектонические реконструкции показывают, что в позднем палеозое и в триасе район современного Сахалина находился в бассейне Палео-Тихого океана. Структурные перестройки, происшедшие в позднепермское—допозднетриасовое время в переходной к океану зоне, если и затронули близлежащие океанические структуры, то лишь локально, поскольку в отличие от триасовых образований переходной зоны однообразные им толщи Сахалина не содержат глыб палеозойских и более древних пород. Из этого следует, что на Сахалине должны существовать палеозойские океанические комплексы осадков, надстраивающиеся в непрерывном разрезе мезозойскими океаническими же образованиями. К сожалению, они пока не обнаружены (палеонтологически не доказаны). Общей особенностью триасовых толщ Сахалина является преимущественно эффузивный их характер. По-видимому, процессы деструкции и общего растяжения, которые охватили в этот период переходную зону и край материка, в смежном океаническом бассейне выразились в массовом площадном излиянии базальтовых лав.

Триас-раннемеловой этап

Триасовые, юрские и нижнемеловые образования Сахалина и Хоккайдо представлены спилитами, базальтами (толеитами, оливиновыми толеитами и щелочными оливиновыми базальтами), яшмами и радиоляритами, в меньшей степени известняками (триасовыми и верхнеюрскими). На о-ве Хоккайдо эти породы вскрыты главным образом в тектонической зоне Камуикотан и в западной краевой зоне Хидака, где они объединены в группу Сорачи триас-раннемелового возраста [Igo et al., 1974; *Geology and mineral...*, 1977; Shun-ichi, 1979], а также в поясе Токоро. Основание группы Сорачи не известно, так как она слагает тектонические пластины, надвинутые на метаморфические сланцы Камуикотана или на верхнемеловые отложения, или на серпентиниты и амфиболиты.

В южной части зоны Камуикотан описаны цикличные разрезы группы Сорачи [Nakano, 1978], сложенные (снизу вверх) вулканической брекчией, чередованием

массивных базальтов и пиллоу-лав, гиалокластитов и других переотложенных вулканогенно-осадочных пород с прослоями яшм. На севере пояса Камуикотан в районе Соя триас-нижнемеловые образования представлены спилитами, базальтами, яшмами, глинисто-кремнистыми породами, вулканомиктовыми песчаниками с линзами известняков, в которых обнаружены остатки триасовых кораллов, мшанок и юрские двустворки [Ishizaki, 1979]. На северо-востоке Хоккайдо (пояс Токоро) аналогом группы Сорачи являются группы Юбетсу и Никоро, сложенные пиллоу-базальтами, гиалокластитами, яшмами и вулканокластическими терригенными породами с юрской и раннемеловой фауной [Teraoka et al., 1973; Bamba, 1981; Kiminami et al., 1983]. Среди них выделяются образования, сформированные на абиссальных океанических равнинах и подводных вулканических возвышенностях [Bamba, 1984].

Триас-нижнемеловые образования Сахалина (см. гл. 4) представлены в основном яшмами, базальтами, спилитами, вулканокластическими породами и известняками. Для них характерны преимущественно эффузивный состав ниже-среднетриасовых образований, яшмовый — среднетриасовых-неокомовых и эффузивно-яшмово-терригенный (вулканокластический и туфогенный) — апт-сеноманских образований. Мощности меняются от 450 до 2000—2500 м в зависимости от количества эффузивов.

Несомненно, что Хоккайдо-Сахалинская палеозона в рассматриваемый отрезок времени представляла собой части мезозойского океана. Об этом свидетельствуют палеотектоническое положение этого бассейна в латеральном ряду структур зоны перехода континент—океан и состав отложений (яшмы в ассоциации с базальтами), характер вулканизма — подводные излияния недифференцированных магнезиальных базальтов (по петрохимическим параметрам — толеитов, оливиновых толеитов и щелочных оливиновых базальтов), отсутствие прослоев терригенных пород в яшмовых разрезах, стабильность условий осадконакопления на протяжении большого интервала времени, относительно глубоководная обстановка (преимущественно ниже уровня карбонатной компенсации), характер фауны (исключительно радиолярии, реже конодонты и остатки кремнистых, а не известковистых губок), марганцевая минерализация в осадках и, наконец, малые скорости осадконакопления. В частности, почти чисто яшмовый разрез на западе Тонино-Анивского полуострова, охватывающий интервал со среднего триаса по альб—сеноман, имеет мощность порядка 450 м, а накапливался в течение 135 млн лет. Средняя скорость осадконакопления составит 3—3,5 мм за 1000 лет. Даже с учетом диагенеза эти скорости сопоставимы со скоростями осадконакопления на абиссальных равнинах современного Мирового океана. Наряду с такими уникальными разрезами, как на Тонино-Анивском полуострове и на юге Таулан-Армуданской гряды, соответствовавшими структурам океанических котловин или абиссальных плит, на Сахалине присутствуют толщи, сложенные преимущественно эффузивными образованиями, и толщи эффузивов с мощными линзами известняков, которые слагали рифогенные постройки на внутриокеанических поднятиях. Восстановить отдельные палеоструктуры мезозойского океанического бассейна пока не представляется возможным.

Помимо островов Хоккайдо и Сахалин, отложения, которые могут характеризовать собой осадки мезозойского Тихого океана, вскрыты скважиной на о-ве Монерон [Пискунов, Хведчук, 1976], присутствуют в низовьях Амура (киселевская свита [Геология СССР, 1966]), драгированы со склонов Курильской котловины (они аналогичны отложениям новиковской свиты), известны в некоторых восточных районах Корякского нагорья [Тильман и др., 1982], драгированы с хребта Ширшова в Беринговом море (триасовые яшмы [Цуканов и др., 1984]). Таким образом, вулканогенно-яшмовые толщи океанического генезиса окаймляют, по крайней мере с северо-запада, современную впадину Тихого океана. Глубоководные скважины, пробуренные в Северо-Западной котловине Тихого океана (193,

580—581, 303, 304—579), вскрыли лишь нижнемеловые образования, которые представлены базальтами, кремнями и глубоководными илами [Строение дна..., 1984].

Если на дне мезозойского Тихого океана формировались вулканогенно-кремнистые образования, то в глубинных частях океанической коры на отдельных площадях происходило внедрение габброидов, слагающих среднюю часть офиолитовой ассоциации, которая в настоящее время вскрыта в Восточно-Сахалинском офиолитовом поясе [Разницын, 1982; Рождественский, Речкин, 1982]. Радиологический возраст габброидов этого пояса 142, 140, 125 и 94 млн лет (поздняя юра—средний мел [Слодкевич, 1975; Слодкевич, Леснов, 1976]). В этой связи интересно сопоставить геохимические характеристики габброидов и базальтов вулканогенно-яшмового комплекса на предмет их комагматичности. Кроме того, не исключено, что именно с этими глубинными магматическими процессами и сопровождавшими их тектоническими движениями связан один из этапов метаморфизма метаофиолитов Центрально-Сахалинского пояса (возраст некоторых метаморфических пород 178 ± 30 и 133 млн лет [Егоров, 1969]). Следовало бы ожидать, что эти процессы также должны были отразиться в приповерхностных условиях. Однако ни в одном из изученных разрезов вулканогенно-яшмового комплекса структурные несогласия не зафиксированы.

Основной вывод, который необходимо сделать после рассмотрения этого этапа истории, заключается в том, что район современных Сахалина и Хоккайдо (Хоккайдо-Сахалинская палеозона) в триасе—раннем мелу, также как и в позднем палеозое, являлся частью Тихого океана.

Альб-сеноманский этап

В этот период в пределах Хоккайдо-Сахалинской области происходит смена режима осадконакопления, обусловленная крупными структурными перестройками, в результате которых рассматриваемая область океанического бассейна превратилась в часть позднемеловой переходной зоны континент—океан.

