



А.Д. Казимиров

ПОКРОВЫ
ВОСТОКА
КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ
И ИХ СТРУКТУРНО-
ФОРМАЦИОННЫЕ
ГОМОЛОГИ



« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А.Д. КАЗИМИРОВ

ПОКРОВЫ
ВОСТОКА
КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ
И ИХ СТРУКТУРНО-
ФОРМАЦИОННЫЕ
ГОМОЛОГИ

Труды, вып. 391



МОСКВА
"НАУКА"
1985

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

A.D. Kazimirov

**NAPPES OF THE EAST KORYAK HIGHLAND
AND THEIR STRUCTURAL-FORMATIONAL HOMOLOGUES**

Transactions, vol. 391

К а з и м и р о в А.Д. Покровы востока Корякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. — М.: Наука, 1985.—112 с. — (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 391).

Монография посвящена геологии востока Корякского нагорья и сопредельных территорий. На основании нового фактического материала установлено, что доминирующую роль при формировании структуры региона играли процессы горизонтального перемещения блоков земной коры. Впервые выделены две системы тектонических покровов, сложенных вулканогенно-кремнистыми и туфо-терригенными отложениями верхнего палеозоя и мезозоя. Доказывается, что покровная структура восточной части Корякского нагорья представляет собой дивергентную систему, в которой относительное смещение аллохтонных масс было встречным. Формирование аллохтонных пластин происходило в результате тектонического расслоения земной коры. На основании анализа геофизических материалов и данных драгирования дна Берингова моря показано, что тектонические структуры востока Корякского нагорья сочленяются со структурами южной части Аляскинского полуострова. Обосновывается, что начиная с конца палеозоя—начала мезозоя северный сектор Тихоокеанского пояса представлял собой единую геодинамическую систему.

Табл. 4, ил. 42, библиогр.: с. 104—110 (204 назв.).

Рецензенты: Ю.К. Бурлин, Г.Е. Некрасов

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев,
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

академик А.В. Пейве

Reviewers: J.K. Burlin, G.E. Nekrasov

Editorial board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-Chief),
Corresponding-Member of Academy of Sciences of the USSR
P.P. Timofeev, V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov

Responsible editor

Academician A.V. Peive

ВВЕДЕНИЕ

Корякское нагорье занимает северо-западный сектор Тихоокеанского тектонического кольца, протягиваясь в субширотном направлении более чем на 1000 км. Располагаясь в зоне перехода континент—океан, оно относится к "областям с формирующейся континентальной корой" [133, 134]. Исследования таких областей позволяют глубже понять сущность геосинклинального процесса и особенности формирования континентальной коры.

Тектоническое развитие рассматриваемого региона определялось двумя процессами: 1) формированием, начиная с позднего палеозоя, гранитно-метаморфического слоя (конструктивный процесс) и 2) возникновением с конца юрского времени впадин, выполненных мощными туфо-терригенными и граувакковыми сериями и заложившихся на новообразованной коре океанического типа (деструктивный процесс). Формирование подобного рода структур, по-видимому, типично для всей северной части Тихоокеанского кольца. Достаточно сказать, что сходные в формационном отношении комплексы практически непрерывно протягиваются вдоль всего побережья Северной Америки, включая южную и юго-западную Аляску, широко развиты на Камчатке и Сахалине. Без понимания особенностей образования и становления таких прогибов невозможно понять закономерности развития тектонических поясов и сущности геосинклинального процесса на периферии Тихого океана. Именно поэтому проблема геологического строения и развития таких прогибов в настоящее время весьма актуальна.

В работе впервые детально рассмотрено геологическое строение восточной части Корякского нагорья. Установлено, что все выполняемые здесь структурно-формационные зоны имеют покровно-складчатое строение. История их формирования была сложной: этапы тектонического скупивания чередовались с этапами растяжения. На основании формационного анализа выявлено, что в позднем мезозое на территории современного Корякского нагорья существовала система островных дуг, междугубых бассейнов и окраинных морей. Анализ геофизических материалов и данные по геологическому строению южной части шельфа Берингова моря позволяют утверждать, что тектонические структуры восточной части Корякского нагорья протягиваются под акваторией моря по юго-западной части п-ова Аляска. Приведенные материалы по тектоническому строению Южной и Юго-Западной Аляски свидетельствуют о большом сходстве этих регионов с восточной частью Корякского нагорья. На этом основании делается вывод, что формирование тектонических структур северного сектора Тихоокеанского тектонического кольца происходило по единому плану.

Материал, положенный в основу монографии, собран автором при полевых исследованиях в восточной части Корякского нагорья в период 1976—1981 гг. (рис. 1). Методика работы включает геологическое картирование, изучение опорных разрезов мезозойских отложений и их сопоставление. Возрастная датировка выделяемых структурно-формационных комплексов основана на многочисленных палеонтологических определениях макро- и микрофауны. Привлечен значительный литературный материал по геологии шельфа Берингова моря и южной и юго-западной Аляски. В работе нашли отражение данные других исследователей, прежде всего геологов СВКНИИ ДВНЦ АН СССР и СВТГУ.

Работа выполнена в лаборатории глубинных разломов земной коры Геологическо-

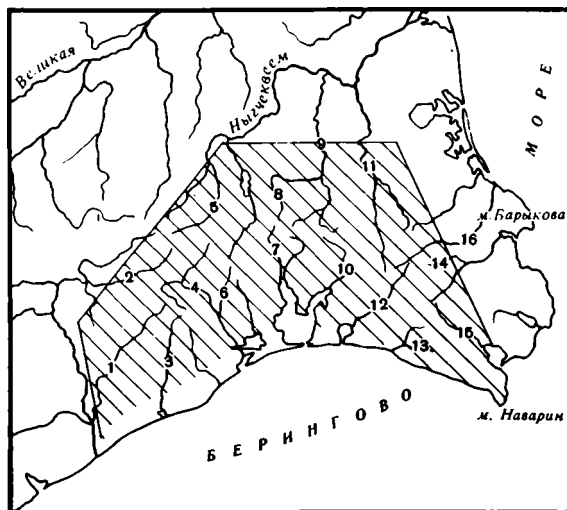


Рис. 1. Район исследований

1 — р. Эльгинмываям; 2 — р. Рытгыльвеем; 3 — р. Хандин; 4 — р. Вазамочка; 5 — р. Ныгчеквеем; 6 — р. Вапаваам; 7 — р. Каутоям; 8 — р. Конкарвеем; 9 — р. Нонмыкенвеем; 10 — р. Пекульвеем; 11 — р. Майныльвегыргын; 12 — р. Велькильвеем; 13 — р. Пика; 14 — р. Лиглиг; 15 — р. Большой Канеюль; 16 — р. Аלקатваам

го института АН СССР под руководством академика А.В. Пейве и доктора геолого-минералогических наук С.В. Руженцева. Она составляет часть комплексных исследований, направленных на изучение формаций и структур ранних стадий развития фанерозойских геосинклиналей. При написании работы ценные советы и консультации автор получил от Ю.М. Пушаровского, М.С. Маркова, В.Н. Григорьева, В.П. Зинкевича, Г.Е. Некрасова, С.Д. Соколова. Во время проведения полевых исследований автор в разное время работал совместно с А.А. Александровым, С.Г. Бялобжеским, Т.В. Звиздой, О.Н. Ивановым, Ю.А. Колесниковым, Л.Л. Красным, В.П. Похиалайненом, А.Л. Чеховым. Большую практическую помощь оказали палеонтологи: определение иноцерамов и аммонитов было выполнено В.П. Похиалайненом, бухий — К.В. Паракецовым, конодонтов — В.А. Аристовым, радиолярий — Н.Ю. Брагиным. Всем им автор выражает свою глубокую признательность и благодарность.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТЕНИКЕ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

История геологического изучения Корякского нагорья насчитывает немногим более 50 лет. Отрывочные сведения по геологии района, накопившиеся к началу 30-х годов, являлись результатами отдельных геологических и геолого-географических экспедиций. Суммировав эти данные, С.В. Обручев [100, 101] пришел к выводу, что Камчатка и Корякское нагорье образуют единую "Ниппонскую геосинклиналь", сформировавшуюся в результате кайнозойских (альпийских) тектонических движений.

В 30-е годы в связи с интенсивным морским судоходством в северо-восточном секторе Советской Арктики возникает острая топливная проблема. Для ее решения Горногеологическим управлением Главсевморпути с 1935 по 1949 г. производится изучение уже известных месторождений каменного угля в районе бухты Угольной и по побережью Берингова моря, в результате чего было установлено широкое распространение в Корякском нагорье мезозойских и кайнозойских пород, высокая степень их деформации [34].

С конца 40-х годов начинается планомерное изучение геологического строения региона, силами Северо-Восточного территориального геологического управления и Института геологии Арктики проводится мелко- и среднемасштабная геологическая съемка (работы К.С. Агеева, Ю.Б. Гладенкова, А.В. Дитмара, О.П. Дундо, Б.Х. Егiazарова, В.А. Захарова, Т.Г. Кайгородцева, В.П. Похилайнена, И.М. Русакова, Б.Д. Трунова). На основании проведенных исследований была создана схема стратиграфического расчленения палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений, охарактеризованы тектоническое строение и магматизм региона.

Одним из первых исследователей, детально рассмотревших строение и историю геологического развития Корякского хребта, был И.М. Русаков, который в 1959 г. предложил в структуре Корякского нагорья выделять две ветви: Уквушуйненскую и Майнско-Рарыткинскую, каждая из которых состояла из системы антиклинориев и синклинориев. В истории формирования региона И.М. Русаков выделял три основных геосинклинальных этапа: докембрийско-раннепалеозойский, среднепалеозойско-среднеюрский и среднеюрско-миоценовый. Инверсия Ниппонской геосинклинали, по представлениям И.М. Русакова, произошла на рубеже раннего и среднего миоцена.

В конце 1960 г. была опубликована статья Ю.М. Пушаровского, посвященная некоторым основным вопросам тектоники Арктики. В ней, в частности, подчеркивалось, что Корякское нагорье, являясь цепью единой циркумтихоокеанской цепи, относится к области кайнозойской складчатости. В структурном отношении на территории нагорья, помимо выступов докембрийского и палеозойского основания, были выделены три структурных этапа: нижнемеловой, верхнемеловой—палеогеновый и неоген-четвертичный. Эти представления Ю.М. Пушаровского нашли отражение на изданной в 1961 г. Тектонической карте Арктики.

В конце 50-х — начале 60-х годов, помимо упомянутых, публикуется целый ряд статей и обобщающих работ [18, 27, 47, 50, 51, 58, 61, 63, 127, 128, 145], в которых изложены материалы по стратиграфии и тектонике, полученные при проведении мелко- и среднемасштабной геологической съемки. Обилие нового фактического материала обусловило выход в 1965 г. крупной обобщающей работы, написанной коллективом авторов под руководством Б.Х. Егiazарова, к которой были приложены геологическая и

тектоническая карты масштаба 1 : 2 500 000. Область Корякского нагорья рассматривалась в ней как складчатое сооружение, прошедшее сложную полициклическую историю развития. Выделялись структуры домезозойского складчатого основания и перекрывающие их структуры мезозойско-кайнозойского возраста, образующие целую систему синклиналиев и антиклиналиев. В истории развития Корякского нагорья рассматривались четыре основных этапа (три геосинклинальных и один послегеосинклинальный) с выявлением для каждого из них магматического комплекса. На основании анализа материала был сделан вывод, что Корякское нагорье представляет собой сформировавшуюся складчатую систему.

В 1966 г. была издана Тектоническая карта Северо-Востока СССР масштаба 1 : 2 500 000, составленная коллективом авторов под руководством С.М. Тильмана, В.Ф. Белого, Л.Л. Николаевского, Н.А. Шило [143]. Корякское нагорье отнесено здесь к кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой области, которая в свою очередь подразделялась на Анадырско-Корякскую и Олюторско-Камчатскую системы. Для первой из них возраст завершения геосинклинального развития, по мнению авторов карты, пришелся на конец мела—эоцен, для второй орогенические движения продолжаются и в настоящее время.

Значительным шагом вперед по сравнению с предыдущими работами было выделение на карте мио- и эвгеосинклинальных зон, подразделявшихся на частные поднятия и прогибы. Как самостоятельный элемент на карте впервые был выделен раннемезозойский (триас—средняя юра) комплекс. Формирование его, по мнению авторов, происходило в условиях спокойного квазиplatformенного режима.

В 1966 г. была опубликована Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией А.Л. Яншина. На ней Корякское нагорье было отнесено к тыловой части Азиатско-Аляскинского сектора Тихоокеанского тектонического кольца. В объяснительной записке к ней [135] особое внимание было уделено кремнисто-вулканогенным образованиям позднечукоцкого-мелового возраста, которые, по мнению авторов, маркируют начальные стадии кайнозойского цикла геосинклинального развития Тихоокеанского тектонического кольца. При рассмотрении строения сопредельных районов подчеркивалось сходство в истории развития между Южной Аляской и Корякским нагорьем.

В 1970 г. был издан т. 30 "Геологии СССР", посвященный Северо-Востоку страны [49]. В нем собраны, обработаны и систематизированы все данные геологических съемок и опубликованные материалы до 1967 г. включительно. На приложенной к нему тектонической схеме, составленной Н.П. Аникеевым, А.П. Васильевским, И.Е. Драбкиным, Г.Г. Поповым и В.А. Титовым, Корякское нагорье включено в состав Охотской складчатой области с выделением наиболее крупных морфоструктур (рис. 2). Во многом предложенная схема повторяла ранее опубликованные работы и карты.

Материал т. 30 "Геологии СССР" подвел черту очередному этапу изучения Корякского нагорья, который завершился к концу 60-х годов. К этому моменту усилиями большого коллектива геологов был заложен фундамент для дальнейшего изучения геологии Северо-Востока СССР. Однако многие вопросы геологии остались дискуссионными. Запутанным и противоречивым являлся вопрос о возрасте и структурном положении кремнисто-вулканогенных и метаморфических комплексов. Часть исследователей, основываясь на находках в известняках, относили все эти комплексы к палеозойским [142] или докембрийским и палеозойским [48] образованиям. В противовес им некоторые геологи СВТГУ, составители т. 30 "Геологии СССР", а также Ю.Б. Гладенков [50] и другие считали, что большинство этих отложений юрско-мелового возраста, а известняки с палеозойской фауной — экзотические глыбы. Не было единства и по вопросу о возрасте складчатых сооружений и соответственно истории их геологического развития. Так, авторы т. 30 "Геологии СССР" полагали, что завершающая складчатость произошла в конце мелового времени, и на этом основании относили регион к областям поздних мезозойских; другие [18, 115, 142], относя все Корякское нагорье к областям кайнозойской складчатости, отмечали, что часть его представляет

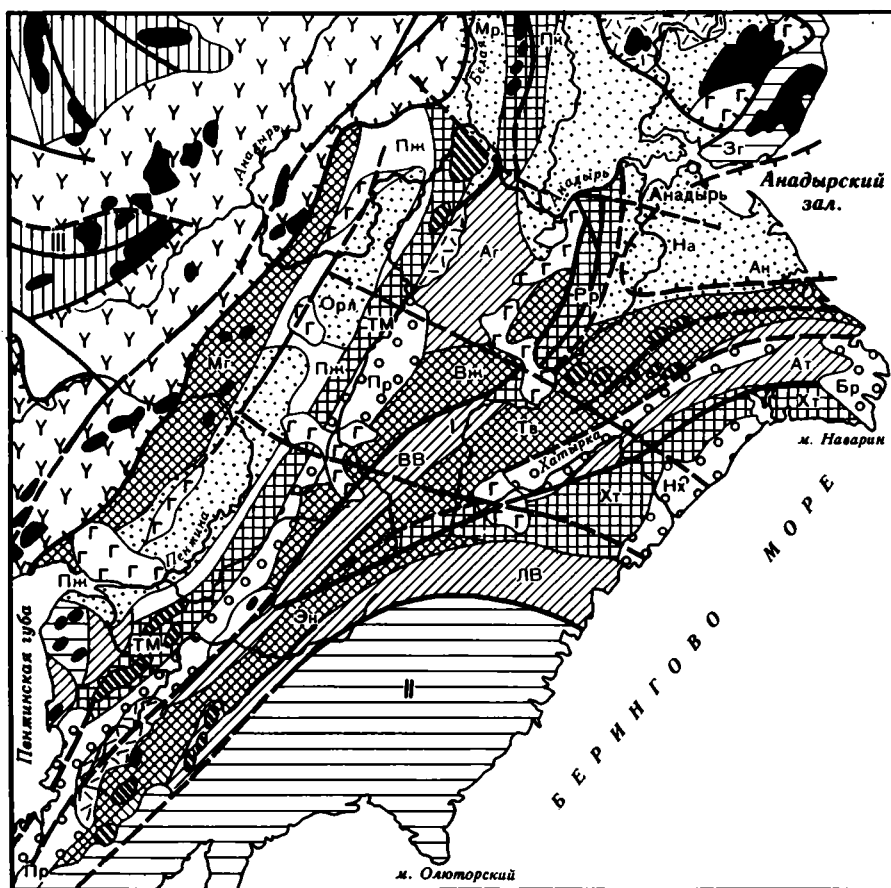


Рис. 2. Схема тектоники Корьякского нагорья. Составили Н.П. Аникеев, А.П. Васковский, И.Е. Драбкин, Г.Г. Попов, В.А. Титов [49]

1 — антиклинории; 2 — синклинории; 3 — вулканогенно-кремнистые формации Олюторского прогиба; 4 — поднятия, выступы, блоки; 5 — прогибы и впадины позднего этапа развития складчатых областей; 6 — прогибы и впадины, выполненные четвертичными отложениями; 7 — структуры Колымо-Омолонского массива; 8 — зоны разломов; 9 — границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 10–11 — контуры: 10 — тектонических структур, 11 — погребенных массивов; 12–13 — вулканические образования: 12 — основного и 13 — сложного состава; 14–15 — интрузии: 14 — гранитоидов, 15 — гипербазитов. I — Охотская складчатая область; II — Восточно-Камчатско-Курильская кайнозойская геосинклинальная область (Олюторский прогиб); III — Колымо-Омолонский массив. Антиклинории: Мг — Мургадский, Вж — Ваежский, Тв — Тамватнейский, Зн — Знычаваянский. Синклинории: Аг — Алганский, ВВ — Ванетаг-Великореченский, ЛВ — Лулу-Ватынский, Ат — Аляктаваамский. Поднятия, выступы, блоки: ТМ — Таловско-Майнский, Пк — Пекульнейский, Хт — Хатырский, Рр — Рарытский. Прогибы и впадины: Пж — Пенжинский, Орл — Орловская, Мр — Марковская, Ан — Анадырская, На — Нижнеанадырская, Бр — Беринговский, Нх — Нижнехатырский, Пр — Парапольская

собой район более ранней консолидации; третьи придерживались мнения, что инверсия тектонического режима произошла только в неогене и что вся территория Корякского нагорья является областью кайнозойской складчатости.

На рубеже 70-х годов широкое распространение среди геологов получают представления об океанической природе многих эвгеосинклинальных зон. Породы офиолитовой ассоциации рассматриваются при этом как реликты океанической коры прошлого, выведенные на поверхность по крупным шарьяжам [105, 106]. Указанные представления в том или ином виде развивались и на материале Корякии. Так, П.Н. Кропоткин и К.А. Шахварстова [88] пришли к выводу о широком существовании покровных (надвиговых) структур. Впервые они обратили внимание на то, что в бассейне р. Хатырки палеозойские отложения занимают водоразделы, а мезозойские — пониженные участки рельефа. Границы между этими двумя возрастными комплексами разрывные, к ним приурочены тела ультрабазитов, которые, как указывалось, представляют собой смазку при движении чешуй.

Подтверждение данной точки зрения полевыми наблюдениями было сделано Н.А. Богдановым [24], который установил, что в целом структура южного склона Корякского хребта состоит из тектонических чешуй. Плоскости надвигов и поддвигов горизонтальны или почти горизонтальны. В основании чешуй часто развит серпентинитовый меланж. Восточную часть Корякского нагорья Н.А. Богданов отнес к талассогеосинклиналям, т. е. геосинклиналям, заложившимся на коре океанического типа [26]. Примерно в это же время к близким выводам пришел и А.А. Александров [4], показавший широкое развитие в Корякии серпентинитовых меланжей, приуроченных к поверхностям крупных надвигов.

Выявление этих фактов поставило на повестку дня специальное изучение офиолитов Корякии, покровно-складчатых структур, выяснение геодинамической обстановки их образования. Первые исследования такого плана проводились в 1973 и 1974 гг. сотрудниками СВКНИИ и ГИН АН СССР, а также СВТГУ Министерства геологии РСФСР. В дальнейшем, начиная с 1976 г., они осуществлялись в составе Корякской экспедиции, созданной при СВКНИИ АН СССР.

В результате проведенных работ было установлено [7], что в центральной части Корякского хребта широко развиты покровы, сложенные ультрабазитами, габброидами и кремнисто-вулканогенными образованиями палеозоя и мезозоя. На основании полученных данных была предложена новая схема тектонического районирования восточной части Корякского нагорья, в которой были выделены три структурно-формационные зоны (с юга на север): Эконайская, Аляктваамская, Майницкая. Изложенные в указанной работе представления были развиты и дополнены в серии позднейших публикаций [5—7, 39, 144, 151, 120, 121, 123, 98, 76, 77].

В 1978 г. А.А. Александров опубликовал монографию "Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье". Дополнив и детализировав предложенную в 1975 г. схему тектонической зональности (рис. 3), он рассмотрел основные черты строения региона. Корякское нагорье представлялось А.А. Александрову как дивергентная система, в которой Майницкая и Эконайская зоны являлись аллохтонами, движение покровных масс которых было встречным (Майницкие покровы перемещались с севера на юг, а Эконайские — с юга на север). Аляктваамская зона рассматривалась как относительный автохтон. С перемещением покровов связывалось образование серпентинитовых меланжей и олистостром. Основные движения покровов, по мнению автора, происходили в конце мелового периода.

В 1979 г. С.Г. Бялобжеский выполнил работу, в которой детально рассмотрел строение Эконайской зоны [36]. Он показал, что Эконайская зона имеет сложное покровно-складчатое строение. В противовес А.А. Александрову он предполагал, что движение покровных масс было однонаправленным — с севера на юг. Корнями Эконайских покровов, по представлениям автора, являются серпентинитовые меланжи Майницкой зоны, которая в свою очередь также аллохтонна. Аляктваамская зона рассматривалась как автохтон.

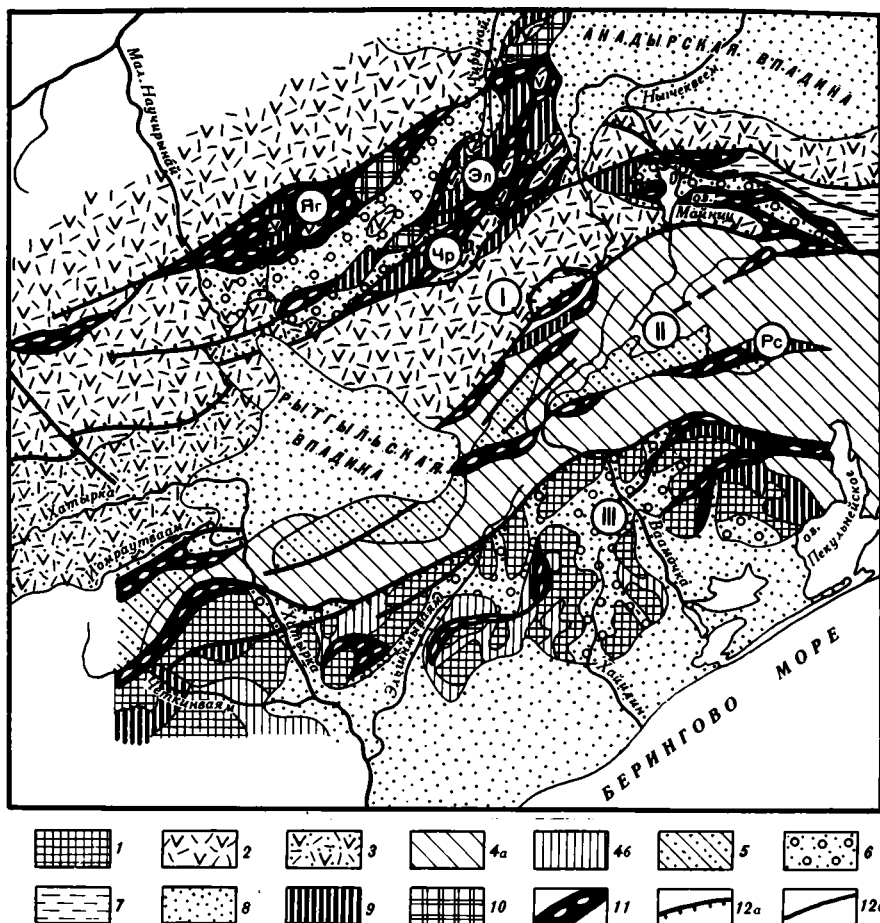


Рис. 3. Геолого-структурная схема северо-восточной части Корякского нагорья [6]

1 — вулканогенно-кремнистые отложения среднего-верхнего палеозоя (C_1-P_2); 2-3 — вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения верхней юры-мела (J_3-K): 2 — верхнеюрско-меловые, 3 — верхнемеловые (сеноман-туронские); 4 — преимущественно терригенные отложения верхней юры-мела: а — в Аляктаваамской структурной зоне, б — в Эконайской структурной зоне; 5 — палеогеновая моласса; 6 — мезозойские олистостромосодержащие отложения и автокластические брекчии (нерасчлененные); 7 — палеоген-неогеновые терригенные отложения; 8 — неоген-четвертичные рыхлые отложения наложенных впадин; 9 — габбро, габбро-амфиболиты, плагиограниты (полосчатый комплекс); 10 — гипербазиты; 11 — серпентинитовый меланж (Яг — Ягельный, Эл — Эльгеваянский, Чр — Чирыйнаский, Рс — Россомашинский); 12 — надвиги (а) и крутопадающие разломы (б). Структурные зоны: I — Майницкая, II — Аляктаваамская, III — Эконайская

Таким образом, уже в конце 70-х годов четко наметились два подхода в понимании тектоники Корякского нагорья. По одному из них (традиционному) нагорье рассматривается как полициклически развивающаяся геосинклинальная система, структура которой представляла собой серию блоков, постоянно дробившихся во времени и разделенных крутыми, более или менее длительно живущими разломами; по второму — как система крупномасштабных покровных пластин, в пределах которой вторично совмещены обрывки толщ, выполнявших обособленные структурно-формационные зоны, которые когда-то существовали здесь.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Тектоническим районированием Корякского нагорья занимались многие исследователи, однако единого мнения по этой проблеме к настоящему времени нет. Предложенные схемы районирования различаются между собой как количеством зон, их названием, возрастом слагающих эти зоны пород, так и их структурным взаимоотношением. Необходимо отметить, что большинство схем отражает фиксистский подход к тектонике Корякии. Кратко изложим основные схемы тектонического районирования наших предшественников.

В 1965 г. Б.Х. Егiazаров с соавторами предложили схему, в которой с юга на север выделялись следующие зоны: Нижнехатырский прогиб, Пикасьваам-Хатырское поднятие, Аляктаваамский синклиниорий и Майницкий антиклиниорий [48].

Нижнехатырский прогиб, по мнению авторов, выполнен мощным терригенным комплексом, отражающим посленверсионный этап развития геосинклинали. Пикасьваам-Хатырское поднятие сложено блоками докембрийских пород, кремнистыми и вулканогенно-кремнистыми образованиями верхнего палеозоя, которые вместе с интрузиями ультрабазитов и габброидов образуют древний офиолитовый комплекс, перекрытый нижнемезозойскими и меловыми отложениями. Эти породы дислоцированы в систему линейных складок, осложненных складками более высоких порядков, и крутыми разрывами, расположенными вдоль осей основных структур. Аляктаваамский синклиниорий сложен мощным разрезом терригенных отложений от валанжина до олигоцена включительно. Внутренняя структура синклинория достаточно проста: спокойные линейные складки с пологими углами падения на крыльях. В строении Майницкого антиклинория большая роль отводится метаморфическим сланцам палеозоя, кремнисто-вулканогенным породам среднего палеозоя, а также граувакковым комплексам нижнего мезозоя и мела.

Рассмотренная схема тектоники была в значительной степени переработана авторами т. 30 "Геологии СССР". В восточной части Корякского нагорья они выделили Нижнехатырскую и Беринговскую впадины, Хатырское поднятие, Аляктаваамский синклиниорий, Тамватнейский антиклиниорий. Границы структурных элементов в целом совпадали с таковыми у Б.Х. Егiazарова. Изменения коснулись в основном возраста литологических комплексов, входящих в состав тектонических структур. Так, в Хатырском поднятии основную роль играют позднеюрско-валанжинские кремнисто-вулканогенные породы, слагающие ядро поднятия. Терригенные и туфо-терригенные сенонские отложения образуют крылья современной глыбово-складчатой структуры. Выходы палеозойских пород интерпретируются как мелкие блоки и тектонические останцы, им не придается большого значения. Понимание Аляктаваамской зоны как тектонической структуры в обеих схемах в целом совпадает. Тамватнейский (Майницкий) антиклиниорий представляет собой сложно построенное поднятие, в ядре которого выходят отложения валанжина и готерива, прорванные интрузиями гипербазитов и габброидов. На крыльях антиклинория развиты отложения "среднего" и верхнего мела (см. рис. 2).

Иная зональность Корякского нагорья была предложена А.А. Александровым с соавторами [6, 7]. Ими выделены Эконайская, Аляктаваамская и Майницкая структурно-формационные зоны, перекрытые неоген-четвертичными отложениями наложенных впадин. Эконайская зона, по мнению авторов, имеет покровное строение. В ней выделялись автохтонный, параавтохтонный и аллохтонный комплексы. Автохтон представлен верхнеюрско-раннемеловыми туфо-терригенными отложениями, параавтохтон — толщей полимиктовых песчаников и алевролитов сеномана, содержащих пачки и линзы олистостромовых образований. Аллохтонный комплекс Эконайской зоны сложен вулканогенно-кремнистыми породами среднего и верхнего палеозоя и связан

ными с ними габбро-гипербазитами. Алякватваамская зона представляет собой пояс сложных дислокаций, в которые смяты отложения от верхнеюрских до палеогеновых включительно. В строении Майнишской зоны принимают участие отложения чирьнайской серии (вулканогенные, кремнистые, терригенные и олистостромовые образования), возраст которой позднеюрско-меловой. Авторами показано широкое развитие здесь крупных серпентинитовых меланжей, а также ее сложное покровно-чешуйчатое строение (см. рис. 3).

С принципиально новой позиции А.А. Александров [6] рассмотрел вопрос о взаимоотношении выделенных структурных зон. По его мнению, Алякватваамская зона является автохтоном для Майнишской и Эконайской зон, перемещение которых предполагалось, соответственно, с севера на юг и с юга на север.

С.Г. Бялобжеский [36] в целом воспринял предложенную А.А. Александровым схему структурной зональности восточной части Корякского нагорья. Он показал, что Эконайская зона имеет сложное покровно-складчатое строение и представляет собой каскад обращенных к юго-востоку опрокинутых (вплоть до лежащих) складок, в которые смяты аллохтонные кремнисто-вулканогенные палеозойские, туфо-терригенные юрско-меловые отложения и гипербазит-габбро-плагиигранитный комплекс. Автохтоном зоны, по мнению С.Г. Бялобжеского, является сенонская яшмово-вулканогенно-терригенная толща янранайского комплекса.

Иную схему тектонического районирования предложил В.П. Зинкевич [78, 79]. В ее основу был положен принцип разновозрастности гранитно-метаморфического слоя. На территории восточной части Корякского нагорья были выделены две зоны: Пенжинско-Анадырская и Корякская. В первой становление гранитно-метаморфического слоя произошло в конце раннего мела—начале сенона, во второй — в позднем сеноне.

Материалы, полученные автором настоящей работы, позволяют с иных позиций подойти к вопросу тектонического районирования нагорья. К настоящему моменту есть основание считать, что все ранее выделявшиеся тектонические зоны имеют сложное покровно-складчатое строение. Исследования показали, что единые в возрастном и литолого-формационном отношении комплексы, накопление которых происходило в отдельных структурно-формационных зонах, совмещены и образуют серии покровных пластин. Более того, отличные комплексы, занимая схожие в структурном отношении позиции, входят в единые системы покровов, выделение которых основано на принципах одновозрастности этапа шарьирования и наличии общего неавтохтонного чехла, перекрывающего покровные элементы. Это позволяет в принципе отказаться от выделения структурно-формационных зон, перейти к выделению структурно-формационных комплексов и образованных ими систем покровов.

Как уже отмечалось выше, восточная часть Корякского нагорья представляет собой крупный выступ донеогеновых пород. Слагающие его отложения имеют широкий возрастной диапазон (от среднего палеозоя до палеогена включительно). В структурном отношении район представляет собой сложнопостроенную систему аллохтонных масс, которые образуют две системы покровов: Эконайскую и Корякскую (рис. 4).

Более южная, Эконайская, по контуровке совпадает с одноименной зоной. Снизу вверх в ней выделяются следующие структурные элементы.

1. Автохтон (наиболее глубокий в структурном отношении элемент) — сложен отложениями янранайского комплекса — яшмово-вулканогенно-терригенная толща юрско-мелового возраста.

2. Аллохтон, состоящий из нескольких покровных единиц (снизу вверх): Накыпый-лякский покров сложен туфо-терригенными отложениями от верхней юры до сенона включительно; Эконайский покров подразделен на три частные пластины: собственно Эконайскую — ультрабазиты, габброиды; Островную — плагииграниты, габбро-диабазы, диабазы и спиллиты; Ионайскую — кремнисто-вулканогенные отложения верхнего палеозоя—нижнего мезозоя.

Указанные покровные комплексы трансгрессивно перекрыты терригенно-вулка-

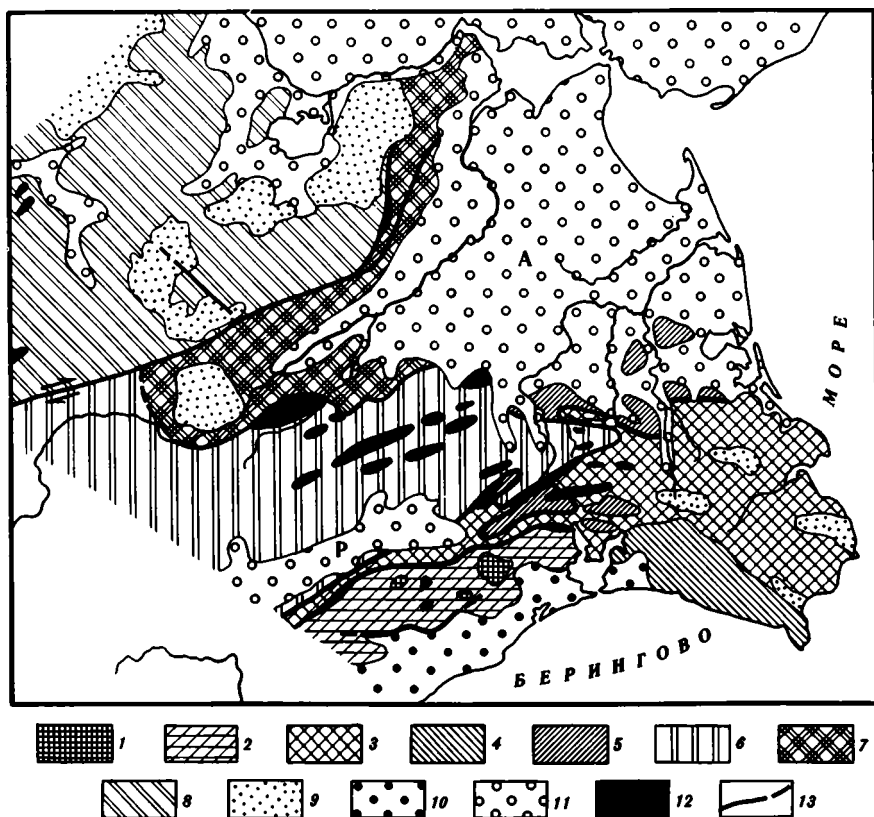


Рис. 4. Схема размещения основных структурных элементов северо-востока Корякского нагорья. Составил автор совместно с В.П. Зинкевичем, А.В. Пейве, С.В. Руженцевым, С.Л. Соколовым

1–9 – структурные элементы систем тектонических покровов: 1–2 – Эконайская система покровов: 1 – Янранайский автохтон (J_3v-K_1al , K_2cp), 2 – Эконайский (PZ_3-T_3) и Нактыльлякский (J_3km-K_2st) покровы (неразделенные); 3–6 – Корякская система покровов: 3 – Каутоямский автохтон и Калинейваамский параавтохтон (J_3v-K_2cp) (неразделенные), 4 – Велькильвеемский покров (J_3v-K_2cp), 5 – Алькатваамский покров (T_3, J_3v-K_1al), 6 – Майницкий покров (J_3-K_1); 7–8 – Ваяжско-Алганская система покровов: 7 – Великореченско-Рарыкинский автохтон (K_1-K_2), 8 – Ваяжско-Алганский покров ($T-K_2$); 9 – неоавтохтонные комплексы (K_2^2-KZ); 10 – Нижнехатырская зона ($P-N$); 11 – наложенные впадины: А – Анадырская, Р – Рытгыльская; 12 – ультрабазиты и серпентинитовые меланжи; 13 – тектонические границы

ногенной толщей маастрихтского возраста (неоавтохтонный эльгинмынский комплекс) и образуют Эконайскую систему покровов, становление которой, если учесть возраст неоавтохтонного чехла, произошло в домаастрихтское время.

Корякская система покровов расположена севернее и занимает осевую часть Корякского хребта, она объединяет следующие структурно-формационные комплексы (снизу вверх):

1. Автохтон (каутоямский комплекс) – серпентинитовый меланж, перекрытый мощной туфо-терригенной серией (J_3v-P_1).