С этим этапом связаны орогенические движения в Японии (фаза Сакава, орогения Ошима), метаморфизм мезозойских и более древних пород в поясах Реке и Самбагава, становление гранитоидных интрузий (посленеокомских—допозднеаптских [Geology..., 1977]), проявления андезито-дацитового и андезито-базальтового вулканизма, формирование во внутренней зоне Юго-Западной Японии пологих шарьяжей [Kawai, 1963] апт-альбского возраста. В районах Сихотэ-Алиня формируются складчатые структуры мезозоид, сопровождавшиеся становлением массивов гранитоидов и габбро, возраст которых 112—85 млн лет (сандинский и тигринский комплексы). В прилегающих океанических областях на отдельных участках в это время образуются зоны деструкции океанической коры. Конкретным примером, отражающим результаты этих внутриокеанических деструктивных процессов, может служить орлинская свита п-ова Шмидта на севере Сахалина. Она представлена базальтами (по петрохимическим параметрам — оливиновыми толеитами и щелочными оливиновыми базальтами), содержащими "глыбы (от 0,1—1 до 20 м и более в поперечнике) и обрывки деформированных прослоев различного цвета яшм, сургучных радиоляритов, кремнистых пород, мраморизованных известняков, пикритов" [Разницын, 1982, с. 27]. Из сингенетичных кремнистых пород, залегающих в межподушечном просторанстве пиллоу-лав, А.С. Перфильевым были выделены альб-сеноманские радиолярии (определения Н.Ю. Брагина, устное сообщение). Определение радиолярий, полученных из различных глыб (коллекция Ю.Н. Разницына), показало, что они представляют собой различные элементы разреза триас-нижнемелового вулканогенно-яшмового комплекса. Таким образом, орлинская свита является комплексом-показателем деструктивных процессов, происходивших в альб—сено-

мане внутри океанического бассейна. На фоне растяжения, охватившего значительные по площади пространства в апт-сеноманское время, были сформированы локальные линейные зоны сжатия и скучивания океанической коры. На месте Сахалина возникает крупное и сложное по морфологии структурное поднятие [Пушаровский, 1964; Сычев, 1966; и др.] субмеридионального простираения (Центрально-Сахалинское). Начальные этапы его образования фиксируются по появлению глыб палеозойских пород в альб-сеноманских глинисто-яшмовых отложениях (Таулан-Армуданская гряда), а окончательное становление определяется накоплением толщ тектоногравитационных микститов в основании верхнемеловых терригенных разрезов Гомонской и Анивской зон. Анализ фаций и мощностей средне-меловых отложений показывает, что поднятие имело пологие западные и крутые осложненные уступами восточные склоны. Накопление подводно-оползневых отложений хаотического строения происходило на террасах уступов восточного склона, но главным образом у основания восточного склона (Гомонская и Анивская зоны). Предположение о существовании террас основано на разном составе обломков в верхнемеловых толщах хаотического строения. На террасах они представлены исключительно глыбами пород вулканогенно-яшмового комплекса (например, верхнелангерийская подсвита на западе Восточно-Сахалинских гор), в то время как в отложениях, накопившихся у основания склона, кроме того, присутствуют обломки более древних палеозойских частей разреза, а также серпентиниты, серпентинизированные гипербазиты, габброиды и амфиболиты. Последний факт, наряду с повсеместно наблюдаемой тектонизацией глыб (зоны дробления и перекристаллизации, катакластические текстуры в глыбах яшм, базальтов и известняков) и присутствием среди обломков сцементированных брекчий яшм и базальтов, позволяет отнести хаотически построенные комплексы не к разряду чисто гравитационных образований (олистостромам), а к тектоногравитационным микститам [Леонов, 1981], определяющую роль в образовании которых играли тектонические процессы.

Формирование Центрально-Сахалинского поднятия было связано с движениями, направленными с запада, по-видимому, — с надвигами. Это подтверждается появлением глыб различных доверхнемеловых пород сначала в центральных районах (Таулан-Армуданская гряда), еще среди кремнистых пород, а затем по мере становления поднятия, восточнее, где глыбы залегают уже в терригенных толщах, после общей смены режима осадконакопления с кремнистого на терригенное.

Тектонические движения, обусловившие образование поднятия, явились также причиной локального глаукофан-сланцевого метаморфизма метаофиолитов, палеозойских и мезозойских отложений, приуроченных к разломным зонам. Значения абсолютного возраста глаукофановых сланцев, как указывалось выше, группируются в интервале 96—90 млн лет. Образование глаукофановых сланцев происходило, видимо, в глубинных частях надвигов, поскольку к поверхности они выведены не были и среди альб-сеноманских толщ их обломки отсутствуют.

В центральных районах о-ва Хоккайдо, в верхних частях формации Шиюбари (верхи группы Сорачи), имеющей неокон-аптский возраст, среди алевролитов отмечаются оползневые тела яшм и базальтов размером до 20 м [Iijima et al., 1978]. Эта толща несогласно перекрывает вулканогенно-яшмовые образования, а сама с несогласием, а на отдельных пространствах согласно перекрывается терригенными отложениями группы Йезо. Поля распространения подводно-оползневых хаотически построенных толщ формации Шиюбари могут отвечать склонам поднятия и его основанию. Относительно более ранние тектонические движения на о-ве Хоккайдо по сравнению с Сахалином (альб—сеноман) объясняются, видимо, первично более западным расположением этих районов, откуда и происходило движение масс. Не исключена, однако, и ошибка в определении возраста несогласий.

В современной структуре Сахалина провести первичные границы Центрально-

Сахалинского поднятия трудно. Несомненно, его остатки наблюдаются в обрамлении Тымь-Поронайской впадины, где деформированные вулканогенно-яшмовые образования перекрываются с конгломератобрекчией в основании терригенными отложениями среднего мела, а верхнемеловые толщи имеют резко сокращенные мощности. На южном Сахалине (Мерейская зона) среднемеловое поднятие было, по-видимому, почти полностью разрушено, и в современной структуре мы наблюдаем лишь его пологий западный склон, перекрытый относительно мощной терригенной верхнемеловой толщей (районы рек Мерея и Комиссаровка).

Западнее Центрально-Сахалинского поднятия закладывается Западно-Сахалинский терригенный прогиб, примыкавший к островной дуге [Меланхолина, Молчанова, 1977]. Последняя фиксируется в районах Сихотэ-Алиня по появлению в терригенных разрезах баррем—турона покровов эффузивов и туфов основного, среднего и кислого составов и туфотерригенных пород с остатками пресноводной и морской фауны и флоры. Л.М. Парфенов [1984], проанализировав отложения этого периода времени, пришел к выводу, что к востоку от Буреинского и Ханкайского массивов располагался тыловой прогиб окраинного моря, ограниченный с востока вулканической островной дугой. Таким образом, зародившийся в альбе—сеномане Западно-Сахалинский прогиб может интерпретироваться как преддуговой прогиб, а Центрально-Сахалинское поднятие — как структурное поднятие невулканической островной дуги. В этом отношении представляют интерес кремнистые ламиниты, присутствующие в верхнемеловых отложениях Сусунайского хребта. По-видимому, они характеризуют собой наиболее углубленную осевую часть преддугового прогиба. Современным гомологом этих образований являются диатомовые кремнистые ламиниты, отлагающиеся вдоль осевой части Калифорнийского залива [Schrader et al., 1980]. К востоку от Центрально-Сахалинского поднятия на месте океанического бассейна закладывается между дуговой эпиконтинентальной бассейном окраинного моря, ограниченный с востока вулканической островной дугой, ныне скрытой под водами Охотского моря, т.е. средне-меловая переходная зона была близка по своему строению современной переходной зоне на юго-западе Тихого океана с ее системой тыловых и между дуговых окраинных морей, разделенных поднятиями вулканических и невулканических островных дуг.

Поздне-меловой этап

Возвращаясь к районам Сахалина, можно сказать, что в результате альб-сеноманской перестройки на месте океанического бассейна формируется ряд структур, характеризующих собой поздне-меловую переходную от континента к океану зону (Западно-Сахалинскую зону с Западной и Сусунайско-Армуданской подзонами, Мерейско-Тымовскую, Аниво-Гомонскую и Восточно-Сибирскую зоны) (см. рис. 11). К западу от Центрально—Сахалинского структурного поднятия (Мерейско-Тымовская зона) закладывается Западно-Сахалинский терригенный прогиб (Западно-Сахалинская зона). Восточные его части (осевые и прилегающие к поднятию) имеют сокращенные мощности верхнемеловых отложений (500 — более 1000 м, Сусунайско-Армуданская подзона), которые увеличиваются в западном направлении до 5000—6000 м (Западная подзона). Нижние части разреза верхнемеловых отложений зоны, согласно перекрывающие породы вулканогенно-яшмового комплекса, представлены преимущественно тонкообломочными породами, часто флиш-подобными. К концу мела они сменяются грубозернистыми прибрежно-морскими, а на севере прогиба отчасти и пресноводно-континентальными отложениями. Снос обломочного материала происходил с запада из области Сихотэ-Алинских мезозойд, где в середине мела в субэвральном условиях происходили извержения продуктов известково-щелочной магмы, а в сеномане сформировался вулканоплутонический Восточно-Сихотэ-Алинский пояс. Он являлся частью Восточно-Азиат-

ского вулканического пояса, заложившегося на краю образованного в позднем мелу континента. Близость вулканического пояса ощущается во всех верхнемеловых отложениях различных зон Сахалина. Песчаники, помимо фемических минералов, содержат обломки кислого плагиоклаза, магматического оплавленного кварца, иногда калиевого полевого шпата, а в верхнемеловых отложениях Западной подзоны присутствуют также прослойки туфов кислого и среднего составов.

Восточнее Центрально-Сахалинского структурного поднятия в позднем мелу существовал морской бассейн со смешанным типом осадконакопления. В западной его части вблизи склонов поднятия терригенные отложения, перекрывающие альб-сеноманские тектоногравитационные микститы, содержат единичные глыбы пород вулканогенно-яшмового комплекса и глыбы сингенетичных верхнемеловых песчаников, сползавших со склонов. В аргиллитах и алевролитах отмечаются складки подводно-оползневой генезиса. В более удаленных от поднятия районах Восточно-Сахалинской зоны тонкообломочные терригенные породы содержат прослойки темно-красных и бурых глинистых яшм и кремнистых аргиллитов, пиллоу-базальтов, реже маломощные линзовидные прослойки розовых известняков. Терригенные породы имеют флишоидное строение, четкая градационная слоистость в них наблюдается редко.

Бассейн со смешанным типом осадконакопления представлял собой позднемеловое окраинное море, восточным ограничением которого являлась вулканическая островная дуга, располагавшаяся в пределах современной акватории Охотского моря. Такой вариант интерпретации разрезов Восточно-Сахалинских гор и каменного материала, поднятого при драгировании со дна Охотского моря, уже высказывался Ю. Н. Разницыным [1982]. Фрагменты островной дуги присутствуют на возвышенности Академии наук СССР и поднятии Института океанологии, где обнаружены диориты, гранодиориты, эффузивы и туфы основного, среднего и кислого составов с радиологическими возрастными 95—57 и 101—73 млн лет [Геодекян и др., 1974, 1976].

С формированием внутриокраинно-морских вулканических структур, характеризующихся магматизмом известково-щелочного ряда, связано внедрение даек диабазов, плагиогранитов и небольших тел плагиогранитов на п-ове Шмидта. Относительно более молодой их возраст (87,1 млн лет) по сравнению с базальтами орлинской свиты (альб—сеноман) подтверждается также наблюдениями прорывания базальтов дайками диабазов и плагиогранитов [Разницын, 1982]. Таким образом, эти породы (габбро-плагиогранитный комплекс, по А. Н. Речкину [1974]), входящие в состав офиолитовой ассоциации, выделяемой на п-ове Шмидта, связаны со структурами позднемелового окраинного моря.

Толщи, выполнявшие позднемеловой бассейн (Восточно-Сахалинская зона), характеризуются разнообразием состава пород, большими мощностями (2500—6000 м), частой фациальной изменчивостью с появлением на отдельных участках мелководных или даже наземных образований в ассоциации с продуктами известково-щелочного и трахиандезитового вулканизма. В. М. Гранник, изучавший вулканогенно-осадочные верхнемеловые образования восточных районов Сахалина (рымникская, березовская и котиковская серии), выделяет различные палеогеографические провинции и палеоструктуры [Гранник, 1978]. В коньяк?-раннесантонское время восточные районы Сахалина представляли собой часть глубоководного морского бассейна с плоскими формами рельефа дна. "Суша, питавшая в богатинское время седиментационный бассейн терригенным материалом, располагалась в юго-западной части района (Центрально-Сахалинское поднятие. — А. Р.) и была значительно удалена от области современного распространения отложений богатинской формации" [Гранник, 1978, с. 135]. В дальнейшем произошла дифференциация бассейна на ряд поднятий и прогибов, сопровождавшаяся проявлением вулканизма основного, кислого, а к концу мела субщелочного составов и формированием вулканических построек центрального типа. Для этого периода выделяются суша, система вулканических островов, мелкие и глубокие части шель-

фа, глубоководная впадина и ее склоны [Гранник, 1978]. В допозднесантонское время снос терригенного материала происходил с запада, где располагалось Центрально-Сахалинское поднятие, а начиная с позднего сантона устанавливаются источники сноса и в более восточных районах. По-видимому, ими являлись островодужная система, располагавшаяся в пределах современного Охотского моря, и внутриокраинно-морские вулканические поднятия.

Таким образом, в поздне меловое время район современного о-ва Сахалин располагался в переходной зоне, характеризующейся следующим рядом структур: континент (мезозойды и более древние образования Сихотэ-Алиня) — окраинно-материковый вулканический пояс (часть Восточно-Азиатского пояса) — окраинно-материковый терригенный прогиб — Центрально-Сахалинское структурное поднятие — окраинное море, отделенное от океанических областей островной вулканической дугой. На Сахалине в настоящее время наблюдаются отдельные элементы терригенного прогиба (Западно-Сахалинская зона), структурного поднятия (Мерейско-Тымовская зона), подножия склона поднятия и краевых частей окраинного моря (Анивско-Гомонская зона) и окраинного моря с его системой структур (Восточно-Сахалинская зона). Такое сближенное в современном плане размещение разнородных структур было обусловлено тектоническими движениями конца мелового—палеоценового времени.

Важным следствием из принятой в настоящей работе трактовки ряда поздне-меловых структурных зон является обязательное присутствие на ранних стадиях развития бассейна окраинного моря, образованного на месте прежнего океана, помимо терригенных пород, яшм, известняков и базальтов, что сближает формации окраинных морей такого типа с формациями располагающегося по соседству океана.

Поздне меловой—раннепалеоценовый этап

Этот период характеризуется широким развитием процессов сжатия и скучивания коровых и мантийных масс, охвативших громадные площади северо-западного обрамления Тихого океана (Внешняя и Северо-Восточная зоны Японии, острова Хоккайдо и Сахалин, Корякское нагорье, Восточная Камчатка). В результате тектонических движений, направленных со стороны океана, в районе Сахалина произошло сближение и совмещение разнородных поздне меловых формационных комплексов, была сформирована чешуйчато-надвиговая структура центральных и восточных районов острова, произошло становление покровов офиолитов Восточно-Сахалинского офиолитового пояса [Разницин, 1982; Рождественский, Речкин, 1982]. Наиболее ранние тектонические движения этого этапа фиксируются в разрезах верхнемеловых толщ появлением горизонтов хаотического строения. Ю.Н. Разницин [1982] считает, что образование олистоостромы березовской свиты связано с процессами обдукции офиолитов на востоке Сахалина. Офиолиты в этих районах слагают пакеты тектонических пластин, залегающих на верхнемеловых терригенных флишевых отложениях (п-ов Шмидта) или непосредственно на олистоостроме березовской свиты (Восточно-Сахалинские горы). В восточных районах Сахалина большинство разломных зон, по которым происходило надвигание масс, было выведено к поверхности дна окраинного моря в область седиментации и сопровождалось накоплением хаотически построенных комплексов отложений. В более западных районах подобные комплексы не имеют широкого распространения. Более того, они редки и имеют специфический состав обломков. На юге Сусунайского хребта в зоне надвига Мерейской тектонической пластины на Сусунайскую присутствует толща тектоно-гравитационных микститов, видимая мощность которой в верховьях р. Комиссаровка превышает 100 м. Толща сложена серпентинитовыми песчаниками, образованными за счет разрушения рассланцованных серпентинитов и содержит мно-