2. Параавтохтон (калинейваамский комплекс) – туфо-терригенные отложения (K_2c-t).

3. Аллохтон, включающий в себя несколько крупных покровных единиц: Алькатваамский покров, сложенный туфогенными туфо-терригенными породами (T_3, J_3-K_2sn); Велькильвеемский покров – туфо-терригенная толща (J_3v-K_2cp); Майницкий покров, подразделяющийся на два: Нижнемайницкий – серпентинитовый меланж,

трансгрессивно перекрытый яшмо-вулканогенными слоями (J_3) и туфо-терригенной толщей (K_1); Верхнемайницкий — серпентинитовый меланж, трансгрессивно перекрытый яшмо-вулканогенной толщей (J_3) и граувакками (K).

Все покровные элементы трансгрессивно перекрыты терригенной угленосной толщей палеоцен-эоценового возраста, слагающей Корякский неоавтохтон. Они образуют Корякскую систему покровов, формирование которой произошло на рубеже мела — палеогена.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

СТРАТИГРАФИЯ, ТИПОВЫЕ РАЗРЕЗЫ И ФАЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

ЭКОНАЙСКАЯ СИСТЕМА ПОКРОВОВ

Автохтон (янранайский комплекс) сложен яшмово-вулканогенными и яшмово-вулканогенно-терригенными отложениями янранайской свиты. Наиболее широко развиты они в бассейнах рек Янранайедем и Ваамочка, где образуют обширные поля. Западнее породы автохтона вскрываются в виде цепочки выходов в ядрах антиклинальных структур.

Возраст пород янранайской свиты во многом проблематичен. Сейчас можно с уверенностью говорить, что существуют отложения двух стратиграфических уровней: верхнеюрско-нижнемелового и сенонского. Характер взаимоотношений между ними в настоящее время неясен.

Возраст верхнеюрско-нижнемеловых отложений обоснован многочисленными определениями радиолярий, выделенных из кремнистых пород: *Archaeodictyomitra* cf. *apiara* (Rust), *Thanarla* aff. *conica* (Aliev), *Pseudodictyomitra* sp., *Pantanellium corrigaensis* Pessagno, *Mirifusus baileyi* Pessagno, *Parvicingula khabakovi* (Zhamoyda), *Eusyringium* sp., *Parvicingula boesii* (Parona), *Thanarla* cf. *conica* (Aliev), *Thanarla* aff. *pulchra* (Squinabol), *Xitus* sp., *Holocryptocapsa* sp., *Theocampe* sp., *Hemicryptocapsa* sf. *pseudopihula* Tan. Sin Hok, которые, по заключению Н.Ю. Брагина, указывают на титон-барремский возраст вмещающих отложений (рис. 5).

Сенонский возраст обоснован находками в терригенных пачках иноцерамов из группы *Inoceramus schmidtii* Mich. [85], а также определениями (по шлифам) радиолярий: *Dictyomitra multicostata* Zittel, *D. pseudoscalaris* (Tan Sin Hok), *Stichomitra* ex gr. *asymbatos* For., *St. manifesta* For., *Amphipyndex* cf. *enesseffi* For., *Cromyodryppa* cf. *concentrica* Lipman, *Pseudoaulophacus* sp., *Theocapsomma* sp., *Conosphaera sphaerozoica* Zham, которые, по мнению Л.И. Казинцовой, не противоречат указанному возрасту [36].

По преимущественному составу можно выделить два крайних типа разреза янранайского комплекса: яшмово-вулканогенный и кремнисто-вулканогенно-терригенный, которые связаны между собой постепенными переходами, но ввиду отсутствия надежных корреляционных признаков их сопоставление в большинстве случаев затруднено. Кремнистые породы встречаются повсеместно, это яшмы, кремни, кремнистые аргиллиты и туфосилициты, которые во многих случаях являются маркирующими горизонтами. Большая часть разреза сложена терригенными отложениями: аргиллитами, алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками, кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми. В состав обломочной части входят зерна плагиоклазов, кварца, хлоритизированного биотита, обломки основных эффузивов. Среди акцессорных минералов постоянно встречаются сфен, циркон, апатит, эпидот.

Вулканогенные породы — спилитизированные базальты и их туфы встречаются

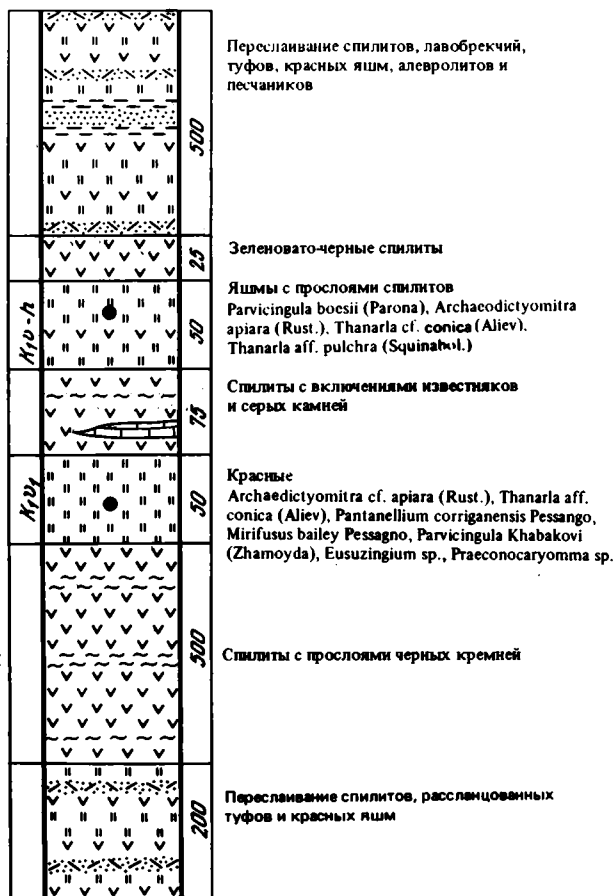


Рис. 5. Разрез яранайского комплекса в верховьях р. Якануево

как среди кремнистых, так и среди терригенных пачек. Базальты представлены миндалекаменными разностями, часто имеющими подушечную и шаровую отдельность. По своим петрохимическим показателям (табл. 1) они являются основными вулканитами от пикритовых до андезитовых базальтов, относящимися по соотношению суммы щелочей к трем вулканическим сериям. Базальтоиды высокоглиноземистой и толеитовой серий по частоте встречаемости явно преобладают над щелочной оливиновой. Характерный состав терригенных отложений (наличие калиевых полевых шпатов, сфена, циркона) позволяет отнести их к аркозам и субаркозам. Мощность яранайского комплекса превышает 2000 м.

Аллохтон представляет собой совокупность нескольких покровных комплексов — накыпыйлякского, эконайского, ионайского, островного, дислоцированных в сложную систему складок.

Накыпыйлякский покров — наиболее нижний аллохтонный элемент. Входящие в его состав отложения образуют обширные поля в западной и центральной частях района. Их возрастной диапазон весьма широк: ранний мезозой — кампан. Триасовые и нижнеюрские отложения встречаются в виде олистолитов в микститах различного возраста. Они представлены терригенными и карбонатными образованиями, возраст которых обоснован фаунистически.

Среднеюрские отложения установлены в среднем течении р. Песчаной (левый приток р. Островной). Основание их не вскрыто. Сверху они перекрыты породами верхней юры — валанжина (пекульнейская свита).

Возраст отложений основывается на находках пелеципод — *Mytiloceras* et *moori* (Hayami), *M. ex gr. macclintock* (Haught) и аммонитов — *Pseudoliticeras* ex *gr. macclintocki* (Haught), *Tegurites* sp. (*T. ex gr. whiteavesi* (White)), которые указывают на ааленско-тоарский возраст вмещающих пород. Толща представлена алевролитами и темными мергелями (50 м), сильно битуминозными глинистыми известняками (10–15 м), известковыми песчаниками (30 м).

Верхнеюрско-валанжинские отложения (пекульнейская свита) очень широко развиты в пределах Накыпыйлякского покрова. Наиболее нижние горизонты (кимериджские слои) содержат многочисленные остатки двустворок: *Buchia* ex *gr. bronni* Rouill., *B. mosquensis tenuistriata* (Lah.), *B. cf. lindstroemi* (Sok.), *B. rugosa* (Fisch.). Выше по разрезу собраны пелециподы волжского — *Buchia* cf. *piochii* (Gabb), *B. aff. flexuosa* (Parak.), *B. cf. tenuicollis* (Pavl.), *B. cf. orbicularis* (Hyatt), *B. krotovi* (Pavl.), *B. cf. russiensis* (Pavl.) — и берриасового — *Buchia* aff. *okensis* (Pavl.), *B. cf. volgensis*

(Lch.), *B. cf. unschensis* (Pavl.), *B. aff. lahuseni* (Pavl.) — возраста. Верхние горизонты охарактеризованы остатками валанжинских пелеципод: *Buchia cf. crassa* (Pavl.), *B. crassicolis* (Keys), *B. cf. inflata* (Toula), *B. cf. uncitoides* (Pavl.).

Кимериджские слои представлены алевролитами и алевропелитами, содержащими в виде прослоев известковистые песчаники и пелитоморфные известняки. Видимая мощность достигает 100 м. Отложения волжского и берриасского ярусов сложены чередующимися алевролитами, алевропелитами с редкими прослоями серых и серовато-зеленых песчаников полимиктового и вулканомиктового состава. В верхней части разреза появляются прослои туффигов и мелкогалечных конгломератов. Валанжинские отложения отличаются большой фациальной пестротой. Основной фон разреза образуют алевролиты и алевропелиты, среди которых появляются линзы и пачки гравелитов, конгломератов, органогенно-обломочных известняков. Отложения валанжинского яруса согласно перекрываются породами готерива. Граница четкая, во многих местах маркируется горизонтом (мощностью от 5–7 м) бухиевых ракушечников, выше которого встречаются готеривские иноцерамы из группы *Colonicus*. Суммарная мощность отложений пекульнейской свиты достигает 600–700 м (рис. 6).

Характерной чертой свиты является появление в верхах разреза мощных горизонтов алевролит-песчано-глыбовых микститов, в обломочную часть которых входят кремни, вулканы основного и среднего состава, известняки, яшмы, плагиограниты и габбро. Мощность отдельных горизонтов олистостром достигает 10–30 м.

Готерив-аптские отложения распространены значительно меньше. Они согласно залегают на отложениях валанжинского яруса. В нижней части разреза собраны остатки иноцерамов *Coloniceramus colonicus* (And.), характерные для готерива–баррема, в верхней — ауцелины и аммониты, которые указывают на баррем-аптский возраст вмещающих слоев.

Готерив-аптские отложения представлены однообразной толщей алевролитов, туффигов и мелко-среднезернистых песчаников. По своему составу породы относятся к туфогенным грауваккам [53]: обломки основных и средних эффузивов, плагиоклаза, пироксенов, амфиболов и оливина. Видимая мощность отложений достигает 180–200 м.

Во время их накопления происходило дальнейшее расширение бассейна седиментации, заложившегося в начале мезозоя. Условия осадкообразования были, видимо, спокойные: породы не несут следов придонных течений, взмучивания и оползания полужидкого осадка; почти полностью отсутствуют груботерригенные породы.

Верхнеальб-туронские отложения (гинтеровская свита) распространены ограничено. В бассейне р. Студеной собраны остатки аммонитов *Eogunnarites*, *Gaudryceras*, иноцерамов *Inoceramus ex gr. lamarki* Park., указывающих на туронский возраст пород.

Гинтеровская свита характеризуется флишоподобным строением — ритмичное переслаивание алевролитов, туфоалевролитов и мелкозернистых известковистых и вулканомиктовых песчаников. В нижней части разреза в виде линз встречаются тонкозернистые известняки. Видимая мощность отложений 180–200 м.

Нижнесенонские отложения слагают обширные поля в бассейнах рек Островная, Накыпыйлак, Пнаквывеем. Они почти повсеместно имеют с подстилающими их породами пекульнейской и гинтеровской свит тектонические контакты. Тем не менее по ряду признаков (субпараллельность контакта напластованию пород, наличие грубо-обломочного горизонта в основании и т.д.) можно предположить, что рассматриваемые слои первоначально трансгрессивно перекрывали более древние отложения и их накоплению предшествовал разрыв. Отложения хорошо охарактеризованы фаунистически. Нижние горизонты их содержат остатки иноцерамов: *Inoceramus uwajimensis* Yeh., *I. ex gr. uwajimensis* Yeh., *I. cf. crassicolis* Badyr. коньякского возраста. В средней части разреза собраны сантонские аммониты — *Gaudryceras denseplicatum*, *Anapachydiscus naumanni*, *Neopuzosia ishikawai* и иноцерамы — *Inoceramus naumanni*, *I. yokoyamai*, *I. transpacificus*. Верхние горизонты охарактеризованы двустворками кампанского возраста — *Inoceramus schmidtii* Mich., *Hypophylloceras ramosum* Meek, *Pachydiscus*

Таблица 1

Средний химический состав базальтоидов различных формаций Корякского хребта, вес. %

Окисел	Ионайская	Яранайская				Кэнкэрэнская	
	Б	Б	Б+АБ	Б		Б	Б (туф)
	ЩО	Г	ВГ	ЩО	ОВ	ЩО	ЩО
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	<u>47,75</u> 1,08	<u>45,65</u> 0,37	<u>52,9</u> 2,35	<u>46,11</u> 1,85	<u>48,80</u> 4,06	<u>50,12</u> 2,14	<u>52,52</u> 0,18
TiO ₂	<u>3,43</u> 0,18	<u>1,26</u> 0,34	<u>1,81</u> 0,29	<u>1,36</u> 0,04	<u>1,52</u> 0,35	<u>0,93</u> 0,11	<u>0,97</u> 0,08
Al ₂ O ₃	<u>15,20</u> 2,10	<u>15,38</u> 0,18	<u>14,63</u> 1,53	<u>14,84</u> 0,29	<u>14,90</u> 0,95	<u>14,88</u> 2,06	<u>14,65</u> 1,33
Fe ₂ O ₃	<u>6,77</u> 1,52	<u>2,43</u> 1,40	<u>2,11</u> 0,67	<u>5,43</u> 3,56	<u>3,14</u> 2,25	<u>6,03</u> 3,35	<u>3,07</u> 0,26
FeO	<u>5,12</u> 0,50	<u>6,62</u> 1,48	<u>6,09</u> 1,48	<u>5,39</u> 2,24	<u>6,04</u> 1,48	<u>3,56</u> 1,98	<u>6,91</u> 0,06
MnO	<u>0,51</u> 0,57	<u>0,26</u> 0,16	<u>0,16</u> 0,02	<u>0,19</u> 0,01	<u>0,20</u> 0,08	<u>0,22</u> 0,11	<u>0,19</u> 0,04
MgO	<u>3,34</u> 1,84	<u>8,27</u> 1,44	<u>7,40</u> 2,25	<u>6,80</u> 0,57	<u>7,47</u> 1,56	<u>4,85</u> 1,84	<u>6,87</u> 1,25
CaO	<u>8,65</u> 0,23	<u>13,98</u> 1,73	<u>8,23</u> 1,23	<u>12,35</u> 1,90	<u>10,66</u> 3,64	<u>9,79</u> 2,21	<u>5,46</u> 1,76
Na ₂ O	<u>4,87</u> 1,70	<u>2,03</u> 0,14	<u>3,24</u> 0,11	<u>3,49</u> 0,08	<u>2,96</u> 0,65	<u>4,91</u> 1,56	<u>4,96</u> 1,44
K ₂ O	<u>1,83</u> 1,00	<u>0,25</u> 0,08	<u>0,86</u> 0,77	<u>0,85</u> 0,25	<u>0,68</u> 0,54	<u>2,20</u> 1,33	<u>1,18</u> 0,42
P ₂ O ₅	<u>0,83</u> 0,20	<u>0,13</u> 0,09	<u>0,36</u> 0,20	<u>0,08</u> 0,01	<u>0,21</u> 0,18	<u>0,18</u> 0,02	<u>0,09</u> 0,01
H ₂ O сум	<u>2,32</u> 0,35	<u>2,71</u> 0,83	<u>3,18</u> 0,19	<u>3,12</u> 0,01	<u>3,03</u> 0,42	<u>2,46</u> 0,50	<u>3,16</u> 0,02
Na ₂ O+K ₂ O	<u>6,71</u> 0,98	<u>2,28</u> 0,23	<u>4,10</u> 0,76	<u>4,35</u> 0,33	<u>3,65</u> 1,05	<u>7,08</u> 0,90	<u>6,14</u> 1,26
Na ₂ O + K ₂ O	<u>3,51</u> 2,56	<u>8,52</u> 2,31	<u>5,97</u> 3,89	<u>4,40</u> 1,39	<u>6,25</u> 3,03	<u>3,25</u> 2,68	<u>4,73</u> 2,22
FeO сум/MgO	<u>3,84</u> 1,81	<u>1,00</u> 0,09	<u>1,10</u> 0,23	<u>1,52</u> 0,26	<u>1,19</u> 0,29	<u>2,14</u> 1,01	<u>1,44</u> 0,27
$f = \frac{\text{FeO}_{\text{сум}} \cdot 100}{\text{FeO}_{\text{сум}} + \text{MgO}}$	<u>77,33</u> 7,09	<u>49,50</u> 2,12	<u>52,33</u> 5,50	<u>59,00</u> 5,66	<u>53,43</u> 5,68	<u>66,00</u> 8,76	<u>58,67</u> 5,13
Число образцов	3	2	3	2	7	4	3

Примечание. Все анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР. Результаты первичных анализов пересчитаны на 100% с вычетом CO₂ и избытка суммарной воды более 3% в исходном анализе. Разделение пород по содержанию SiO₂ проведено в соответствии с классификацией Ф.Ю. Левинсона-Лессинга: Б – базальт, АБ – андезито-базальт.