гочисленные обломки различных пород: яшмо-кварцитов, зеленых сланцев и рассланцованных метаэффузивов, различных серпентинитов, амбифолитов и амфиболовых сланцев. Реже встречаются черные плейчатые сланцы и известковистые кварциты. Размер обломков колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 м. Степень насыщенности толщи серпентинитовых песчаников обломками метаморфических пород крайне неравномерна, слоистость в ней отсутствует, обломки не окатаны и плохо сортированы. Таким образом, в центральных районах Сахалина в отличие от восточных в толщах хаотического строения присутствуют обломки уже метаморфизованных пород (помимо метаофиолитов, динамометаморфизованные мезозойские и, возможно, средне-верхнепалеозойские образования). Метаморфизм мезозойских толщ, относящийся к зеленосланцевой (хлоритовой) фации¹, а также диафторез в той же фации древних метаофиолитов были связаны с тектоническими движениями вдоль зон глубинных надвигов, выведенных к поверхности в центральных районах Сахалина. В результате этих движений произошло тектоническое сближение разнородных позднемеловых структурно-фациальных зон и возникло Восточно-Сахалинское поднятие чешуйчато-надвигового строения. Учитывая морфологию поздневерхнемеловых—раннепалеоценовых разломов, падение их сместителей в восточных румбах, а также тот факт, что западные районы Сахалина не подверглись в этот этап значительным структурным перестройкам и осадконакопление на западе Сахалина и Хоккайдо продолжалось непрерывно в позднемеловое—кайнозойское время, можно утверждать, что тектонические движения были направлены со стороны Тихого океана, а не со стороны Азиатского материка. В результате движений по глубинным надвигам в центральных районах островов Хоккайдо и Сахалин были сформированы также две дугообразно выгнутые к западу зоны динамометаморфизма — Камуикотан-Сусунайская и Лангерийская. Они маркируют следы двух протяженных зон выхода к поверхности глубинных надвигов, движения по которым в районе Восточно-Сахалинских гор происходили с восток-северо-востока, а на о-ве Хоккайдо и Южном Сахалине с восток-юго-востока. В пределах этих зон распространены серпентинитовые протрузии, несущие в себе тектонические отторженцы древнего метаофиолитового комплекса. Если рассматривать приповерхностные уровни коры, то в этих зонах динамометаморфизму подверглись образования различных структурно-вещественных комплексов и позднемеловых зон, к этому моменту уже тектонически совмещенных. Это указывает на наложенный характер динамометаморфизма, последовавшего на конечных этапах формирования чешуйчато-надвиговой структуры. В Лангерийской зоне динамометаморфизму подверглись отложения Тымовской, Гомонской, а возможно, частично и Восточно-Сахалинских зон. В Сусунайской части Камуикотан-Сусунайской зоны динамометаморфизма метаморфизовались отложения Западно-Сахалинской (Сусунайская подзона) и частично Мерейской позднемеловых структурно-формационных зон. Однако на отдельных участках динамометаморфизованные породы сами участвуют в чешуйчато-надвиговой структуре (например, на западе Восточно-Сахалинских гор). Это обстоятельство указывает (в широком смысле) на одновременность и взаимосвязанность формирования как зон динамометаморфизма, так и чешуйчато-надвиговой структуры, в целом обусловленных движениями по глубинным надвигам. Время образования чешуйчато-надвиговой структуры Сахалина и зон метаморфизма определяется как конец позднего мела—начало палеогена, поскольку в структуре участвуют верхнемеловые отложения, включая маастрихт-датские, а запечатывается структура палеоцен-миоценовыми отложениями. Последние заполняли подводные межгорные впадины, образованные перед фронтом надвиговых структур, морфологически выраженных хребтами Восточно-Сахалинского поднятия.

¹ Радиологические возрасты зеленых и черных сланцев хлоритовой субфации метаморфизма составляют 77—55 млн лет (конец позднего мела—палеоген [Егоров, 1969]).

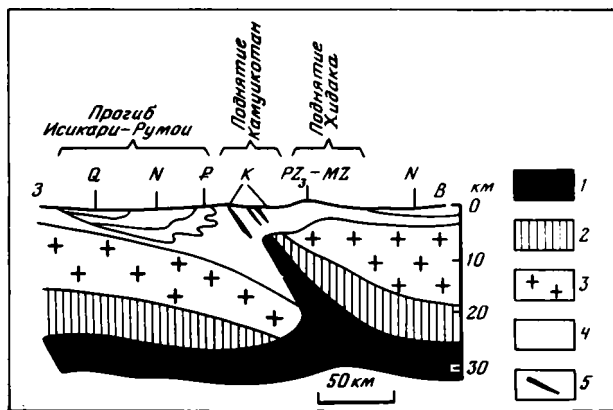


Рис. 22. Схема строения земной коры в центральной части о-ва Хоккайдо [Тектоника..., 1980]
 1 — верхняя мантия; 2 — "базальтовый" слой; 3 — "гранитный" слой; 4 — осадочный слой; 5 — разломы

Анализ размещения метаморфизованных пород показывает, что метаморфизму подверглись в основном толщи, слагавшие Центрально-Сахалинское поднятие, его склоны и отложения районов, непосредственно к нему примыкавших. Можно предположить, что поднятие при тектоническом сжатии масс в конце мела—палеоцене сыграло роль упора, вдоль которого произошло выведение к поверхности глубинных надвигов, запечатленных в зонах динамометаморфизма. Глубинное строение этих надвигов наилучшим образом отражено японскими геофизиками (рис. 22). Эта схема уже публиковалась в советской геологической литературе Е. Н. Меланхолиной [Тектоника..., 1980] и использовалась для объяснения надвигов и выходов к поверхности глубинных пород в поясе Камуикотан. Перемещения по надвигам в поверхностных условиях оцениваются в 40—50 км. Амплитуда же перемещений по глубинным надвигам составляет, видимо, сотни километров.

В центральных районах Сахалина, в частности под Тымь-Поронайской впадиной, по геофизическим данным присутствуют породы с плотностью, превышающей $3,05 \text{ г/см}^3$ [Андреев, 1975], которые могут интерпретироваться как выходы мантийных пород на фронте глубинного надвига.

Таким образом, рассмотренный в этой главе материал показывает, что палеозойские—раннемезозойские породы, слагающие Сахалин, образовались в океаническом бассейне, являвшемся частью Палео-Тихого океана. Начиная с альба—сеномана и по настоящее время район Сахалина входит в состав переходной от континента к океану зоны. Основные этапы формирования структуры Сахалина приходятся на альб—сеноман, когда образовалось Центрально-Сахалинское поднятие и ряд сопряженных с ним структур в результате тектонических движений, направленных со стороны современного Азиатского материка, и на конец мела—начало палеогена, когда возникло Восточно-Сахалинское поднятие чешуйчато-надвигового строения, произошло становление офиолитовых аллохтонов и зон динамометаморфизма. На этом этапе движения были направлены со стороны Тихого океана. Современные черты о-ва Сахалин приобрел в позднекайнозойское время после того, как сформировалась структура Западно-Сахалинских гор.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований пересмотрены многие черты геологического строения и тектонического развития Сахалина.

1. Полученные палеонтологические данные позволили установить мезозойский возраст пород, слагающих основной объем метаморфических образований острова. Среди них выделены триас-нижнемеловые вулканогенно-кремнистые и верхнемеловые терригенные комплексы. Предлагается отказаться от выделения вальзинской серии, поскольку она утратила свой смысл как стратиграфическое подразделение. В ее состав включались метаофиолиты, а также, вероятно, палеозойские и палеонтологически доказанные мезозойские вулканогенно-кремнистые и терригенные образования, имеющие возрастные и литологические аналоги среди неметаморфизованных толщ Сахалина.

Кроме того, палеонтологически обосновано присутствие триасовых и нижне-среднеюрских отложений, ранее на Сахалине не выделявшихся. Установлен позднемеловой возраст для большей части набильской серии, считавшейся верхнеюрско-нижнемеловой, и среднемеловой возраст житницкой и островской свит, считавшихся позднепалеозойскими. Возраст последних ранее определялся на основе органических остатков, содержащихся в известняках. Исследования показали, что известняки являются обломками позднепалеозойских органогенных построек и залегают среди альб-сеноманских отложений.

В результате стратиграфических работ составлена новая корреляционная схема отложений Сахалина, принципиально отличающаяся от более ранних возрастными датировками свит и положением стратиграфических единиц в геологических разрезах.

2. Анализ строения разрезов и изучение соотношений между различными комплексами (метаофиолитовым, вулканогенно-яшмовым, терригенными и вулканогенно-кремнисто-терригенными), отложениями различных позднемеловых структурно-фациальных зон и кайнозойскими отложениями позволили установить многоэтапность формирования структуры Сахалина. В мезозойскую и кайнозойскую эры отмечается три этапа структурообразования: альб-сеноманский, поздне-верхнемеловой—раннепалеоценовый и плиоцен-четвертичный.

Характер тектонических движений альб-сеноманского этапа и образованные ими малые структурные формы на данном уровне изученности территории расшифровке не поддаются. Устанавливаются эти движения лишь в результате анализа меловых разрезов Сахалина. Характер и направленность тектонических движений, морфология пликативных и дизъюнктивных дислокаций конца позднего мела—палеоцена позволяют утверждать, что центральные и восточные районы Сахалина имеют чешуйчато-надвиговую, а отчасти и покровную структуру (офиолитовые аллохтоны). Движения были направлены в сторону Азиатского материка. В последующем чешуйчато-надвиговая структура была преобразована в блоковую в результате тектонических перемещений по системе правых сдвигов и сопряженных взбросо-надвигов плиоцен-четвертичного времени. Чешуйчато-надвиговая структура ранее была доказана для восточных районов Сахалина, а в результате исследований, проведенных автором, она установлена в центральных и южных районах острова.

Новые структурные данные нашли отражение на составленных автором детальных геологических картах для отдельных районов и на общей тектонической схеме Сахалина.

3. Полученные новые стратиграфические и структурные данные позволяют существенно изменить принятую для Сахалина трактовку истории его тектонического развития.

Наиболее древними образованиями острова, слагающими его основание, являются породы метаофиолитового комплекса. В его составе возможно (но пока проблематично) выделение меланократового фундамента и перекрывающих вулканогенно-кремнистых и карбонатных образований. Возраст меланократового фундамента условно принят как досреднепалеозойский, поскольку самыми древними из палеонтологически обоснованных отложений острова являются силурийские (?) известняки. Возраст же пород метаморфизованных в актинолитовой и глаукофансланцевой фациях (амфиболовые сланцы и кварциты) остался неизвестным (палеонтологически не обоснованным).

Анализ состава и строения верхнепермских образований Сахалина и окружающих районов позволил составить общее представление о палеозональности этого времени и показать, что верхнепермские образования (базальты, кремни и известняки), вероятно, являются океаническими. Исходя из общей тенденции к миграции палеозон (геосинклинальных структур) в сторону Тихого океана, следует полагать, что и в более ранние этапы истории (силур—ранняя пермь) район Сахалина, так же как и в поздней перми, находился вне зоны перехода континент—океан, т.е. в океаническом бассейне. Естественно, обосновать это предположение можно будет лишь после того, как на Сахалине, в районах Внешней зоны Юго-Западной Японии и на о-ве Хоккайдо удастся обнаружить более разнообразный набор силур-нижнепермских пород, а не одни известняки, как в настоящее время.

Если положение позднепермского океанического бассейна устанавливается лишь после реконструкции всего латерального ряда структур переходной к океану зоны, то триас-нижнемеловые породы Сахалина и Хоккайдо несут информацию об образовании их в условиях океанического бассейна в себе самих. Они представлены базальтами, вулканокластическими породами, яшмами, радиоляритами, реже известняками. Состав пород, стабильность условий их образования в течение длительного времени, малая скорость осадконакопления, отсутствие прослоев терригенных пород и многие другие признаки наряду с положением этих образований на океанической стороне, вне переходной зоны, в латеральном ряду триас-раннемеловой палеозональности позволяют утверждать, что в триас-раннемеловое время район современного Сахалина располагался в океаническом бассейне. В строении последнего возможно выделение абиссальных участков, выполненных маломощными кремнистыми осадками, и вулканических поднятий, иногда сопровождавшихся карбонатными рифогенными постройками (рис. 23).

Таким образом, досреднепалеозойский меланократовый фундамент Сахалина перекрывается чехлом океанических осадков, верхние части разреза которого, как установлено, относятся к мезозойским доверхнемеловым образованиям. Этот вывод подтверждает принятое среди геологов мнение о древности Тихого океана. Сахалинский пример дает достоверные доказательства существования Тихого океана в конце палеозоя—начале мезозоя. С альба—сеномана и в течение всего позднего мела район Сахалина представлял собой различные структуры переходной зоны и располагался в пределах окраинного моря. Здесь выделяются позднемеловое Центрально-Сахалинское структурное поднятие, Западно-Сахалинский преддуговой, а с сенона — окраинно-материковый прогиб, Восточно-Сахалинское эпикоеаническое окраинное море. Изучение верхнемеловых отложений позволило наметить позднемеловую тектоническую зональность, отдельные зоны которой получили в работе следующие названия: Западно-Сахалинская, Мерейско-Тымовская, Аниво-Гомонская и Восточно-Сахалинская.

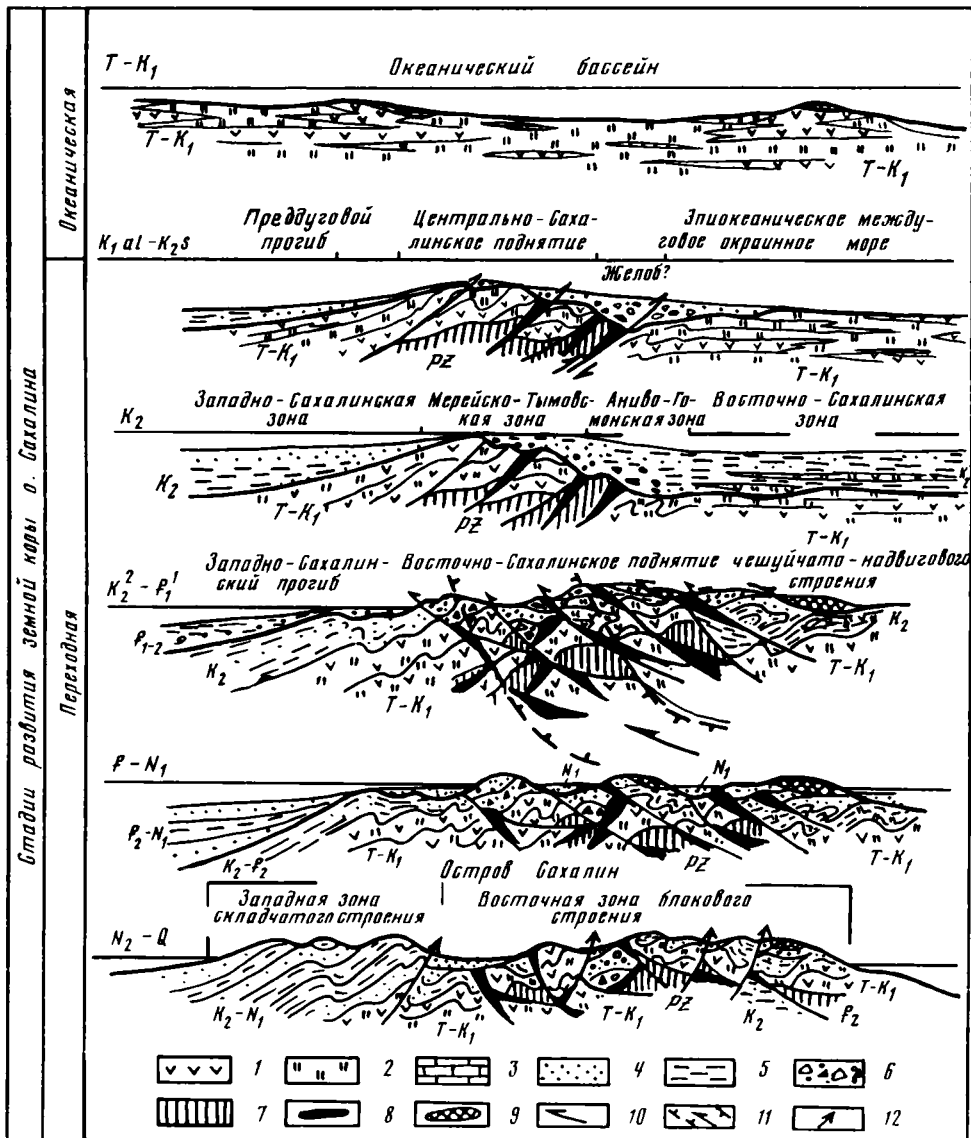


Рис. 23. Схема развития структур о-ва Сахалин

1 — базальты, спилиты, диабазы; 2 — яшмы, радиолариты; 3 — известняки; 4 — песчаники; 5 — алсволиты, аргиллиты; 6 — тектоногравитационные микститы; 7 — палеозойские отложения; 8 — метагипербазиты, амфиболиты; 9 — офиолитовые аллохтоны; 10 — надвиги и направление движения масс вдоль них; 11 — зоны динамометаморфизма и направление движения масс вдоль глубинных надвигов; 12 — взбросо-надвиги, сопряженные с правыми сдвигами

Тектоническое совмещение отложений различных палеозон и становление чешуйчато-надвиговой структуры центральных и восточных районов Сахалина произошло в самом конце позднего мела—начале палеогена. Сформированная в это время структура Восточно-Сахалинского поднятия являлась поверхностным структурным выражением тектонических движений по глубинным надвигам, направленным со стороны Тихого океана. Выводом надвигов к поверхности и формированием зон динамометаморфизма (Лангерийской и Камункотан-Сусунайской) завершилось мезозойское тектоническое развитие Сахалина. В зонах динамомета-

морфизма к поверхности оказались выведены метаофиолиты, подвергшиеся в этот этап зеленосланцевому диафторезу. Мезозойские же толщи, к этому времени тектонически совмещенные, были преобразованы в пределах этих зон в динамосланцы зеленосланцевой фации метаморфизма.

Тектоническое развитие Сахалина и близлежащих территорий отражает сложность тектономагматических процессов, происходивших в палеопереходных зонах, краевых частях материка и океанического бассейна, генеральную направленность этих процессов на преобразование океанической коры в континентальную, а также указывает на существование глубинного геодинамического взаимодействия океанических и материковых масс [Пушаровский, 1972], приводящее в целом к наращиванию материковых структур в областях активных континентальных окраин.