Каканавутская						
Б	Б	Б	Б	АБ	АБ	АБ
Т	ВГ	ЩО	ОВ	ВГ	ЩО	ОВ
9	10	11	12	13	14	15
<u>50,90</u>	<u>49,20</u>	<u>49,94</u>	<u>50,00</u>	<u>54,53</u>	<u>54,15</u>	<u>54,27</u>
<u>0,55</u>	<u>2,50</u>	<u>1,64</u>	<u>1,72</u>	<u>1,71</u>	<u>1,60</u>	<u>1,57</u>
<u>1,03</u>	<u>1,16</u>	<u>1,50</u>	<u>1,28</u>	<u>1,37</u>	<u>1,29</u>	<u>1,32</u>
<u>0,40</u>	<u>0,25</u>	<u>0,34</u>	<u>0,38</u>	<u>0,35</u>	<u>0,22</u>	<u>0,25</u>
<u>16,58</u>	<u>15,58</u>	<u>17,45</u>	<u>16,71</u>	<u>16,43</u>	<u>17,14</u>	<u>26,90</u>
<u>2,35</u>	<u>1,36</u>	<u>1,63</u>	<u>1,84</u>	<u>0,95</u>	<u>2,04</u>	<u>1,73</u>
<u>3,94</u>	<u>2,66</u>	<u>3,36</u>	<u>3,32</u>	<u>3,15</u>	<u>3,16</u>	<u>3,16</u>
<u>1,90</u>	<u>1,96</u>	<u>1,23</u>	<u>1,58</u>	<u>0,70</u>	<u>1,19</u>	<u>1,02</u>
<u>4,48</u>	<u>6,48</u>	<u>5,92</u>	<u>5,69</u>	<u>5,67</u>	<u>5,90</u>	<u>5,83</u>
<u>1,05</u>	<u>1,24</u>	<u>1,92</u>	<u>1,67</u>	<u>1,20</u>	<u>0,98</u>	<u>1,02</u>
<u>0,16</u>	<u>0,12</u>	<u>0,19</u>	<u>0,16</u>	<u>0,18</u>	<u>0,13</u>	<u>0,14</u>
<u>0,06</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,06</u>	<u>0,06</u>	<u>0,04</u>	<u>0,05</u>
<u>6,48</u>	<u>8,22</u>	<u>5,84</u>	<u>6,63</u>	<u>3,73</u>	<u>4,32</u>	<u>4,12</u>
<u>2,08</u>	<u>1,71</u>	<u>1,12</u>	<u>1,77</u>	<u>0,51</u>	<u>0,82</u>	<u>0,76</u>
<u>10,48</u>	<u>9,75</u>	<u>6,52</u>	<u>8,44</u>	<u>6,35</u>	<u>4,10</u>	<u>4,75</u>
<u>0,44</u>	<u>0,95</u>	<u>1,75</u>	<u>2,25</u>	<u>2,25</u>	<u>1,49</u>	<u>2,10</u>
<u>2,38</u>	<u>2,57</u>	<u>5,29</u>	<u>3,79</u>	<u>4,50</u>	<u>5,54</u>	<u>5,19</u>
<u>0,53</u>	<u>0,76</u>	<u>1,14</u>	<u>1,69</u>	<u>0,60</u>	<u>1,19</u>	<u>1,12</u>
<u>0,50</u>	<u>0,72</u>	<u>0,82</u>	<u>0,71</u>	<u>1,07</u>	<u>0,92</u>	<u>0,97</u>
<u>0,39</u>	<u>0,41</u>	<u>0,30</u>	<u>0,34</u>	<u>0,55</u>	<u>0,39</u>	<u>0,43</u>
<u>0,11</u>	<u>0,10</u>	<u>0,13</u>	<u>0,12</u>	<u>0,19</u>	<u>0,16</u>	<u>0,17</u>
<u>0,02</u>	<u>0,03</u>	<u>0,11</u>	<u>0,07</u>	<u>0,06</u>	<u>0,07</u>	<u>0,07</u>
<u>2,93</u>	<u>2,74</u>	<u>3,00</u>	<u>2,91</u>	<u>3,09</u>	<u>3,09</u>	<u>3,09</u>
<u>0,27</u>	<u>0,40</u>	<u>0,16</u>	<u>0,30</u>	<u>0,56</u>	<u>0,43</u>	<u>0,45</u>
<u>2,87</u>	<u>3,29</u>	<u>6,12</u>	<u>4,50</u>	<u>5,57</u>	<u>6,46</u>	<u>6,16</u>
<u>0,23</u>	<u>0,89</u>	<u>0,93</u>	<u>1,74</u>	<u>1,07</u>	<u>1,19</u>	<u>1,19</u>
<u>8,38</u>	<u>2,80</u>	<u>5,82</u>	<u>6,61</u>	<u>5,28</u>	<u>7,60</u>	<u>6,82</u>
<u>6,97</u>	<u>0,76</u>	<u>1,98</u>	<u>4,88</u>	<u>2,99</u>	<u>4,84</u>	<u>4,32</u>
<u>1,33</u>	<u>1,13</u>	<u>1,59</u>	<u>1,39</u>	<u>2,34</u>	<u>2,13</u>	<u>2,20</u>
<u>0,38</u>	<u>0,34</u>	<u>0,45</u>	<u>0,43</u>	<u>0,58</u>	<u>0,72</u>	<u>0,65</u>
<u>56,25</u>	<u>52,0</u>	<u>60,43</u>	<u>57,07</u>	<u>69,5</u>	<u>66,5</u>	<u>67,5</u>
<u>6,99</u>	<u>7,12</u>	<u>7,07</u>	<u>7,48</u>	<u>5,07</u>	<u>7,54</u>	<u>6,74</u>
4	4	7	15	4	8	12

Принадлежность пород к вулканическим сериям определена в соответствии с вариационной диаграммой $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{Куно}$: ЩО – щелочная оливин-базальтовая, ВГ – высокоглиноземистая, Т – толеитовая, ОВ – общее по выборке. В числителе – средние содержания, в знаменателе – средние квадратичные отклонения.

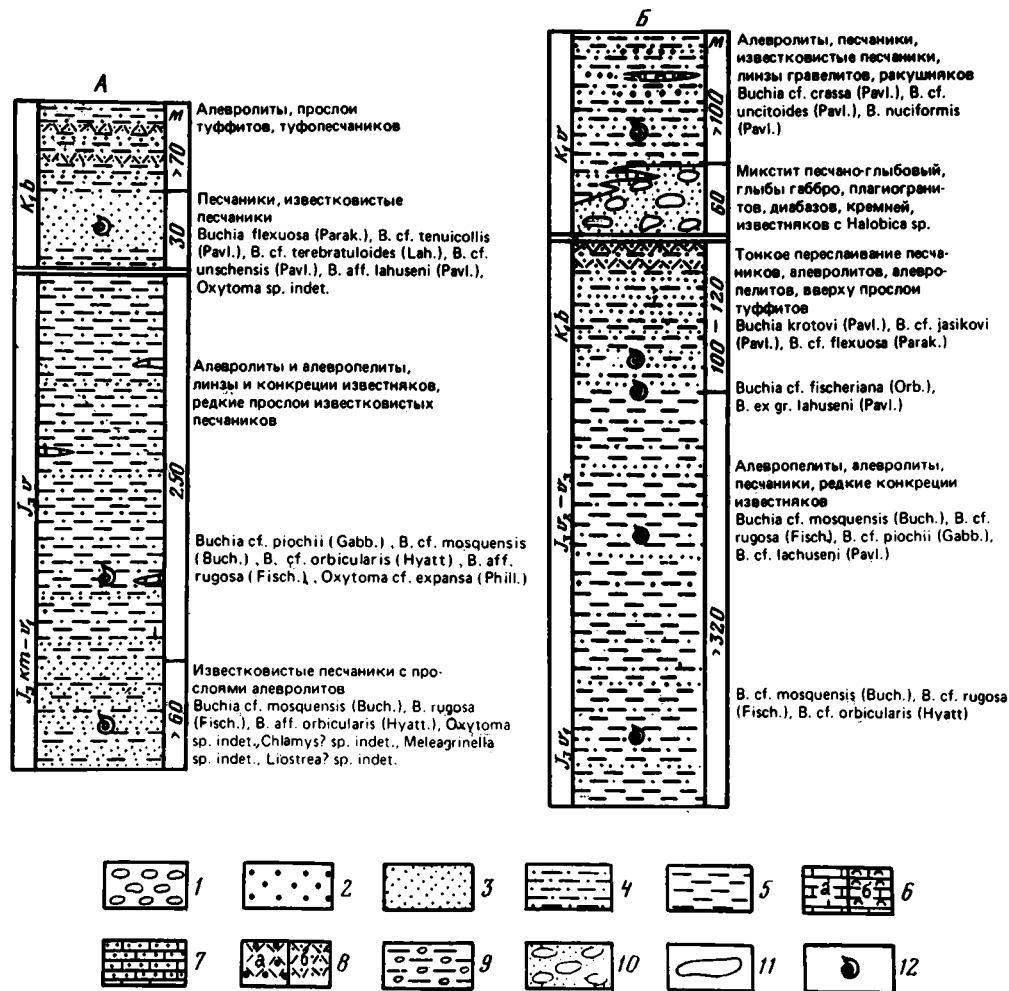


Рис. 6. Разрезы верхнеюрско-валанжинских отложений (пекульнейская свита) намыпьянского комплекса, по материалам С.Г. Бялбжеского, А.Д. Казимирова, С.В. Руженцева, С.Л. Соколова

А - бассейн р. Студеной; Б - правобережье р. Нахпыйяк. 1 - конгломераты; 2 - гравелиты, грубозернистые песчаники; 3 - мелкозернистые песчаники; 4 - алевролиты; 5 - аргиллиты; 6 - известняки: а - пелитоморфные, б - органогенно-обломочные; 7 - известняки песчаные; 8 - туфы и тефроида; а - крупнообломочные, б - мелкообломочные; 9 - микстит алевролитогалечный; 10 - микстит песчано-глыбовый; 11 - олистолиты; 12 - остатки фауны

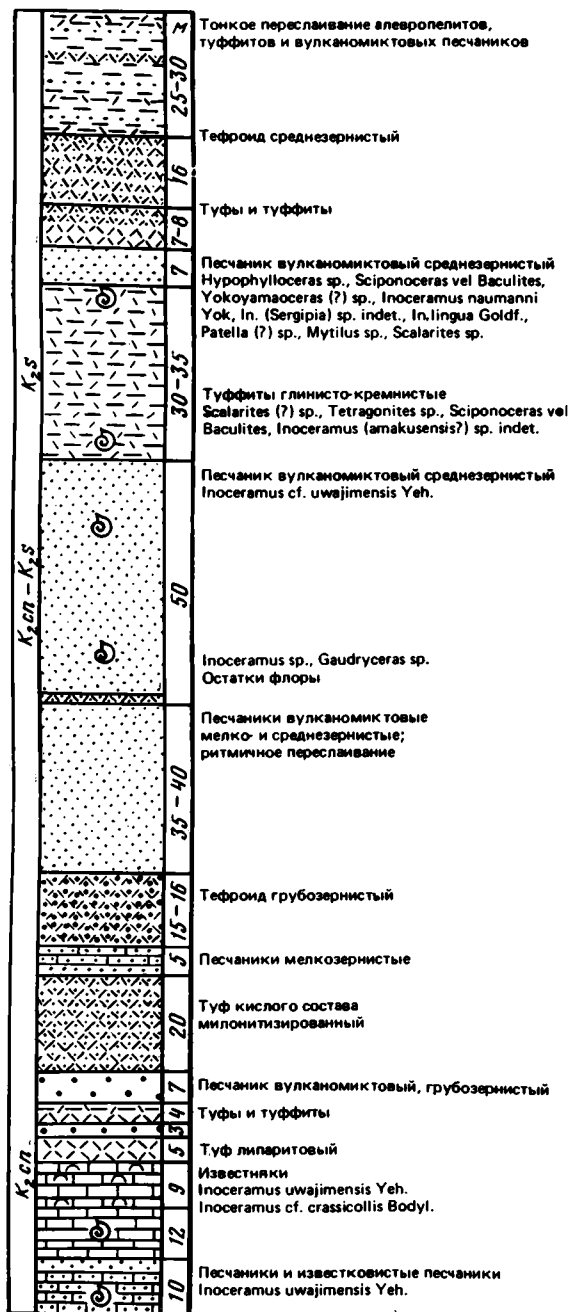
Рис. 7. Разрез сенонских отложений накупильякского комплекса в верхнем течении р. Накупильяк, по материалам С.Г. Бялобжеского, А.Д. Казиминова, С.В. Руженцева, С.Д. Соколова

sp., *Tetragonites* sp. По литолого-формационному выполнению они в отличие от более древних характеризуются значительной пестротой состава и более сложным строением. Основой разреза являются вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты, на фоне которых появляются невыдержанные линзы и пачки различной мощности туфогенных аргиллитов, туффитов и туфов преимущественно кислого состава (рис. 7).

Характерной чертой отложений данного возраста является широкое развитие в них горизонтов песчано-глыбовых и алевролит-песчано-глыбовых микститов. Их цементом являются алевролиты, мелко- и среднезернистые песчаники. Кластическая часть представлена глыбами кремней, плагиогранитов, габбро, известковистых песчаников и известняков, туфов и основных эффузивов. Размер блоков от 0,25 до 10 м и более. Среди них встречаются образования позднеэриасового, раннеюрского и позднеюрского возраста. Мощности микститовых горизонтов крайне невыдержанны и достигают 150 м. Как показали наши исследования, в большинстве случаев они быстро замещаются по простиранию тонкообломочными породами (рис. 8). Суммарная мощность отложений коньякского, сантонского и кампанского ярусов варьирует от 250–300 до 700–800 м.

Эконайский покров сложен породами офиолитовой ассоциации и подразделяется на три пластины (снизу вверх): Эконайскую (в узком смысле) — ультрабазиты, габброиды; Островную — плагиограниты, диабазы; Ионайскую — кремнисто-вулканогенные образования. Рассмотрение нижних членов офиолитовой ассоциации (ультрабазитов, габброидов и плагиогранитов) выходит за рамки наших исследований. Кратко охарактеризуем верхнюю, кремнисто-вулканогенную, часть офиолитового разреза.

Проблема возраста кремнисто-вулканогенных образований не раз рассматривалась нашими предшественниками. Одни исследователи, основываясь на находках фораминифер,



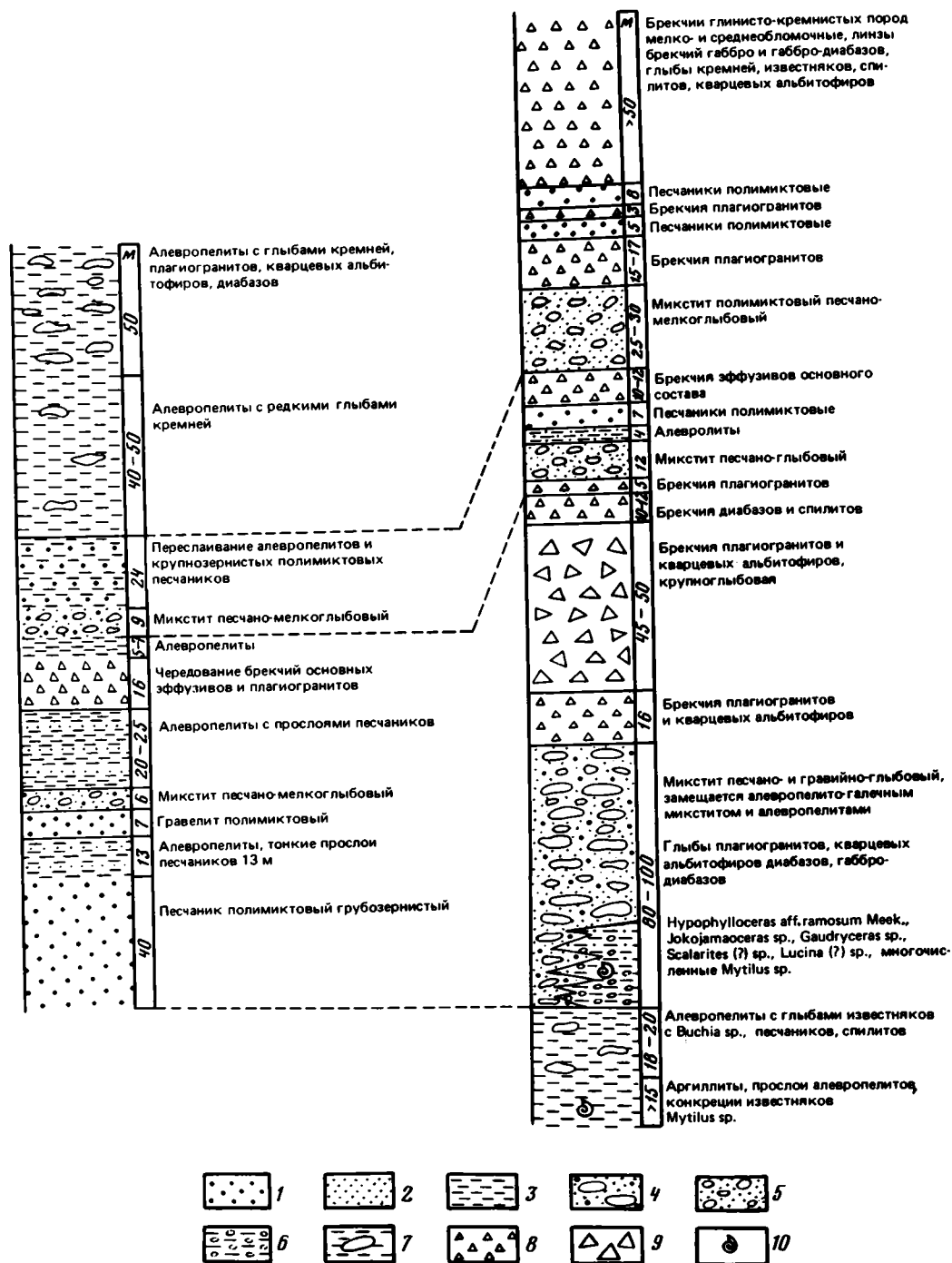


Рис. 8. Разрезы олистостромовых фаций сенона напыльясского комплекса на правобережье р. Островной, по материалам С.Г. Бялобжеского, А.Д. Казимирова, С.В. Руженцева, С.Д. Соколова

нифер в глыбах известняков, считают, что все кремнисто-вулканогенные образования имеют палеозойский возраст [125—127]. Другие, опираясь на определения радиолярий в шлифах кремнистых пород, относят их к поздней юре—раннему мелу, а известняки с палеозойской фауной рассматривают как "экзотические глыбы" [50]. Третьи подразделяют кремнисто-вулканогенные толщи на палеозойские и верхнемеловые [85].

Исследования последних лет [15] показали, что широко распространены среди толщ отложения позднего палеозоя—триаса. Свои выводы эти авторы сделали на основании определения конодонтов и радиолярий, выделенных из кремнистых пород. Были определены радиолярии каменноугольного и позднепермского возраста, а также конодонты *Metapolygnathus bidentatus* (Mosher), *M. abneptis* Huckriede позднетриасового и *Prioniodella latidentata* Tatge позднепермского возраста. Последующие исследования на правом берегу р. Хатырки подтвердили эти выводы (устное сообщение В.А. Аристова и Н.Ю. Брагина).

Отсутствие хорошо охарактеризованных фаунистически разрезов во многом затрудняет их описание. Каменноугольные—пермские отложения представлены мощной пестрой толщей спилитов и их туфов, кремней и сургучно-красных яшм, среди которых встречаются прослои органогенно-обломочных известняков, содержащих примесь туфового материала. Петрохимическое изучение спилитов из района оз. Оленьего показало, что они относятся к щелочной оливиновой серии, отличаются высокой железистостью, повышенным содержанием калия, фосфора и очень высокой концентрацией титана (см. табл. 1) [38].

Триасовые отложения представлены толщей преимущественно кремнистого состава: массивные и сплошные кремни разнообразных расцветок, фтаниты, реже яшмы и кремнистые сланцы. В виде тонких прослоев среди них встречаются туффиты и туфы основного состава и измененные базальтоиды. В разрезе триасовых отложений в виде "экзотических глыб" встречаются органогенно-обломочные известняки палеозойского возраста (рис. 9). Мощность кремнисто-вулканогенных образований оценивается весьма приблизительно, но, по-видимому, не превышает 2500 м.