Новейшие данные по стратиграфии, структуре и тектонической истории Сахалина, как полагает автор, существенны для отработки методики картирования сложноскладчатых областей на Востоке СССР, крупномасштабной геологической съемки и должны учитываться при проведении поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов И.П., Мосиондз К.А., Слодкевич В.В.* Новые сведения о проявлениях ультраосновного магматизма в южной части о-ва Сахалина. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, N 1, с. 30—41.
- Алексейчик С.Н.* Схема тектонического районирования Сахалина. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, N 5, с. 36—45.
- Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С., Сычев П.М.* Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 275 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 217).
- Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С.* и др. Тектоника и нефтегазоносность Сахалина. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Востока СССР. М.: Наука, 1967, с. 34—42.
- Андреев А.А.* О глубинном строении Поронайской низменности Сахалина по геофизическим данным. — Тр. СахКНИИ, 1975, вып. 30, с. 145—151.
- Биккенина С.К., Трескова Ю.А.* О сейсмических волнах и некоторых особенностях разреза земной коры центральной части о-ва Сахалина. — Тр. СахКНИИ, 1970, вып. 24, с. 168—173.
- Брагин Н.Ю., Королюк Е.В., Рихтер А.В.* Пермские известняки в разрезе о-ва Сахалина. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, N 10, с. 51—57.
- Бродская Н.Г., Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.* О генезисе терригенных пород мезозойских отложений Сахалина. — Литология и полез. ископаемые, 1977, N 1, с. 124—136.
- Бродская Н.Г., Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.* Осадконакопление и вулканизм в позднепалеозойском-раннемезозойском бассейне Сахалина. — В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклиналиях бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 82—129. (Тр. ГИН; Вып. 337).
- Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 328 с.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.* Щелочные базальтоиды в юрских и нижнемеловых отложениях Сахалина. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, N 1, с. 172—175.
- Гальцев-Безюк С.Д.* Гипербазиты Сахалина. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1963, с. 147—159. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 224).
- Гальцев-Безюк С.Д.* К вопросу о разрывных дислокациях Сахалина и о подвижках по ним в четвертичное время. — Тр. СахКНИИ, 1969, вып. 255, с. 31—45.
- Гальцев-Безюк С.Д., Меланхолина Е.Н., Рождественский В.С.* Тектоника Сахалина. — В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ, 1974, с. 72—88.
- Гальцев-Безюк С.Д., Соловьева В.В.* Тымский диагональный разлом на Сахалине. — Геология и геофизика, 1965, N 5, с. 131—136.
- Гарнышев И.К.* Глубинные сейсмические исследования в Тымь-Поронайской низменности (Сахалин). — Геология и геофизика, 1973, с. 117—122.
- Геодакян А.А., Удинцев Г.Б., Баранов Б.В.* и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря. — Сов. геология, 1976, N 6, с. 12—31.
- Геодакян А.А., Удинцев Г.Б., Берсенева А.Ф., Троцюк В.Я.* Геолого-геофизические и геохимические исследования в Охотском море. — Сов. геология, 1974, N 1, с. 43—52.
- Геологическое развитие Японских островов.* М.: Мир, 1968. 720 с.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.* М.: Недра, 1966. 148 с.
- Геология Кореи.* М.: Недра, 1964. 264 с.
- Геология СССР. Т. XIX: Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1: Геологическое описание.* М.: Недра, 1966. 736 с.
- Геология СССР. Т. XXXII: Приморский край. Ч. 1: Геологическое описание.* М.: Недра, 1969. 695 с.
- Геология СССР. Т. XXXIII: Остров Сахалин. Ч. 1: Геологическое описание.* М.: Недра, 1970. 432 с.
- Гранник В.М.* Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 164 с.
- Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.
- Добрецов Н.Л., Егоров А.Е., Егорова М.Г., Подзорова Д.И.* О находке измененных эклогитов в Сусунайском хребте (о-в Сахалин). — Докл. АН СССР, 1968, т. 178, N 4, с. 925—928.
- Егоров А.Е.* Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о-ва Сахалина. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, N 6, с. 1347—1348.
- Егоров А.Е.* О возрасте метаморфического комплекса Сахалина. — В кн.: Метаморфические комплексы острова Сахалина. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1969, с. 73—77. (Тр. СахКНИИ; Вып. 22).
- Егоров А.Е., Добрецов Н.Л., Егорова М.Г., Под-*

- зорова Д.И. О глаукофановых сланцах о-ва Сахалина. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, N 3, с. 693—696.
- Егоров А.Е., Евсеев В.Ф., Егорова М.Г., Подзорова Д.И. Стратиграфия и состав метаморфических комплексов о-ва Сахалина. — В кн.: *Метаморфические комплексы острова Сахалина*. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1969а, с. 19—41. (Тр. СахКНИИ; Вып. 22).
- Егоров А.Е., Егорова М.Г., Подзорова Д.И. Петрографическая и петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина и некоторые вопросы их происхождения. — В кн.: *Метаморфические комплексы острова Сахалина*. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1969б, с. 42—72. (Тр. СахКНИИ; Вып. 22).
- Елисеева В.К., Соснина М.И. О нахождении верхнепермских отложений на о-ве Сахалине. — Геология и геофизика, 1964, N 10, с. 159—160.
- Жижин Д.П., Ковтунович Ю.М., Рождественский В.С. Геологические предпосылки поисков золота на Сахалине. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 208—212. (Тр. СахКНИИ; Вып. 31).
- Журавлев Ю.Г. О нахождении Anaphorites в мелу Южного Сахалина. — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, N 2. 398 с.
- Журавлев А.В., Тобояков А.Я., Шаршов В.В. Древние подводные оползни на о-ве Сахалин. — Сов. геология, 1969, N 6, с. 146—150.
- Занюков В.Н. Центрально-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, N 4, с. 913—916.
- Зытнер И.Я., Ковтунович Ю.М., Тобояков А.Я., Тихомиров В.М. Тектоника, магматизм и размещение рудных полезных ископаемых острова Сахалин. — В кн.: *Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений*. М.: Наука, 1964; с. 150—156.
- Капица А.А. Доверхнемеловые отложения Сахалина. — В кн.: *Материалы Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем*. М.: Гостоптехиздат, 1961, с. 28—32.
- Кимура Т. Древняя континентальная окраина Японии. — В кн.: *Геология континентальных окраин*. М.: Мир, 1979, т. 3, с. 169—183.
- Кобаяси Т. Триасовый орогенез Акииси. — В кн.: *Вопросы современной зарубежной тектоники*. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 23—36.
- Козырев В.Д. Некоторые данные о региональном тектоническом разрыве Центрально-Сахалинской низменности. — Тр. ВНИГРИ, 1956, вып. 99, с. 216—229.
- Краснов Е.В., Савицкий В.О. Верхнеюрские коралловые рифы Сахалина и гипотеза дрейфа Японских островов. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, N 3, с. 659—661.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 365 с.
- Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 176 с.
- Лившиц М.Х. Новые представления о тектонике острова Сахалина в свете геофизических данных и некоторые соображения о его газонефтеносности. — Геология и геофизика, 1963, N 6, с. 49—59.
- Магматические формации активных окраин континентов (на примере Дальнего Востока). М.: Наука, 1980. 183 с.
- Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое—раннем мезозое. — Геотектоника, 1982, N 1, с. 86—101.
- Мазарович А.О., Рихтер А.В. Палеотектоника и палеогеография юга Дальнего Востока в триасе. — Геотектоника, 1985, N 6, с. 74—85.
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. (Тр. ГИН; Вып. 268).
- Меланхолина Е.Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973. 174 с. (Тр. ГИН; вып. 244).
- Меланхолина Е.Н. Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо. — Геотектоника, 1975, N 3, с. 88—104.
- Меланхолина Е.Н., Молчанова Т.В. Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины Востока Азии. — Геотектоника, 1977, N 4, с. 104—123.
- Мельников О.А. К вопросу геотектонического районирования о-ва Сахалина. — Тр. СахКНИИ, 1962, вып. 12, с. 3—19.
- Мельников О.А. Основные структурные элементы Сахалина. — Тр. СахКНИИ, 1968, вып. 18, с. 22—34.
- Мельников О.А. О характере дизъюнктивных дислокаций в Восточно-Сахалинских горах (о-в Сахалин). — Тихоокеан. геология, 1984, N 1, с. 105—107.
- Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 350 с.
- Милашин А.П. Новые данные о тектонике Сахалина. — Геология и геохимия, 1960, N 3, с. 216—223.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. История структурных и метаморфических преобразований глаукофансланцевого комплекса Сунайского хребта (Южный Сахалин). — Геология и геофизика, 1978, N 8, с. 33—44.
- Мэтьюз Д.Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. — В кн.: *Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана*. М.: Мир, 1973, с. 103—124.
- Новиков Г.Н. Геологическое строение и перспективы нефтеносности Поронайской депрессии. — В кн.: *Результаты исследований по геологии и нефтеносности Сахалина*. Л.: Гостоптехиздат, 1969, с. 82—91. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 255).
- Парфенов Л.М. Сравнительная тектоника и история формирования мезозойд Северо-Востока Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. 36 с.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Пащенко Я.Е. Нижний палеозой и протерозой на