Накопление кремнисто-вулканогенных образований, являющихся составным членом офиолитовой ассоциации, происходило в океанических условиях при достаточном удалении от источников сноса терригенного материала. Некоторые петрохимические особенности базальтоидов (очень высокая титанистость) позволяют коррелировать их с щелочными оливиновыми базальтами глыбовых и сводовых поднятий океанов [83]. Кроме того, они во многом близки к базальтам западной части Японского моря и острова—вулкана Уллындо, расположенного в приматериковой зоне с корой субконтинентального типа [129].

Неоавтохтон (эльгинмынский комплекс) сложен отложениями маастрихтского возраста. Он является наиболее верхним структурным элементом Эконайской системы покровов, трансгрессивно перекрывающим аллохтонные элементы.

Маастрихтские отложения представлены породами высокореченской свиты, кокуйской и холмистой толщ [42]. Они имеют в основании базальные конгломераты и залегают на всех более древних образованиях. Фаунистически отложения указанного возраста охарактеризованы достаточно хорошо. Нижняя часть разреза содержит остатки аммонитов — *Diplomoceratid* (находка Т.В. Звизды, 1976 г., определение Г.П. Тереховой); *Gaudryceras* et *varagurense* Kossmata (находка Ю.Б. Гладенкова, 1959—1960 гг., определение В.Н. Верещагина); *Pachydiscus japonicus* Mat., *P. kamischakensis* Jones, *Discoscaphites* sp. (данные В.П. Похиалайнена) и плохо определимых иноцератомов, брахиопод, иглокожих и ракообразных. В средней части разреза И.М. Русаковым и др. [126] и Т.В. Звиздой [76] собраны остатки флоры, которые, по заключениям Н.Д. Васильева и Г.Г. Филипповой, также указывают на маастрихтский возраст вмещающих их пород. Верхняя часть разреза (кокуйская и холминская толщи) содержит обильный комплекс агглютинирующих фораминифер, которые, по мнению М.Я. Серовой

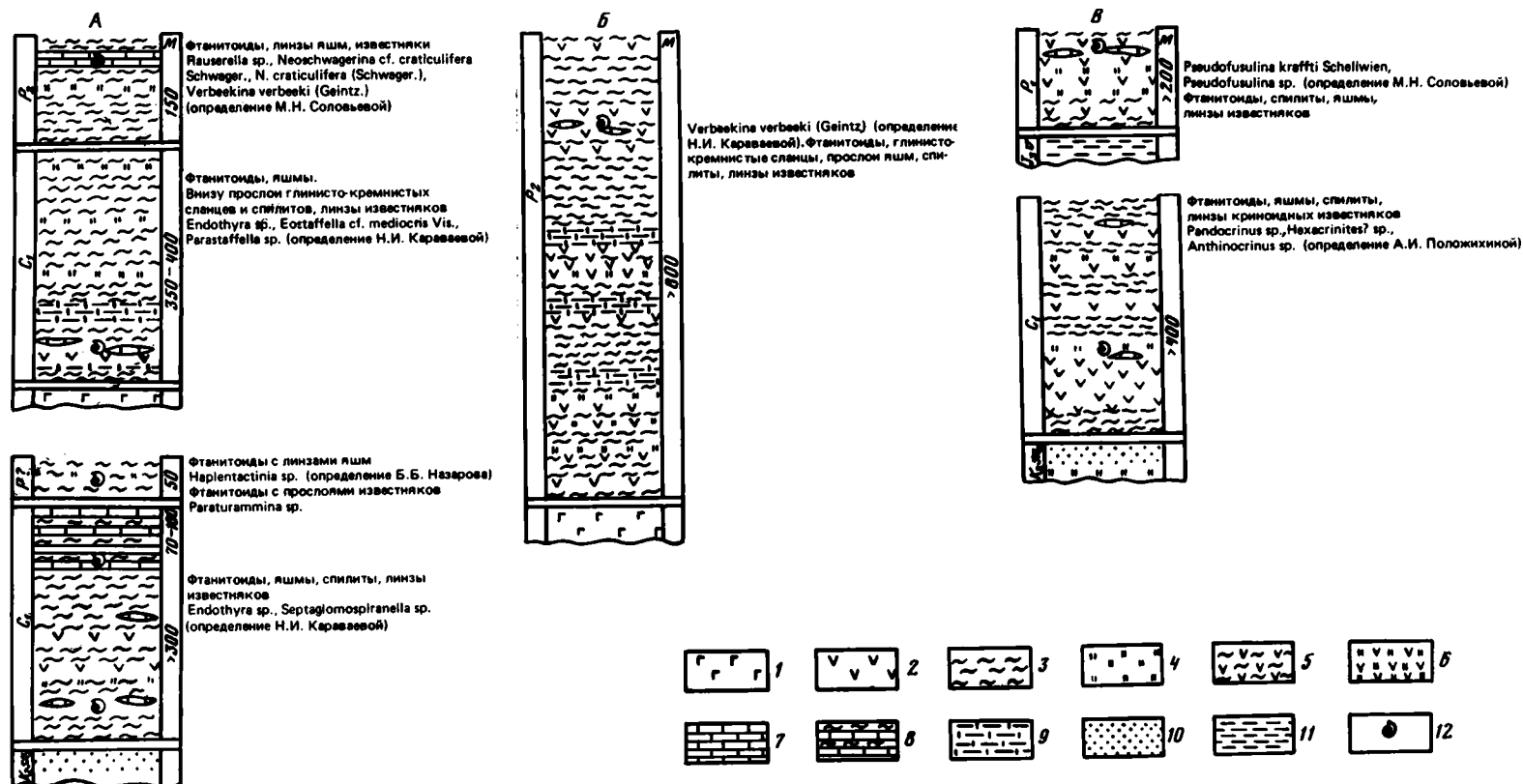


Рис. 9. Разрезы вулканогенно-кремнистых отложений верхнего палеозоя, по материалам С.Г. Бялобжеского, А.Д. Казимирова, С.В. Руженцева, С.Д. Соколова

А — бассейн р. Кокуй; Б — левобережье р. Накышъялак; В — междуречье Островная—Хаидин. 1 — габброиды; 2 — спилиты; 3 — фтанитоиды; 4 — яшмы; 5 — чередование спилитов и фтанитоидов; 6 — чередование спилитов и яшм; 7 — известняки; 8 — чередование фтанитоидов и известняков; 9 — кремнисто-глинистые сланцы; 10 — песчаники; 11 — алевролиты; 12 — остатки фауны.

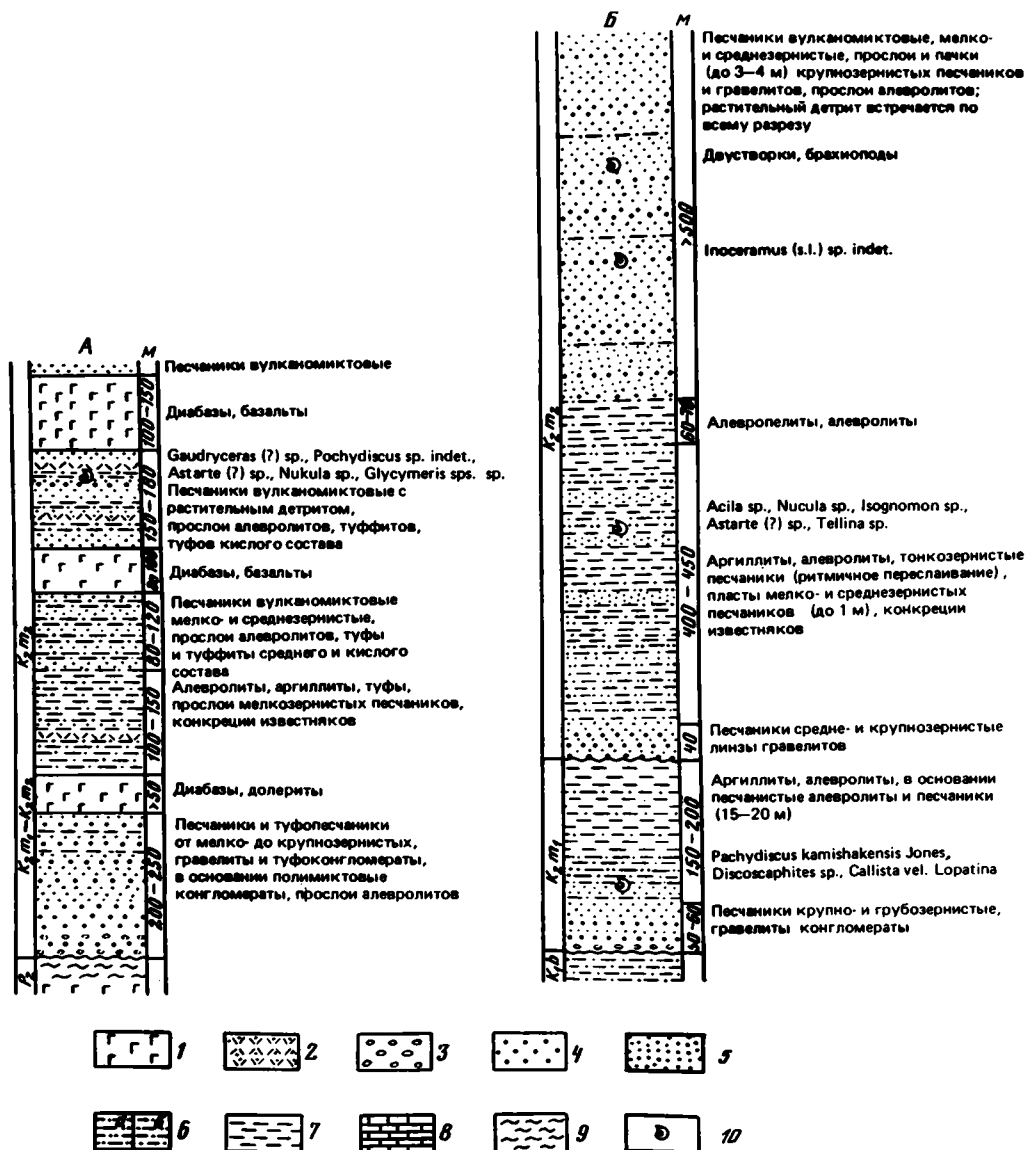


Рис. 10. Разрезы маастрихтских отложений эльгининского комплекса, по материалам С.Г. Бялобжеского, А.Д. Казиминова, С.В. Руженцева, С.Д. Соколова

А — горы Уксуушуйин; Б — бассейн р. Ионайвеем. 1 — базальты и диабазы; 2 — туфы; 3 — конгломераты; 4 — гравелиты и грубозернистые песчаники; 5 — песчаники мелкозернистые; 6 — а — песчаные алевролиты, б — алевролиты; 7 — аргиллиты; 8 — известняки; 9 — кремни; 10 — остатки фауны

[130], характерны для позднеммаастрихтских отложений Корякско-Анадырского региона.

Разрез маастрихтских отложений представлен чередованием терригенных, туфотерригенных и вулканогенных пород. Нижняя его часть — алевролиты и песчаники, содержащие линзы полимиктовых гравелитов и конгломератов. Выше залегают туфы и туффиты среднего и основного состава, средние и грубозернистые туфопесчаники и покровы андезито-базальтов. Верхняя часть разреза в большинстве районов сложена

чередующимися пачками туфогенных и терригенных пород (рис. 10). Мощность отложений маастрихтского возраста значительно варьирует по латерали. Так, в районе верхнего течения р. Эткувивеем она оценивается в 480–620 м [51], а в бассейне р. Ионайвеем достигает 1100–1200 м.

КОРЯКСКАЯ СИСТЕМА ПОКРОВОВ

Автохтон (каутоямский комплекс) образован отложениями верхней юры–мела. Входящие в него породы распространены чрезвычайно широко в пределах Корякского нагорья, образуя в восточной части последнего обширные поля (рис. 11).

Волжско-валанжинские отложения (пекульнейская свита) обнажены в районе оз. Пекульнейского и далее к востоку вдоль побережья Берингова моря до мыса Барыкова. Они являются наиболее древними отложениями Каутоямского автохтона. Среди терригенных пород, слагающих эти отложения, найдены многочисленные остатки фауны, среди которой наиболее часто встречаются *Buchia* cf. *terebratuloides* (Zakh.) волжско-берриасового возраста, *Buchia* cf. *volgensis* (Zakh.), *B. crassa* (Pavl.), *B. cf. inflata* (Toula), *B. cf. mosquensis* (Buch), *B. aff. incitoides* (Pavl.) валанжинского возраста. Г.П. Тереховой в районе бухты Угольной был собран обильный комплекс фауны, указывающий на валанжинский возраст вмещающих пород: *Buchia andersoni* (Pavl.), *B. cf. jaskovi* (Pavl.), *B. ex gr. fischeriana* Grb., *B. terebratuloides* Lah., *B. lahuseni* (Pavl.), *B. okensis* (Pavl.), *B. aff. okensis* (Pavl.), *B. gabbi* (Pavl.), *B. aff. elliptica* (Pavl.), *B. aff. krotovi* (Pavl.), *B. aff. robusta* (Pavl.), *B. cf. spasskensis* (Pavl.), *B. cf. unschensis* (Pavl.).

Отложения пекульнейской свиты представлены туфогенными и полимиктовыми песчаниками, чаще грубослоистыми или массивными, которые чередуются с алевролитами, алевропелитами и черными аргиллитами. Для средней части разреза характерны пачки тонкого чередования туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощности отдельных прослоев песчаников или алевролитов от 2 до 20 см. Более грубые разности окрашены светлее, из-за чего толща приобретает полосчатость. Мощность подобных пачек до 100 м. В состав полимиктовых песчаников входят обломки кварца, плагиоклаза, основных эффузивов, кремней, алевролитов, аргиллитов, а также туфов основного состава. Мощности отложений пекульнейской свиты значительно варьируют и, по разным данным, колеблются от 700 до 1500 м.

Готеривские отложения развиты в районе оз. Пекульнейского, где они согласно перекрывают валанжинские. Нижняя часть разреза сложена слоистыми зеленоватосерыми алевропелитами и алевролитами, которые содержат линзы и прослои мелкозернистых туфогенных песчаников и туфов основного и среднего состава. В состав песчаников, помимо обломков эффузивов основного и среднего состава, алевролитов и туфов, входит обильная примесь раковинного детрита (обломки раковин иноцерамов, белемнитов, спикул губок и т.д.). В верхней части разреза более значительную роль играют песчаники, среди которых встречаются мелко- и среднезернистые разности, а также линзы мелкогалечных гравелитов. Мощность готеривских отложений достигает 500 м.

Верхнеальб-гуронские отложения (гинтеровская свита) — одни из наиболее распространенных отложений Каутоямского автохтона. В северо-восточной части рассматриваемого региона они трансгрессивно перекрывают породы пекульнейской свиты. В остальных районах основание гинтеровской свиты или не вскрыто, или осложнено тектоническими разрывами. Впервые гинтеровская свита в объеме поздний альб–гурон была выделена в районе мыса Гинтера [34]. В дальнейшем эти отложения изучались многими исследователями, и в первую очередь Г.П. Тереховой, О.П. Дундо, М.А. Пергаментом. Свита подразделяется на три части. В нижней подсвите нашими предшественниками и нами была собрана многочисленная фауна: *Neogastrolites* cf. *americanus* Cobban et Reeside, *Hypoturrilites* cf. *gravesianus* (Prb.), *Hamites* aff. *simplex* Orb., *Inoceramus dunverganensis* (s.l.) McLearn, *I. subovatus* Ver., *I. beringensis* Perg.,

Рис. 11. Разрез каутоямского комплекса на левобережье р. Ваамочка

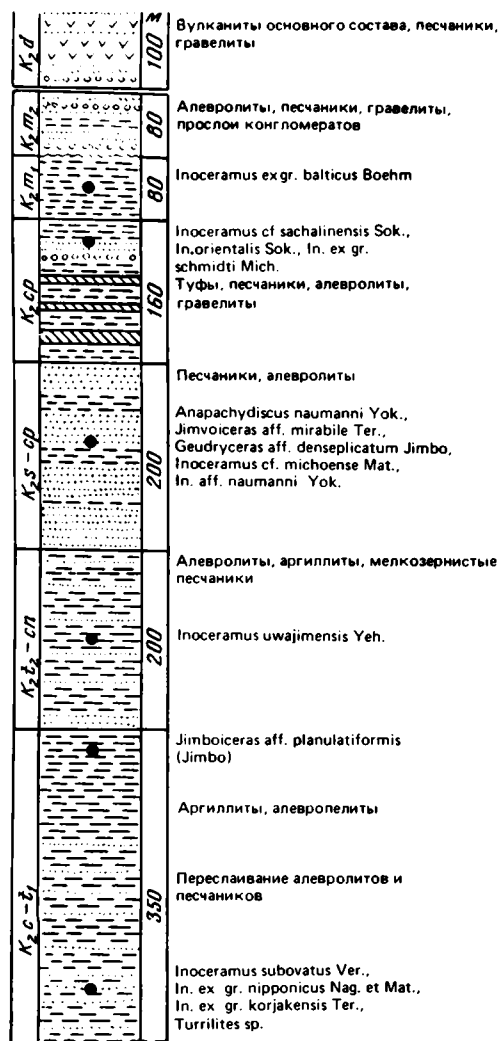
Acanthoceras cf. *tapara* Whrigt., *Turritites* *costatus* Lam., *T.* aff. *costatus* Lam., *Anagaudryceras* cf. *sacya* Forbes., *Eogunraritas* sp., *Mikasaitas* sp., *Apiatrigonia* sp., *Variamussium* sp.

Отложения, относящиеся к средней подсвите, содержат многочисленные остатки двусторок: *Inoceramus nipponicus* Nag. et Mat., *I. gradilis* Perg., *I. cf. pennatulus* Perg., *I. cf. reduncus* Perg., *I. cf. corpulentus* McLearn, *I. aff. tenuistriatus* Nag. et Mat., *Entolium* sp., *Marshallites* sp.

В породах верхней подсвиты заключены остатки раковин: *Inoceramus* aff. *cuvieri* Woods, *I. cf. iburiensis* Nag. et Mat., *I. ex gr. lamarki* Sow., *I. concentricus costatus* Nag. et Mat., *I. cf. multiformis* Perg., *I. memetensis* Perg., *I. cf. cuvieri* Woods, *I. paralamarki* Efrem., *I. cf. websteri* Mant., *I. aff. wiesei* Andert., *I. ex gr. labiatus* Schlot.