- о-ве Сахалине. — Докл. АН СССР, 1958, т. 118, N 3, с. 562—564.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, N 5, с. 6—23.
- Пискунов Б.Н.* Петрохимическая граница Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, N 6, с. 1446—1448.
- Пискунов Б.Н., Хведчук И.И.* Новые данные о составе и возрасте отложений острова Моне-рон (северная часть Японского моря). — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, N 3, с. 647—650.
- Плешаков И.Б.* Геологическое строение и нефтеносность Пограничного района Восточного Сахалина. — Тр. ВНИГРИ, Н.С., 1956, вып. 99, с. 42—71.
- Пуцаровский Ю.М.* О тектонике Сахалина. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, N 12, с. 42—61.
- Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН; Вып. 234).
- Пуцаровский Ю.М.* Проблемы тектоники океанов. — В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 123—175.
- Разницын Ю.Н.* Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан). — Геотектоника, 1975, N 2, с. 68—84.
- Разницын Ю.Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 108 с. (Тр. ГИН; Вып. 371).
- Речкин А.Н.* Офиолиты Восточного хребта п-ова Шмидта (о-в Сахалин). — В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск: Кн. изд-во, 1974, с. 116—129.
- Рихтер А.В.* Блоковая структура Сусунайского хребта (Южный Сахалин). — Геотектоника, 1981, N 2, с. 99—106.
- Рождественский В.С.* О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина. — Геология и геофизика, 1966, N 3, с. 57—66.
- Рождественский В.С.* Сдвиги северо-восточного Сахалина. — Геотектоника, 1975, N 2, с. 85—97.
- Рождественский В.С.* О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о-ве Сахалине. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, N 3, с. 678—680.
- Рождественский В.С.* Роль сдвигов в структуре Сахалина. — Геотектоника, 1982, N 4, с. 99—111.
- Рождественский В.С.* Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор. — Тихоокеан. геология, 1983, N 5, с. 48—58.
- Рождественский В.С., Казинцова Л.И.* Нижнемеловые отложения Таулан-Армуданской гряды и северной части Западно-Сахалинских гор. — Тихоокеан. геология, 1982, N 5, с. 103—106.
- Рождественский В.С., Речкин А.Н.* Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития острова Сахалина. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, N 5, с. 1156—1159.
- Рождественский В.С., Речкин А.Н.* Эволюция офиолитового магматизма Сахалина. — Тихоокеан. геология, 1982, N 2, с. 40—44.
- Рудич Е.М.* К истории формирования мезозойско-кайнозойской структуры Сахалина. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 6, с. 59—88.
- Рудич Е.М.* Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 272 с.
- Русakov Д.Ф., Мавринский Ю.С., Брутман В.Ш.* Геолого-структурное районирование Сахалина. — Сов. геология, 1967, N 12, с. 54—64.
- Савицкий В.О., Краснов Е.В.* О присутствии морской верхней юры на о-ве Сахалине. — Геология и геофизика, 1970, N 3, с. 12—21.
- Савостин Л.А., Баранов Б.В.* Взаимодействие Амурской и Охотоморской плит в районе Сахалина. — Докл. АН СССР, 1981, т. 259, N 3, с. 675—680.
- Салун С.А.* Значение поперечных дислокаций в тектоническом строении Сахалина. — В кн.: Сб. ст. по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965, вып. 6, с. 67—76.
- Семенов Д.Ф.* О метаморфическом комплексе Сусунайского хребта о-ва Сахалина. — В кн.: Метаморфические комплексы о-ва Сахалина. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1969, с. 88—92. (Тр. СахКНИИ; Вып. 22).
- Семенов Д.Ф.* О тектоническом районировании Сахалина. — В кн.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1972, с. 187—196.
- Семенов Д.Ф.* К вопросу о палеозойских образованиях Сахалина. — В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 276—287.
- Семенов Д.Ф.* Позднепалеозойские-раннемеловые олистостромовые горизонты Сахалина. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, N 5, с. 1155—1157.
- Семенов Д.Ф.* Магматические формации Тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина). М.: Наука, 1982. 168 с.
- Сергеев К.Ф.* Новые данные о характере взаимоотношений толщ позднемезозойских и кайнозойских отложений восточных склонов Западно-Сахалинских гор (Макаровский район, о-в Сахалин). — Тихоокеан. геология, 1984, N 1, с. 99—104.
- Слодкевич В.В.* Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы Сахалина: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. 25 с.
- Слодкевич В.В., Леснов Ф.П.* Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о-в Сахалин). — Тр. ИГиГ, 1976, вып. 305, с. 53—63.
- Смехов Е.М.* Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. — Тр. ВНИГРИ, спец. сер., 1953, вып. 6, с. 115—122.
- Смирнов А.М.* О структурном положении и возрасте метаморфических толщ Камчатки и Са-

- халина. — В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1964, с. 55—78.
- Соловьев С.Л., Туезов И.К., Васильев Б.И.* и др. Строение залива Терпения о-ва Сахалина по материалам комплексных геофизических и геологических исследований. — Геология и геофизика, 1974, N 12, с. 47—60.
- Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Сычев П.М.* Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М.: Наука, 1966. 124 с.
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
- Тетяев М.М.* Геотектоника СССР. М.: ГОНТИ, 1938. 288 с.
- Тильман С.М., Бялбжеский С.Г., Чехов А.Д.* Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы. — В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982, с. 5—30.
- Тихонович Н.Н., Полевой П.И.* Геоморфологический очерк Русского Сахалина. — Тр. Геол. ком., 1915, N 5, вып. 120. 77 с.
- Цуканов Н.В., Вишневецкая В.С., Казарина Г.Х., Витухин Д.И.* Вещественный состав и возраст кремнистых пород хребта Ширшова. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, N 11, с. 80—85.
- Шашкина В.П.* Эклогитоподобные и другие породы интрузии р. Сокол (Сусунайский хребет, Южный Сахалин). — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1969, с. 109—116.
- Шашкина В.П.* Петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 142—160.
- Шуаева А.С.* Стратиграфия верхнемеловых отложений и история геологического развития о-ва Сахалина в позднемеловую эпоху: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГРИ, 1969. 20 с.
- Шустов В.А.* Палеозойские отложения Таулан-Армуданской гряды на Сахалине. — Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 181, с. 95—111.
- Шушаков С.Д.* Некоторые результаты региональных сейсмических исследований, проведенных в районе Сусунайской депрессии о-ва Сахалина. — Геология и геофизика, 1962, N 7, с. 53—65.
- Adachi M.* Pelitic and quartz-fieldspatic gneisses in the Kāmiaso conglomerate. — J. Geol. Soc. Jap., 1973, vol. 79, N 3, p. 181—203.
- Adachi M.* Paleogeographic aspect of the Japanese Paleozoic-Mesozoic geosyncline. — J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1975, vol. 23/24, p. 13—55.
- Asahina T., Komatsu M.* The Horokanai ophiolitic complex in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan. — J. Geol. Soc. Jap., 1979, vol. 85, N 6, p. 317—330.
- Bamba T.* Troctolite and gabbro from the Tokoro belt, central axial zone of Hokkaido, Japan. — J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol., 1981, vol. 76, N 12, p. 386—394.
- Bamba T.* The Tokoro belt, a tectonic unit of the central zone of Hokkaido. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, 1984, vol. 21, N 1, p. 21—75.
- Bando Y.* On some Lower Triassic ammonites from the Osawa formation at Asad anuki Towachō, Tomo-Gun, Miyagi prefecture, Northeast Japan. — Trans. and Proc. Palaeontol. Soc. Jap., 1982, N 127, p. 375—385.
- Banno S.* Glauco-phane schists and associated rocks in the Omi district, Nugata Prefecture, Japan. — Jap. J. Geol. and Geogr., 1958, vol. 29, N 1/3, p. 29—44.
- Geology and mineral resources of Japan. Hisamoto; Kawasaki-shi: Geol. surv. of Jap., 1977. Vol. 1. Geology. 430 p.
- Hiroi Y.* Polimetamorphism in the Hida metamorphic belt of the lower Kurobe River area. — J. Jap. Assoc. Miner., petrol. and Econ. Geol., 1975, vol. 70, N 9, p. 322—333.
- Igo H., Koike T., Ino H., Kinoshita T.* Finding of Triassic conodonts from the Sorachi Group, Hokkaido. — J. Geol. Soc. Jap., 1974, vol. 80, N 3, p. 135—136.
- Iijima A., Kakuwa Y., Yamazaki K., Yanagimoto Y.* Shallow-sea, organic origin of the Triassic bedded chert in Central Japan. — J. Fac. Sci., 1978, vol. 19, N 5, p. 369—400.
- Ishizaki S.* Find of Triassic Bryozoans from the Pre-Yezo Group in the Eashi Mountains, Hokkaido. — Earth Sci., 1979, vol. 33, N 6(165), p. 355—359.
- Ishizuki H., Imaizumi M.* Epidote-garnet amphibolite from the Horokanai Pass area in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido. — J. Geol. Soc. Jap., 1980, vol. 86, N 1, p. 15—24.
- Iwasaki M.* Gabbro breccia (olistostrome) in the Mikabu Green Stone belt of the Eastern Shikoku. — J. Geol. Soc. Jap., 1979, vol. 85, N 7, p. 481—487.
- Kano H.* The conglomerates from Otani and Sawando in the Hida Mountain lands as viewed from the conception of Maturity. — J. Geol. Soc. Jap., 1961, vol. 67, N 789, p. 350—359.
- Kawabe I.* Geochemical characteristic of Paleozoic to Mesozoic geosynclinal volcanics in the Japanese islands and tectonic environments of their formation. — Earth Sci., 1978, vol. 32, N 6, p. 331—335.
- Kawai M.* On the deformation of the Mesozoic and Paleozoic systems in the Mine district, Yamaguchi Prefecture, Japan. — Bull. Geol. Surv. Jap., 1963, vol. 14, N 10, p. 1—23.
- Kiminami K., Suizu M., Kontani J.* Discovery and significance of Cretaceous radiolarians from the Mesozoic in Tokoro belt, eastern Hokkaido, Japan. — Earth. Sci., 1983, vol. 37, N 1(184), p. 48—52.
- Kimura T., Yashida S., Toyohara F.* Paleogeography and earth movements of Japan in the Late Permian to Early Jurassic Sambosan stage. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. 11, 1975, vol. 19, N 2, p. 149—177.
- Kondo N., Adachi M.* Mesozoic strata of the area north of Inuyama, with special reference to the Sakahogi conglomerate. — J. Geol. Soc. Jap., 1975, vol. 81, N 6, p. 385—386.