В стратотипическом разрезе, расположенном в районе бухты Угольной, отложения свиты несогласно перекрывают толщу валанжинского возраста [61, 72, 103]. Нижняя подсвита сложена песчаниками, туфопесчаниками с подчиненным количеством алевролитов и туфов и имеет суммарную мощность 600—650 м. В этой части разреза присутствуют растительные остатки, вероятно, позднеальбского возраста. Считается, что эта часть сложена континентальными отложениями, хотя их фациальные типы до сих пор не изучены. Средняя часть стратотипа образована тонким чередованием туфопесчаников, туфоалевролитов, содержащих остатки сеноманских и туронских иноцерамов вместе с остатками растений. Ее мощность около 100 м. Верхняя часть свиты сложена алевролитами с маломощными прослоями туфопесчаников. Из нее собраны многочисленные иноцерамы и редкие аммониты туронского возраста. Мощность верхней части 200 м. В разрезе стратотипа отмечается отсутствие слоев верхнего турона с *Inoceramus hobetsensis*, и выше со стратиграфическим несогласием залегают коньякские отложения барыковской свиты с *Inoceramus uwajimensis*. Юго-западнее верхнеальб-туронские отложения представлены пачками флишюидного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, среди которых встречаются прослои туфов среднего и кислого состава.

Гинтеровская свита Каутоямского автохтона в целом характеризуется тонким переслаиванием терригенных пород. Монотонность флишюидного переслаивания нарушается отдельными мощными пачками грубозернистых песчаников, гравелитов и алевролитов. Горизонты грубозернистых песчаников имеют мощность от нескольких до 20—30 м. Песчаники зеленовато-серые, как правило, массивные, плохо сортирован-



ные. В них встречаются отдельные "плавающие" окатанные и полуокатанные обломки средних и кислых эффузивов, кремнистых пород и редко роговообманковых калиевых гранитов. Пласты песчаников часто содержат обломки темно-серых алевролитов округлой, округло-вытянутой и иногда плитчатой формы. Эти фрагменты, скорее всего, являются продуктами размыва и захвата полуконгломерированных осадков. Наиболее вероятно, что мощные песчаники были отложены зерновыми потоками, захватывавшими при своем движении фрагменты осадков и не успевавшими их полностью перерабатывать [57].

Состав обломочных пород гинтеровской свиты достаточно постоянен. Преобладает материал разрушения средних и кислых эффузивов, часто встречаются зерна плагиоклаза, хлорита. В северной части (южный склон хр. Нонмыкенвыедем) в составе терригенных пород появляется много продуктов разрушения пород, подвергавшихся зеленокаменному изменению. В цементе много зерен хлорита, плагиоклазов и эпидота. Привлекают внимание найденные среди рассеянных галек и в конгломерате обломки роговообманковых калиевых гранитов, выходы которых в пределах Корякского прогиба до сих пор неизвестны. В верхней части разреза свиты почти повсеместно встречаются прослои пелитоморфных известняков мощностью до 20 см. Мощности верхнеальб-туронских отложений в наиболее почных разрезах достигают 1330 м.

Коньяк-раннекампанские отложения (барыковская свита) с базальными конгломератами в основании перекрывают гинтеровскую свиту. Барыковская свита повсеместно представлена морскими и субаквальными отложениями, хорошо охарактеризованными фаунистически. По данным О.П. Дундо [59] и нашим наблюдениям, свита подразделяется на две части и содержит многочисленные остатки фауны головоногих, иноцерамов, гастропод, среди которых наибольшее значение имеют следующие формы: *Inoceramus uwajimensis* Ych., *I. cf. uwajimensis* Ych., *I. yeharai* Nag. et Mat., *I. cf. crassicollis* Bob., *I. verus* Perg., *I. aff. verus* Perg., *I. krishtofovichii* Zonova, *I. leonidovskiensis* Zonova, *I. aff. apicalis* Woods., *I. memetensis* Perg., *I. ex gr. cuvieri* Woods., *I. yokoyama* Nag. et Mat., *I. naumanni* Yok., *I. ex gr. mihoensis* Mat., *I. cf. lingua* Goldf., *I. ex gr. naumanni* Yok., *I. cf. orientalis* Sok., *Clamys* sp., *Acila* sp., *Parallelodon sachalinensis* Schmidt., *Micraster* sp., *Anapachidiscus aff. naumanni* Yok., *Scaphites cf. pseudoaequalis* Yabl., *Glycymeris veatchii* Gabb., *Apatrigonia amitgensis* Ver. Нижняя часть свиты сложена алевролитами, аргиллитами, переслаивающимися с песчаниками и туфами. Для нее характерно чередование флишоподобных и гомогенных пачек. Ритмично построенные части разреза сложены чередующимися мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность элементарных циклов 5–25 см. В них обычно фиксируются лишь отдельные элементы установленной А.Х. Боумой последовательности отложений в разрезе "идеального турбидита". Песчаники в основании циклов обычно имеют градиационную слоистость, которая иногда сменяется косой или маятниковой. Конволютная слоистость в целом не характерна.

Горизонты флишоподобного переслаивания отделяются друг от друга слоями массивных песчаников, конгломератов, реже пачками аргиллитов мощностью до 20–30 м. Последние состоят из черных зеленовато-серых и бурых скорлуповатых аргиллитов, среди которых встречаются прослои алевролитов и светлых мелкозернистых песчаников. Слои массивных песчаников часто содержат мелкие линзы полимиктовых конгломератов и "плавающие" гальки аргиллитов и алевролитов.

Верхняя часть барыковской свиты сложена в основном песчаниками, среди которых встречаются конгломераты, гравелиты, углистые алевролиты и туфоалевролиты. В подчиненном количестве присутствуют прослои (10–30 см) светло-серых псаммитовых и псефитовых литовитрокластических туфов кислого и среднего состава. Породы, особенно в верхней части разреза, содержат многочисленные остатки углефицированной флоры.

По всему разрезу барыковской свиты часто встречаются известковистые конкреции,

приуроченные в основном к пачкам глинистых пород. Общая мощность свиты, по видимому, достигает 1000 м.

Кампанские отложения (корякская свита) надстраивают подстилающие их сантонские слои. Объем и возраст корякской свиты различными исследователями трактуются по-разному. О.П. Дундо [50] относит ее к средней и верхней частям кампанского яруса. Г.П. Терехова полагает, что свита имеет кампан-маастрихтский возраст. Автор настоящей работы склоняется к первой точке зрения.

Отложения свиты содержат исключительно богатый и разнообразный комплекс фауны: *Inoceramus naumanni* Jok., *I. cf. orientalis*, *I. elegans* Sok., *I. schmidt* Mich., *I. cf. schmidt* Mich., *I. ex gr. schmidt* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *I. cf. sachalinensis* Sok., *I. balticus* Boehm., *I. ex gr. balticus* Boehm., *Gaubryceras tenuiliratum* var. *infraquens* Yabl., *Canadiceras kossmati* Mat., *C. cf. yokogamai* limbo.

Корякская свита значительно грубее по составу, нежели подстилающие ее отложения. Основной фон толщи образуют разнообразные песчаники, среди которых повсеместно встречаются прослои алевролитов и гравелитов. Характерной чертой разреза является присутствие горизонтов грубых полимиктовых конгломератов. Валуну и гальки хорошо окатаны, имеют сферическую и эллипсоидную форму. Размер их достигает 50–70 см. По составу это песчаники, алевролиты, аргиллиты, плагиограниты, кремни, эффузивы кислого и основного состава, диабазы и известняки. Цемент конгломератов песчаный, полимиктовый.

Песчаники корякской свиты по своему составу относятся к полевошпатовым грауваккам [53]. Размерность песчаников от тонко- до грубозернистых, преобладают фракции 0,25–0,5 мм. Сортировка зерен средняя, окатанность плохая, часто встречаются угловатые обломки. Основная масса их состоит из плагиоклазов и их агрегатов (до 50–70%). Часто встречаются очень плохо окатанные зерна кремней, повсеместно присутствует кварц, но его количество невелико. Обломки глинистых пород встречаются лишь в единичных типах песчаников. Из темноцветных минералов присутствуют пироксены и амфиболы, причем первые чаще, чем вторые.

Структура песчаников разнородная, текстуры неупорядоченные, реже слоистые. Слоистость обусловлена чередованием прослоев более крупных и более мелких зерен или наличием прослоев чисто глинистого состава, не содержащих обломочных зерен.

Состав терригенных пород указывает, что разрушению подвергались кремнисто-вулканогенные образования, близкие по составу к тем, которые известны в пределах Эконайской системы покровов. На уровень эрозии были также выведены какие-то вулканогенные толщи и породы кератофировой формации, на что указывают обломки эффузивов основного и среднего состава. Часть полевошпатового материала, по видимому, поступала за счет разрушения габбро-плагиогранитного комплекса. Последний, очевидно, являлся основным источником зерен кварца. Обломки глинистых пород образовывались за счет перемыва тонкотерригенных отложений мелового возраста. Мощность отложений корякской свиты от 400–500 до 1000–1100 м.

Маастрихтские отложения (гангутская свита) с базальными конгломератами перекрывают породы корякской свиты. Гангутская свита была выделена О.П. Дундо в районе мыса Гангут. Объем и территория ее распространения до настоящего времени были не совсем ясны. Нам удалось установить, что отложения гангутской свиты развиты в пределах восточной части Корякского нагорья достаточно широко. В частности, в верховьях р. Алькатваам и по ее правым притокам в прежде слабо охарактеризованных фаунистически толщах нами были собраны иноцерамы, указывающие на маастрихтский возраст вмещающих слоев: *Inoceramus cf. kunimiensis* Nag. et Mat., *I. cf. balticus* Boehm., *I. cf. shikotanensis* Nag. et Mat., *I. borilensis dauensis* Sornay, *I. balticus pretoides* Giers., *I. parvus* Kocjub. Количество органических остатков, содержащихся в породах гангутской свиты, резко изменяется по латерали. На востоке, в районе бухты Амаама, мыса Гангут, по всему разрезу отложения содержат многочисленные остатки маастрихтской фауны [42], в основном иноцерамов и аммонитов.

По данным О.П. Дундо [60, 62], помимо макрофауны, породы содержат обильный

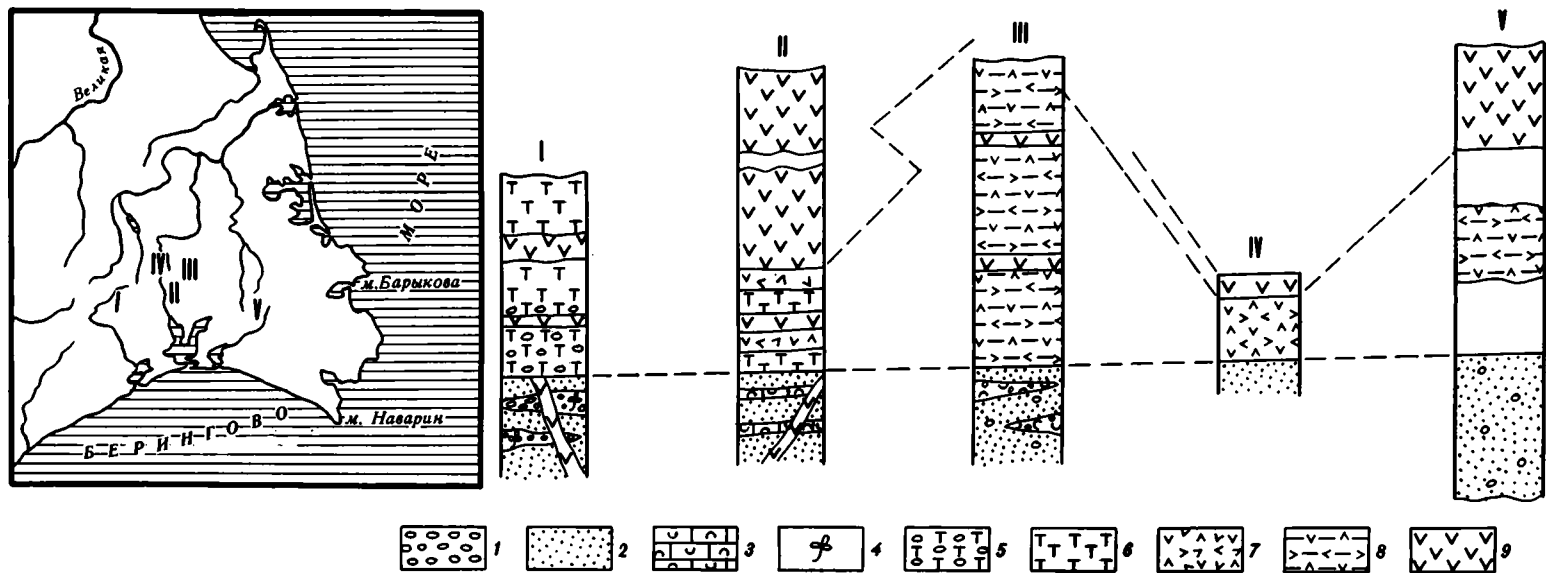


Рис. 12. Схема сопоставления разрезов дат-палеоценовых отложений

I — верховья р. Ваамочка; II — руч. Гибкий; III — р. Каканаут; IV — р. Каутоям; V — р. Велькильсеем. 1 — гравелиты и конгломераты; 2 — песчаники; 3 — известняки органогенно-обломочные, песчаные; 4 — остатки флоры; 5 — туфоконгломераты; 6 — туфы основного состава; 7 — гиалокластиты; 8 — гиалокластиты с градиционной слоистостью; 9 — базальты

комплекс фораминифер. Западнее междуречья Алькатваам–Велькильвеем фауны меньше и она беднее по своему видовому составу. По всему разрезу гангутской свиты встречаются обильный углефицированный растительный детрит, а также плохо сохранившиеся отпечатки флоры.

Базальный горизонт свиты сложен мелко- и среднегалечными конгломератами, состоящими в основном из слабоокатанных обломков подстилающих пород: алевролитов, аргиллитов, разнообразных песчаников и реже пелитоморфных известняков. Мощность горизонта весьма непостоянна. По своему литологическому составу разрез гангутских отложений делится на две части. Нижняя сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами, среди которых встречаются прослой туфов и пачки аргиллитов и разнообразных по грубости конгломератов полимиктового состава. Верхняя часть представлена туфоалевролитами, алевролитами, алевропелитами, аргиллитами и тонкими, хорошо выдержанными по простиранию прослоями светлых туфов преимущественно кислого состава. По всему разрезу встречаются карбонатные конкреции шаровидной формы.

Маастрихтские песчаники по составу относятся к кварц-полевошпатовым грауваккам. Они плохо сортированы, обломки имеют слабую окатанность или угловатые. Размер обломков колеблется от 0,01 до 0,6–0,7 мм. По составу они подразделяются на обломки с микролитовой и афанитовой структурой, кремни, кварц и полевые шпаты (в основном плагиоклазы).

Мощность отложений гангутской свиты значительная. По данным О.П.Дундо [60], в районе бухты Ушакова она достигает 1300 м. В более западных районах (бассейны рек Алькатваам, Ваамочка) мощность вскрытых частей разреза превышает 600 м.

Наличие в основании свиты стратиграфического, а в ряде случаев и углового несогласия указывает на перерыв в осадконакоплении. Повышенное содержание туфового материала свидетельствует о некотором изменении характера сноса. В остальном условия накопления гангутской свиты мало чем отличались от таковых сенонского разреза.

Дат-палеоценовые отложения венчают разрез Каутоямского автохтона. Они представлены переслаиванием миндалекаменных базальтов, андезито-базальтов и их туфов, туфопесчаников, туфогравелитов и мелководных известняков (каканаутская базальтоидная формация) [38]. Эти образования имеют сложные соотношения с подстилающими породами. На левобережье р. Ваамочка (руч. Туманный) и в междуречье Каканаут–Каутоям они без видимого несогласия надстраивают разрез меловых отложений. В верховьях р. Алькатваам вулканогенно-терригенный комплекс перекрывает слабо деформированные отложения гангутской и корякской свит. Западнее (район горы Северный Индонай) угловое несогласие видно более отчетливо и достигает 50–60°.

Существующие представления о дат-палеоценовом возрасте формации подтверждаются на сборах в верховьях р. Каканаут остатков фораминифер, двустворок, гастропод [60]. Однако нам представляется, что точный возраст образований каканаутской формации может быть дан после проведения специальных стратиграфических исследований и более полных сборов фауны. Это позволит установить ее соотношение с развитой юго-западнее высокореченской свитой, которая содержит комплекс маастрихтской фауны и является полным формационным аналогом указанных отложений. Не исключено, что в дальнейшем будут получены доказательства их одновозрастности.

Разрез отложений характеризуется большой изменчивостью по простиранию как в отношении общей мощности, так и в отношении мощностей разных типов отложений (рис. 12). По вертикали они подразделяются на три части. Нижняя сложена в основном туфо-терригенными породами. Наиболее распространены среди них зеленовато-серые вулканомиктовые песчаники с отдельными рассеянными гальками. По своему составу они относятся к полевошпатовым и кварц-полевошпатовым грауваккам. Окатанность и сортировка зерен очень неравномерная. Основную массу образуют кремни, полевые шпаты (плагиоклаз и его агрегаты), кварц, обломки туфов и эффузивов, встречаются зерна апатита и сфена.

Почти повсеместно встречаются прослой туфоконгломератов, туфогравелитов, среди

Таблица 2

Значения некоторых уравнений дискриминантных функций В.А.Кутолина для базальтов отдельных формаций Корякского хребта

Группиру- емые пары	Ионан- ская	Яранайская			Кэнкэ- рэнская	Каканавутская		
	ЩО	ЩО	Т	ОВ	ЩО	ЩО	Т	ОВ
ТрМП–АндБ					– 0,353	– 1,298	+ 1,552	– 2,200
ТрМП–КОБ		+ 0,471		+ 1,324				
ТрМП–ОБТ			+ 13,591	+ 0,528				
ООБЩ–ТрМП	– 4,527					+ 3,981		
АндБ–КОБ		+ 2,128		+ 1,486	– 1,543	– 1,061	– 2,411	– 1,204
АндБ–ОБТ			+ 2,269		– 15,091	– 0,574	– 3,771	
ООБЩ–АндБ	– 10,159							
КОБ–ОБТ		– 2,295	+ 5,463	– 0,472				
ООБЩ–КОБ	– 0,485	+ 0,389		+ 0,139	+ 2,703	+ 3,076		
ООБЩ–ОБТ	– 20,237	– 5,134	+ 1,430	+ 0,325				

П р и м е ч а н и е. Группируемые пары, для которых В.А.Кутолиным составлены уравнения дискриминантных функций: ТрМП – траппы молодых платформ, АндБ – базальты андезитовых формаций, КОБ – базальты континентальной оливин-базальтовой формации, ОБТ – океанические толеитовые базальты, ООБЩ – океанические щелочные оливиновые базальты. Если численное значение левой части уравнения меньше 0, исследуемая выборка ближе к первой группе данной пары, если больше, то ко второй. Вулканические серии: ЩО – щелочная оливин-базальтовая, Т – толеитовая, ОВ – общая выборка.

которых прослеживаются отдельные покровы базальтов и горизонты туфов основного состава. Средняя часть представлена разнообразными гиадокластитам, лавобрекчиями, туфогенными и вулканомиктовыми гравелитами и песчаниками. Покровы эффузивов имеют подчиненное положение. Для верхней части характерны почти сплошные лавовые потоки. По-видимому, общая тенденция к смене типов отложений в разрезе отражает прогрессивное развитие вулканизма от его зарождения до максимальной интенсивности в конце формирования формации. Наряду с отмеченной последовательностью типов отложений в разрезе существует и частичное латеральное замещение этих пачек друг другом, поскольку с удалением от центров извержения относительная роль гиадокластитов в разрезе явно возрастает.

Общая мощность дат-палеоценовых образований, по нашим наблюдениям, достигает в наиболее полных разрезах 300–400 м.

Каканавутский вулканический комплекс по своим петрохимическим характеристикам относится к слабо дифференцированным сериям с четкой тенденцией к непрерывной дифференциации от пикритовых базальтов до андезитов. Они характеризуются несколько повышенной щелочностью, содержание K_2O несколько выше, чем у абиссальных толеитов. Среди них выделяются две серии: сравнительно слабо дифференцированная толеитовая и более дифференцированная щелочная–оливиновая. Первая на основании числовых значений, полученных при решении уравнений дискриминантной функции, составленных В.А.Кутолиным [89], сближена с базальтами островодужной андезитовой формации; вторая – с траппами молодых платформ [38]. По низкому содержанию TiO_2 толеитовые базальты каканавутской формации близки к островодужным (табл. 2).

Параавтохтон (калинейваемский комплекс) образован отложениями сеномана–турона (гинтеровская свита). В настоящее время трудно сказать, насколько широко в пределах Корякской системы покровов развиты породы, входящие в его состав. Повсеместно в изученных районах они имеют тектонические контакты с подстилающими отложениями.

В бассейне р. Галечниковой нижняя часть разреза представлена желтовато-серыми

неслоистыми скорлуповатыми алевропесчаниками, состоящими из угловатых зерен кварца, плагиоклазов, редких чешуек биотита и обломков эффузивов. Зерна расположены среди базальной пиритизированной пелитовой массы. В этой части разреза нами собраны остатки разнообразных организмов: аммонитов, пелеципод, морских ежей, гастропод, типичных для переходных слоев от позднего альба к раннему сеноману: *Neogastropolites cf. americanus* Cobbon et Reeside, *Hypoturrilites cf. gravesianus* (Orb.), *Hamites aff. simplex* Orb., *Inoceramus subovatus* Ver., *I. cf. subovatus* Ver., *I. dunveganensis* (s.l.) McLearn.

Выше пачки скорлуповатых алевропесчаников залегают тонкозернистые песчаники с прослоями алевролитов, содержащие *Acanthoceras cf. tapara* Whright, *Turrilites aff. costatus* Lam., *Eogunnarites* sp., *Inoceramus subovatus* Ver. Общая мощность нижней части гинтеровской свиты около 100 м.

Средняя, сеноман-нижнетуронская, часть разреза гинтеровской свиты содержит остатки *Inoceramus nipponicus* Nag. et Mat., *I. cf. reduncus* Perg., *Marshallites* sp. Нижняя часть ее представлена пачкой (40 м) темно-серых скорлуповатых алевропелитов с отдельными крупными округлыми известковыми конкрециями. Выше лежит флишиодная пачка (40–50 м), состоящая из чередования темно-серых алевропелитов и серых песчаников с горизонтальной слоистостью. Состав песчаников вулканомиктовый: много обломков измененных средних и кислых эффузивов, зерен плагиоклазов и кварца; часто встречаются чешуйки измененного биотита, призматические зерна кальцита (детрита от разрушения раковин иноцерамов). Цемент песчаников поровый, хлорит-карбонатный, содержит много зерен аутигенного пирита.

Верхнегинтеровские отложения по своему облику и литологическому составу сходны со среднегинтеровскими и различить их можно только по фаунистическим остаткам. Породы содержат многочисленные остатки иноцерамов: *Inoceramus aff. cuvieri* Woods, *I. ex gr. labiatus* Schlot., *I. cf. multiformis* Perg., *I. aff. tenuistriatus* Nag. et Mat., *I. aff. weisei* Andert.

На северном склоне горы Заветной верхнегинтеровские отложения представлены темно-серыми аргиллитами с отдельными линзовидными известковыми конкрециями, заключающими остатки ламаркоидных иноцерамов. Мощность аргиллитов 100–120 м. Они перекрыты флишиодной пачкой (50 м), содержащей пласты известковистых песчаников. Обломочная часть песчаников сложена эффузивами, зернами плагиоклазов, кварца и биотита. В целом они сходны со среднегинтеровскими, но не содержат призматических зерен кальцита.

Над флишиодной пачкой вблизи гребня хребта горы Заветной вскрыта пачка мелко- и среднезернистых массивных вулканомиктовых песчаников, содержащих очень плотные шаровидные известковистые стяжения. Последние хорошо сохраняются при разрушении более рыхлых вмещающих песчаников и лежат на поверхности, напоминая старинные пушечные ядра. По составу эти песчаники вулканомиктовые, в них преобладают обломки средних и кислых эффузивов. Среди этих песчаников встречены бесцементные разности, а также с вторичными хлоритовым или цеолитовым цементом. Суммарные мощности сеноман-туронских отложений достигают 300–400 м.

Сходные по своим литологическим характеристикам отложения Калинейваемского параавтохтона обнажаются в междуречье Пекульвеем–Игривая (рис. 13). В обнажениях по берегам р. Игривой разрез, охарактеризованный указанными остатками сеноман-раннетуронских иноцерамов, представлен чередованием плитчато-полосчатых флишиодных пачек и пачек однородных темно-серых алевролитов мощностью по несколько десятков метров. Нижняя половина разреза (150–200 м) имеет преимущественно флишиодное строение, а верхняя более однородная. Флишиодные пачки представлены переслаиванием светло-серых мелкозернистых песчаников (10–30 см) и темно-серых алевролитов и алевропелитов (0,5–3 м), местами с тонкими (1–2 см) слоями светлых желтоватых и белесых туфопесчаников.

В целом несомненно, что в бассейне рек Игривая и Пекульвеем гинтеровская свита представлена целиком морскими отложениями.

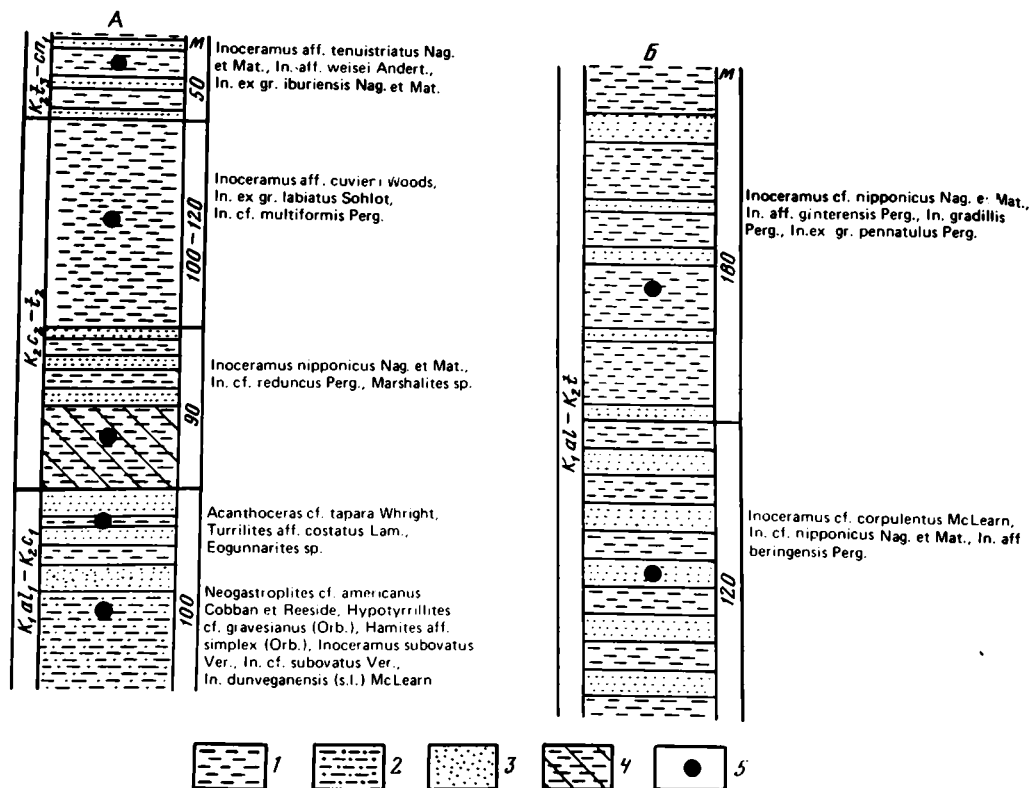


Рис. 13. Разрезы верхнеальб-туронских отложений (гинтеровская свита калинейважского комплекса)

А — р. Галечниковая; Б — р. Игровая. 1 — аргиллиты; 2 — алевролиты и алевролитистые песчаники; 3 — песчаники; 4 — туфоалевролиты и туффиты; 5 — остатки фауны

Аллохтон состоит из нескольких покровных комплексов, движение большинства которых происходило с севера на юг.

Велькильвеемский покров сложен туфо-терригенными отложениями от волжского до сантонского яруса включительно. В структурном отношении он представляет собой три тектонические пластины, кулисно расположенные друг относительно друга. В состав каждой из пластин входят комплексы пород, которые по своим возрастным и литолого-формационным характеристикам очень близки между собой. Это позволяет рассматривать основные моменты стратиграфии Велькильвеемского покрова в целом, без разделения на пластины (рис. 14).

Волжско-валанжинские отложения (пекульнейская свита) — наиболее древние отложения Велькильвеемского аллохтона. Основание их не вскрыто, с подстилающими отложениями они повсеместно имеют тектонические контакты.

Пекульнейская свита содержит многочисленные остатки фауны двустворок волжско-валанжинского возраста. Она представлена мощной толщей алевролитов, алевропелитов, песчаников, а также туфов и гравелитов. Нижняя часть разреза сложена преимущественно тонкообломочными породами. Это переслаивающиеся темные и черные алевролиты, алевропелиты, полимиктовые песчаники, среди которых встречаются прослои и маломощные пачки светлых витрокластических туфов среднего состава и мелкогалечных гравелитов. Верхняя часть разреза более грубая. Фоном здесь являются мелко- и среднезернистые полимиктовые и туфогенные песчаники часто с известковым цементом. В песчаниках встречается плавающая галька темных алевролитов.

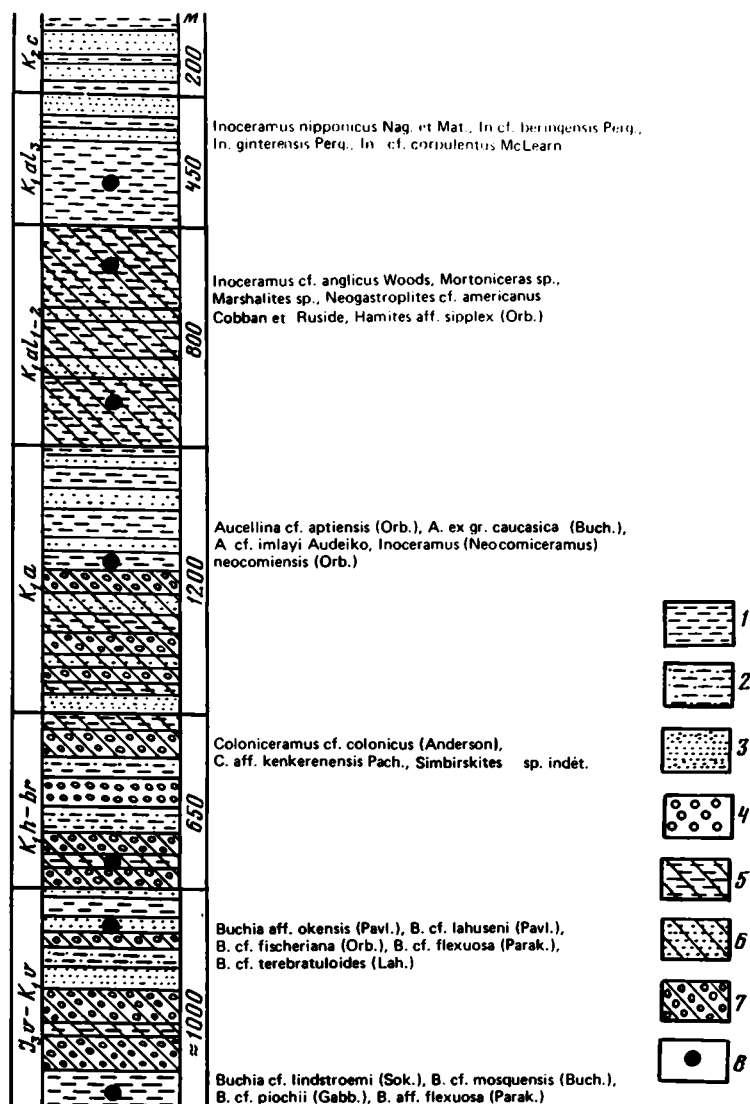


Рис. 14. Разрез средней пластины Велькильевского аллохтона в бассейне р. Мечут

1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники полимиктовые; 4 – гравелиты и конгломераты; 5 – алевропелиты и туфоалевролиты; 6 – туфопесчаники и тейфронды; 7 – туфоконгломераты и туфобрекчи; 8 – остатки фауны

Породы, как правило, неяснослоистые или массивные. Гомогенные пачки чередуются с флишоидными. Последние представляют чередование алевролитов, аргиллитов и песчаников. Гравелиты и мелкогалечные конгломераты, образуя линзы и прослои мощностью до 3 м, часто встречаются среди пачек песчаников.

Терригенные породы плохо сортированы, неслоисты, слагающие их обломки слабо окатаны, часто угловаты. Среди них встречаются средние и кислые эффузивы, плагиограниты, кремни, кварц, полевые шпаты. Повсеместно присутствуют туфовый материал, а также кристаллокластика – зерна пироксена, амфиболов, сфена, магнетита. Мощность отложений пекульнейской свиты достигает в наиболее полных разрезах 1000 м.

Готерив-барремские отложения (кэнкэрэнская свита) согласно надстраивают подстилающие их отложения пекульнейской свиты. Переход от валанжина к готериву часто маркируется горизонтом органогенно-обломочных известняков. Выше него встречаются остатки фауны двустворок: *Coloniceramus cf. colonicus* (Anderson), *C. aff. kenkerenensis* Poch., *C. sp. indet*, *Simbirskites sp. indet*, *Clathrithyris sp.*, *Spalpellum sp.*, *Cylindroteuthis sp. indet*, которые указывают на готеривский возраст вмещающих пород. По своим литолого-формационным характеристикам кэнкэрэнская свита во многом близка к пекульнейской, отличаясь от последней более грубым составом и значительно большим количеством туфового материала.

Готерив-барремские отложения представлены мощной (600–700 м) толщей переслаивающихся туфогенных песчаников, алевролитов, псефитовых и псаммитовых туфов кислого и среднего состава. По своему разрезу и особенно в нижней части его встречаются горизонты грубых гравийных песчаников, гравелитов и конгломератов. Галька гравелитов и конгломератов хорошо окатана, размер ее от 0,5 до 3–4 см. По составу преобладают обломки эффузивов, туфов, кремней, реже плагиогранитов, габброидов, алевролитов и песчаников. Песчаники представлены массивными, реже грубо-слоистыми разностями. Слагающий их терригенный материал плохо сортирован и слабо окатан. Часто встречаются "плавающие" гальки алевролитов и туфов, указывающие на наличие внутреннего перемыка. Нижнюю часть разреза слагают полимиктовые песчаники, вверх они постепенно сменяются туфогенными и вулканогенными. Туфы, а также туффиты и туфоалевролиты образуют достаточно обособленные пачки по несколько метров мощностью. Преобладают лито- и кристаллокластические туфы андезитового и дацитового состава.

Апт-альбские отложения (кенвутская и нейкинвеемская свиты) образуют мощный непрерывный разрез. Они бедны фаунистическими остатками, однако в последние годы в результате работ О.П.Дундо и Г.П.Тереховой, а также наших исследований в породах кенвутской свиты были собраны остатки *Aucellina cf. aptiensis* (Orb.), *A. ex gr. caucasica* (Buch.), *A. cf. imlayi* Audeiko, *A. cf. pekulnejensis* Ver., *Moffitites crassus* Imlay, *Inoceramus* (*Neocomiceramus*) *neocomiensis* Orb., *Kennikottia bifurcata* Imlay, *Astarte aff. ignekensis* Imlay, *Eotetragonites sp.*, *Variamussim sp.*, *Hypophylloceras sp.* аптского возраста. Нейкинвеемская свита содержит остатки *Inoceramus cf. anglicus* Woods... *Mortoniceras sp.*, *Marshallites sp.*, *Neogastroplices cf. americanus* Cobban et Ruside, *Hamites aff. simplex* Orb., которые указывают на альбский возраст вмещающих пород.

Апт-альбские слои представлены ритмично переслаивающимися алевролитами, аргиллитами, алевропелитами, туфами и песчаниками. Ритмичность разреза нарушается при появлении слоев и линз гравелитов и конгломератов. Состав последних в общем стандартный: это плагиограниты, кремни, средние и кислые эффузивы и их туфы, песчаники, алевролиты, реже яшмы и габброиды. При кажущейся монотонности указанные отложения фациально изменчивы. Часто можно наблюдать, как пачки флишoidного строения быстро замещаются по простиранию массивными песчаниками, а те, в свою очередь, — грубообломочными породами.

Общая мощность кенвутских и нейкинвеемских отложений превышает 2000 м.

Верхнеальб-гуронские отложения (гинтеровская свита) характеризуются фациальной изменчивостью. Они присутствуют в разрезах нижней и средней пластин, для верхней условно выпадение из разреза отложений гинтеровской свиты (рис. 15).

В нижней пластине (восточное побережье Пекульнейского озера) разрез гинтеровской свиты прослеживается дважды в пределах двух круто падающих чешуй. Сводный их разрез представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Темные алевролиты с тонкими (до 1 см) прослоями косослоистых алевролитов и отдельными пластинами (10–50 см) мелкозернистых песчаников. Состав песчаников вулканомиктовый — преобладают обломки средних и кислых эффузивов, зерна полевых шпатов и кварца. В алевролитах найдены аммониты позднего альба—раннего сеномана. Мощность 250–300 м.