- Maruyama S., Ueda Y., Banno S.* 208—240 m.y. Old jadeite-glaucophane schists in the Kurosegawa tectonic zone near Kochi City, Shikoku. — *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.*, 1978, vol. 73, p. 300—310.
- Nakano N.* Stratigraphical sequence of the Metabasic rock complexes in the Shizunai-Mitsuishi District, Hokkaido. — *Earth Sci.*, 1978, vol. 32, N. 6, p. 24—31.
- Nozawa T.* Isotopic of Hida metamorphic belt. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1968, vol. 74, N 8, p. 447—450.
- Nureki T.* Structural petrology of a thrust Shear-zone developed between the Sangun metamorphic zone and the Ryoke zone in the eastern part of Yamaguchi prefecture. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1966, vol. 72, N 5, p. 219—231.
- Ogawa Y.* Structural characteristics and tectonisms around the microcontinent in the outer margin of the Paleozoic-Mesozoic geosyncline of Japan. — *Tectonophysics*, 1978, vol. 47, N 3/4, p. 295—310.
- Shibata K., Adachi M.* Rb-Sr and K-Ar geochronology of metamorphic rocks in the Kamiaso conglomerate, Central Japan. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1972, vol. 78, N 5, p. 265—271.
- Shibata K., Adachi M.* Rb-Sr whole-rock ages of Precambrian metamorphic rocks in the Kamiaso conglomerate from Central Japan. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 21, N 3, p. 277—287.
- Shibata K., Nozawa T., Wanless R.* Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, vol. 7, N 6, p. 1383—1401.
- Shrader H., Matherne A., Murray D.* et al. Laminated marine sediments in the central Guif of California. — In: *Abstr. Cordilleran section of Geol. Soc. Amer.* 76th annu. meet., Oregon, 1980, p. 151—152.
- Shun-ichi I.* Find of Triassic Bryozoans from the Pre-Yezo Group in the Eaashi Mountains, Hokkaido. — *Earth Sci.*, 1979, vol. 33, N 6(165), p. 355—359.
- Sugisaki R., Nizutani S., Hattori H.* et al. Late Paleozoic geosynclinal basalt and tectonism in the Japanese Islands. — In: *Collected papers on Earth sciences (1972)*. Nagoya, 1973, p. 35—56.
- Suzuki M.* Polimetamorphism in Hida metamorphic belt, Central Japan. — *J. Sci. Hiroshima Univ.*, 1977, vol. C7, N 4, p. 217—296.
- Tanaka T., Sugisaki R., Shibata K., Kurosawa H.* Strontium isotopes in Paleozoic geosynclinal basalt in Japan. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1979, vol. 85, N 7, p. 489—496.
- Teraoka Y., Hashimoto M., Okumura K.* Geology and metamorphism of the Mesozoic formation of North-eastern Hokkaido. — *Bull. Geol. Surv. Jap.*, 1973, vol. 24, N 8, p. 385—392.
- The basement of the Japanese islands. Tokyo: Print. co, 1979. 792 p.
- Ueno N., Ono A.* A Rb-Sr study of Ryoke metasediments Central Japan. — *Earth Sci.*, 1976, vol. 30, N 5, p. 201—220.
- Yamamoto H., Nakagawa H., Matsumoto H., Nobata M.* The igneous rocks from the Paleozoic formation Chichibu, North Kyushu. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1979, vol. 85, N 6, p. 307—315.
- Yoshida S.* Chert-laminite: Its petrographical description and occurrence in Japanese geosynclines. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1981, vol. 87, N 3, p. 131—141.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
ГЛАВА ПЕРВАЯ	
Обзор представлений о геологическом строении Сахалина и месте метаморфических комплексов в структуре острова	5
ГЛАВА ВТОРАЯ	
Тектоническая схема о-ва Сахалин	9
ГЛАВА ТРЕТЬЯ	
Комплексы пород домезозойского основания о-ва Сахалин	15
Метаофиолитовый комплекс	15
Палеозойские образования	19
ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ	
Мезозойские образования	22
Вулканогенно-яшмовый комплекс (триас—нижний мел)	22
Общие особенности состава и строения	30
Верхнемеловые образования различных тектонических зон	36
Западно-Сахалинская зона	36
Тымовская зона (Центральный Сахалин)	40
Мерейская зона (Южный Сахалин)	41
Гомонская зона (Центральный Сахалин)	42
Анивская зона (Южный Сахалин)	44
Восточно-Сахалинская зона (Центральный Сахалин)	46
Метаморфические образования	49
ГЛАВА ПЯТАЯ	
Характеристика структуры восточных районов Сахалина	54
Центральный Сахалин	55
Южный Сахалин	58
ГЛАВА ШЕСТАЯ	
История тектонического развития о-ва Сахалин	65
Домезозойская предыстория	65
Мезозойская история	72
Триас-раннемеловой этап	73
Альб-сеноманский этап	75
Позднемеловой этап	77
Позднемеловой—раннепалеоценовый этап	79
Заключение	82
Литература	86

CONTENTS

Foreword	3
CHAPTER ONE	
Review of ideas on geological structure of Sakhalin and place of metamorphic complexes in the Island structure	5
CHAPTER TWO	
Tectonical scheme of the Sakhalin Island	9
CHAPTER THREE	
Rock complexes of premesozoic basement of the Sakhalin Island	15
Metaophiolitic complex	15
Paleozoic deposits	19
CHAPTER FOUR	
Mesozoic deposits	22
Volcanogeno-jasper complex (triassic-lower cretaceous)	22
General peculiarities of composition and structure	30
Upper cretaceous deposits of different tectonical zones	36
West-Sakhalin zone	36
Tymov zone (Central Sakhalin)	40
Merei zone (South Sakhalin)	41
Gomon zone (Central Sakhalin)	42
Aniv zone (South Sakhalin)	44
East-Sakhalin zone (Central Sakhalin)	46
Metamorphic deposits	49
CHAPTER FIVE	
Description of the structure of the Eastern regions of Sakhalin	54
Central Sakhalin	55
South Sakhalin	58
CHAPTER SIX	
History of tectonical development of the Sakhalin Island	65
Premesozoic history	65
Mesozoic history	72
Triassic-Early Cretaceous stage	73
Albian-Senomanian stage	75
Late Cretaceous stage	77
Late Cretaceous-Early Paleocene stage	79
Conclusion	82
Bibliography	86

Андрей Владиславович Р и х т е р
СТРУКТУРА И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ САХАЛИНА
В МЕЗОЗОЕ

Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор Н.А. Рагозина
Художественный редактор Л.В. Кабатова
Технические редакторы В.В. Лебедева, М.К. Серегина
Корректор Н.И. Харламова

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 31185

Подписано к печати 26.05.86. Т – 03586. Формат 70 × 100 1/16

Бумага офсетная № 1. Гарнитура Таймс

Печать офсетная. Усл.печ.л. 7,8. Усл.кр.-отг. 8,0. Уч.-изд.л. 8,9

Тираж 600 экз. Тип. зак. 361. Цена 1 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени 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

1р. 30 к.