2. Скорлуповатые алевропелиты с округлыми известковистыми конкрециями, со-

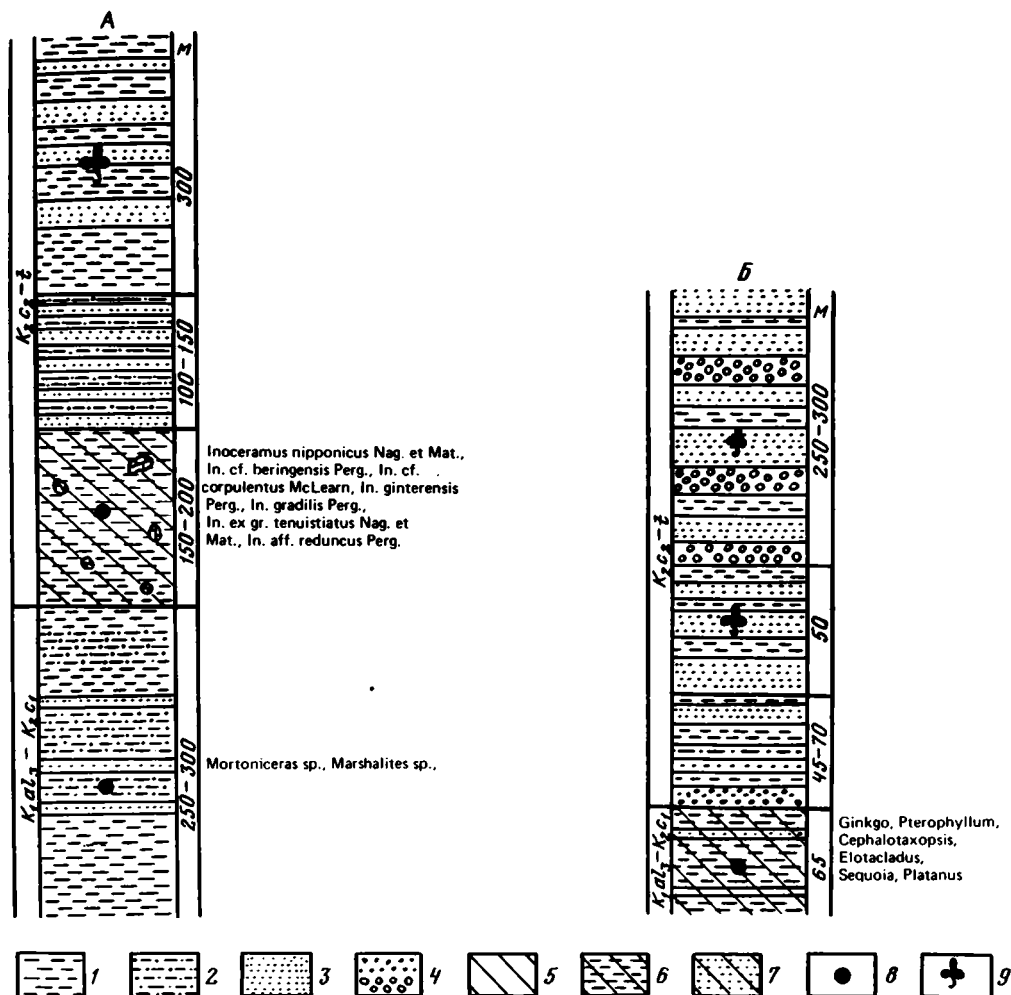


Рис. 15. Разрезы верхнеальб-туронских отложений (гинтеровская свита) Велькильвеевского аллохтона

А — нижняя пластина; Б — средняя пластина. 1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — гравелиты и конгломераты; 5 — туфы; 6 — туффиты и туфоалевролиты; 7 — туфопесчаники; 8 — остатки фауны; 9 — остатки флоры

держащими большое количество иноцерамов и аммонитов: *Inoceramus nipponicus* Nag. et Mat., *I. cf. beringensis* Perg., *I. ginterensis* Perg., *I. cf. corpulentus* McLearn., *I. gradilis* Perg., *I. ex gr. tenuistriatus* Nag. et Mat., *I. aff. reduncus* Perg., *I. sp. nov.*, *Entolium* sp., *Marshallites* sp., *Tetragonites* aff. *glabrum* (Jimbo), *Epigoniceras* (?) sp. сеноман-туронского возраста. Мощность 150–200 м.

3. Толща чередования темно-серых алевролитов и темно-серых мелко- и среднезернистых вулканомиктовых песчаников, неслоистых или со слабо проявленной субгоризонтальной слоистостью. Песчаники содержат тонкий обугленный растительный детрит и неопределимые остатки иноцерамов. Мощность 100–150 м.

4. Переслаивания пачек (до 10 м) темно-серых и черных алевропелитов и аргиллитов и слоев (1 м) серых вулканомиктовых, преимущественно грубозернистых песчаников с линзовидной субгоризонтальной слоистостью. На многих поверхностях напластования алевролитов наблюдаются многочисленные отпечатки разнообразной листовой флоры,

главным образом покрытосеменных, меньше гинкговых. Общая мощность флороносной толщи достигает 500 м.

Сходный по строению разрез вскрывается восточнее, по левобережью р. Мечеутеем в районе горы Монумент. Наиболее важной для нас его чертой является наличие хорошо видимого постепенного перехода от гинтеровской к подстилающим ее отложениям нейкинвеевской свиты.

Гинтеровская свита средней пластины обнажается в междуречье Воронья—Дымная. К нижней части относится толща, состоящая из переслаивания темных коричневатосерых аргиллитов и алевролитов. Среди аргиллитов через 0,5—1 м прослеживаются слойки (1—5 см) светлых кислых туфов с хорошо выраженной градиционной слоистостью. В алевропелитах в небольшом количестве содержатся хлоритизированные остатки радиолярий, а также встречаются остатки аммонитов плохой сохранности. Положение этой толщи в непрерывном разрезе выше нейкинвеевской свиты, присутствие в ней только редких аммонитов и общий литологический облик позволяют считать ее близкой по возрасту и условиям накопления отложениям нижней части гинтеровской свиты в описанных выше разрезах по рекам Ергичгуйгвеем и Мечеутеем.

Верхняя часть гинтеровской свиты в бассейнах рек Воронья и Дымная вскрыта в тектоническом блоке массива горы Коршун. На северо-западе, по левому берегу р. Вороней, эти отложения по разрыву контактируют с небольшим выходом мелкозернистых массивных комковатых песчаников барыковской свиты, содержащих коньяк-сантонские иноцерамы.

Верхнегинтеровские отложения представлены терригенной толщей, содержащей многочисленные остатки листовой флоры *Ginkgo*, *Pterophyllum*, *Cephalotaxopsis*, *Elatocladus*, *Sequoia*, *Platanus*, среди которых, по мнению В.А.Вахрамеева, присутствуют формы, встреченные в валижгенской свите Пенжинской губы, что свидетельствует о доконьякском возрасте вмещающих пород.

Низ видимой части разреза состоит из пластов серых грубозернистых песчаников, черных алевропелитов и аргиллитов. Для песчаников характерна грубая субгоризонтальная слоистость с линзовидным распределением грубопесчаного и гравийного материала. Состав этих песчаников вулканомиктовый. Преобладают обломки андезитов, в меньшем количестве присутствуют обломки кислых пород и хлоритизированных основных стекол с визиккулярной структурой. В тонкозернистых песчаниках и алевропелитах обломочный материал представлен главным образом зернами полевых шпатов и кварца. Эта часть разреза имеет мощность 50—270 м.

Выше по разрезу выделяется пачка переслаивания светло-серых песчаников с темно-серыми углистыми массивными алевролитами. Песчаники часто грубозернистые с гравийным материалом мощностью 0,3—0,5 м, обычно с неровной, осложненной карманами, подошвой. Слоистость в песчаниках как субгоризонтальная линзовидная, так и косоволнистая. Очень характерны для этой толщи обугленные пни деревьев с сохранившейся корневой системой. Мощность пачки 50 м.

Верхние 150—200 м рассматриваемой толщи представлены чередованием слоев грубозернистых песчаников, гравийных и галечных конгломератов и слоев более тонкозернистых пород. Часто наблюдается крупная косая слоистость с толщиной серий до 30—40 м. В основании косых серий обычно расположен наиболее грубый песчаный и гравийный материал. В пластах конгломератов встречаются обугленные стволы деревьев диаметром до 30 см и длиной до нескольких метров. Стволы лежат субпараллельно напластованию. Общая видимая мощность флороносной толщи около 300—350 м.

Коньяк-сантонские отложения (барыковская свита) вскрываются только в верхней пластине Велькильвеевского покрова. На правом борту руч. Дымного, притока р. Межевой, видно, как туфо-терригенные отложения нейкинвеевской свиты (K_1al) без видимого углового несогласия, перемыва и базального конгломерата перекрываются туфопесчаниками и алевропелитами, содержащими остатки фауны: *Inoceramus yokoyamai* Nagao et Mat., I. aff. *amakusensis* Nagao et Mat., *Neopuzosia* cf. *ishiwao* (Simbo), *Mesopuzosia* sp., *Acila* sp. indet., *Ilgeyeris* sp. indet., *Trigonia* sp. indet., *Tetragonites*

sp., *Patella* sp. коньяк-сантонского возраста. Впервые данное взаимоотношение было описано Г.П.Тереховой; наши работы полностью подтвердили ее выводы. Непосредственный контакт между альбскими и коньяк-сантонскими отложениями проходит внутри пласта грубозернистого песчаника (40 см).

Барыковская свита представлена толщей ритмично переслаивающихся алевролитов и песчаников. Последние по составу во многим близки к нижнегинтеровским. В состав их входят обломки эффузивов, песчаников, алевролитов, кремней и туфов. Повсеместно встречаются зерна полевых шпатов, кварца, пироксенов, хлоритизированных стекол. Видимая мощность барыковской свиты достигает 70–80 м.

Факт выпадения из разреза верхней пластины отложений гинтеровской свиты свидетельствует о том, что в сеноман-туронское время в этой области формирования отложений, вошедших впоследствии в Велькильвеемский аллохтон, не происходило осадочно-накопления.

Алькатваамский покров представлен мощным разрезом туфо-терригенных отложений верхней юры–сенона, а также породами верхнего триаса. Они тектонически перекрывают породы автохтонного и параавтохтонного комплекса, образуя две полосы выходов: северную и южную. Южная протягивается от р. Пекульвеем на востоке до р. Ваамочка на западе, отложения северной полосы выполняют осевые части хребтов Кэнкэрэн и Изнурительного.

Верхнетриасовые отложения слагают две обособленные тектонические чешуи в западной части хр. Кэнкэрэн [35, 79]. Они представлены туфо-терригенными отложениями. Нижняя часть разреза сложена преимущественно алевролитами, среди которых встречаются пачки флишеидного переслаивания алевролитов и песчаников и прослои серых известняков. Верхняя часть разреза более грубая. Повсеместно здесь развиты многочисленные линзы серых песчаников и гравелитистых, иногда органогенных известняков, увеличивается количество песчаников.

В этой части, по данным Ю.Н.Бычкова и А.Д. Чехова [35], собрана многочисленная фауна двусторок, аммоноидей, белемнитов, указывающих на позднекарнийский–норийский возраст вмещающих пород. В породах также встречаются обломки криноидей, спикулы губок и мшанки.

Верхнеюрско-валанжинские отложения (пекульнейская свита) широко распространены в пределах Алькатваамского аллохтона (рис. 16). В южной полосе они представлены мощной толщей алевролитов, алевропелитов, песчаников и витрокластических туфов. В восточной части (района р. Пекульвеем) в разрезе пекульнейской свиты появляются пачки грубых полимиктовых конгломератов. В состав конгломератов входят разнообразные эффузивы, кремни, плагиограниты, яшмы. Часто встречается раковинный детрит. В северной полосе пекульнейской свиты более грубый состав. В западной части хр. Изнурительного и на правобережье р. Майныльвегыргын это мощная (1,5 км) толща песчаников и грубых полимиктовых конгломератов, галька которых состоит из плагиогранитов, эффузивов среднего и кислого состава, яшмы, кремней, песчаников, габбро и туфов. Степень окатанности обломков хорошая, размер их от 1 до 10–20 см. В верхней части разреза наблюдаются крупные (2 × 10 м) блоки плагиогранитов и кислых эффузивов, погруженные в гравийно-конгломератовый цемент. При анализе разреза устанавливается цикличность его строения. Циклы мощностью 10–20 м начинаются с грубых валунных конгломератов и конглобрекций, сменяющихся постепенно гравелитами и песчаниками, и заканчиваются маломощной пачкой ритмичных мелкозернистых песчаников и алевропелитов, среди которых часто встречаются остатки фауны: *Buchia* cf. *fischeriana* (Orb.), *B. cf. tennicollis* Pavl., *B. cf. lahuseni* Pavl., *B. aff. okensis* Lah. волжско-берриасового возраста (см. рис. 16).

В восточной части хр. Кэнкэрэн пекульнейская свита представлена толщей туфо-песчаников и алевропелитов. В верхней ее части появляются горизонты гравелитов, конгломератов и тонкослоистых витрокристаллокластических туфов андезитового состава мощностью 2–3 м.

Мощность пекульнейской свиты изменяется по латерали от 500–600 до 1200–1500 м.

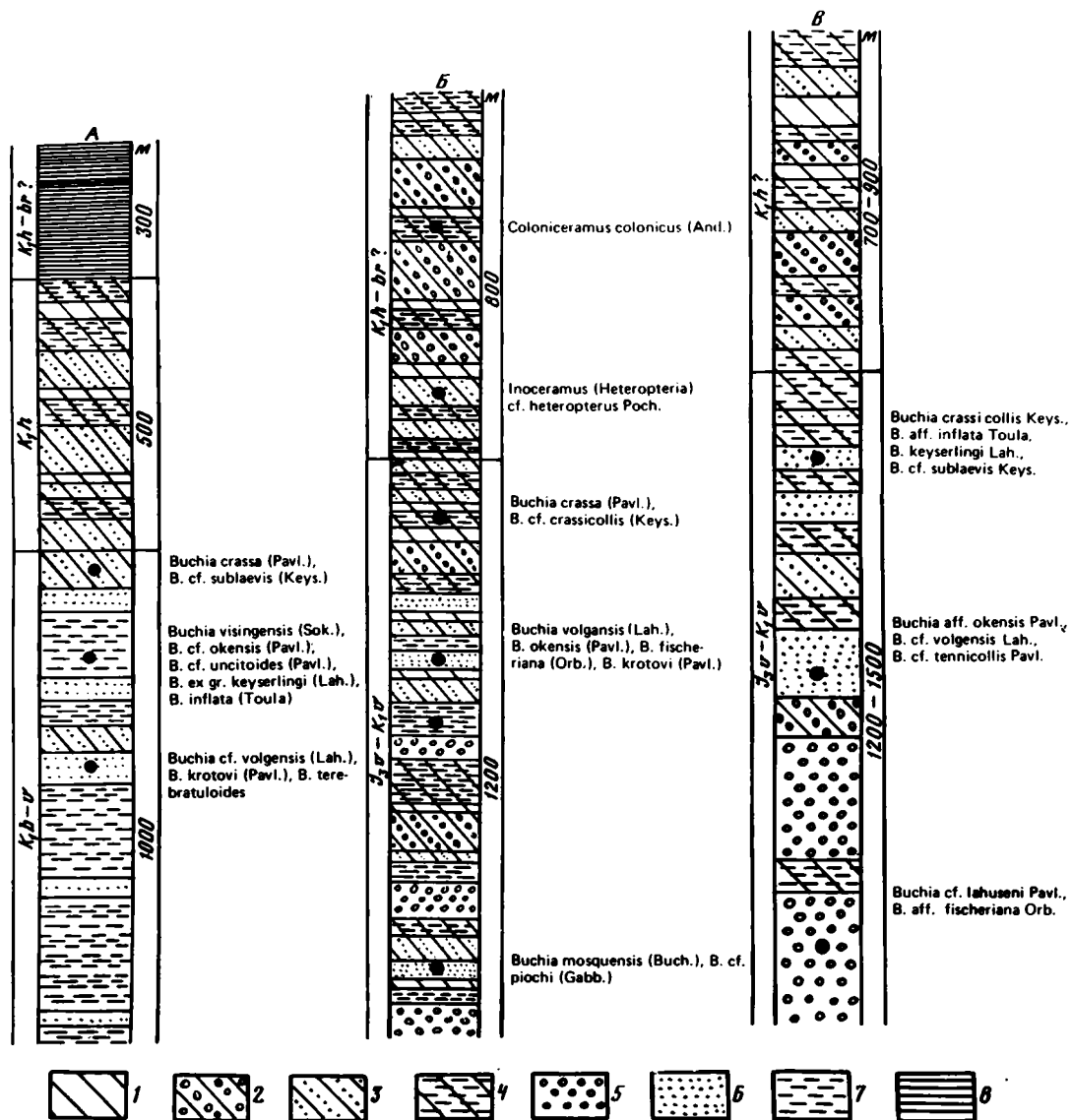


Рис. 16. Разрезы верхнеюрско-нижнемеловых отложений алькатваамского комплекса

А — южная полоса, левобережье р. Ваамочка; Б, В — северная полоса: Б — хр. Кэнкэрэн, В — хр. Изпурительный. 1 — туфы среднего и кислого состава; 2 — вулканомиктовые конгломераты; 3 — вулканомиктовые песчаники, тефроиды; 4 — алевропелиты, туфоалевролиты, туффиты; 5 — конгломераты; 6 — полимиктовые песчаники и граувакки; 7 — алевролиты; 8 — флиш

Готерив-барремские отложения (кэнкэрэнская свита) согласно надстраивают валанжинские слои. Кэнкэрэнская свита в целом слабо охарактеризована фаунистически. Остатки иноцерамов из группы *Colonicus*, указывающие на готеривский возраст вмещающих пород, были найдены лишь в нескольких точках южной и северной полос Алькатваамского аллохтона.

В южной полосе (в ее западной части) выше горизонта бухиевых ракушников расположена толща серых и зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников, алевролитов и тонких туфов. Низ разреза сложен песчаниками, среди которых часто прослеживаются

линзы гравелитов и конгломератов. В верхней части доминируют тонкообломочные породы: алевропелиты, туфы, туффиты. Мощность готерив-барремских отложений южной полосы крайне непостоянна.

В хребтах Кэнкэрэн и Изнурительном (северная полоса) кэнкэрэнская свита представлена разнообразными туфогенными и вулканогенными породами: алевропелиты, туффиты, туфы, вулканомиктовые песчаники и гравелиты, лавобрекчии и лавы андезито-базальтового состава. Они входят в состав кэнкэрэнской вулканогенно-туфовой формации. Формация сложена грубыми туфами и в меньшей степени лавами, которые составляют часть непрерывно дифференцированной вулканической серии от базальтов до андезито-дацитов включительно. Туфовая составляющая богаче кремнеземом по сравнению с эффузивами, которые по содержанию не выходят за пределы андезито-базальтов [38]. Низкое содержание TiO_2 роднит базальтоиды кэнкэрэнской формации с типичными островодужными сериями [102]. Несколько повышенное общее содержание щелочей, видимо, указывает на то, что формирование базальтоидов происходило у внутреннего, приконтинентального, края островодужной системы.

Альбские отложения (нейкинвеемская свита) условно выделяются в северной полосе аллохтона. К ним отнесена (по данным Т.В.Звизды) толща туфогенных отложений. Нижняя часть разреза (200 м) сложена преемствающимися туфопесчаниками, туфогравелитами и туфоконгломератами. Выше наблюдается чередование переемствования флишвидных пачек песчаников и алевролитов и пачек преимущественно алевролитового состава. Общая мощность отложений достигает 600–800 м. Возраст их устанавливается на основании единичных находок *Inoceramus anglicus* Woods, *Gastrolitida* альбского облика.

Верхнеальб-туронские отложения (гинтеровская свита) южной полосы аллохтона представлены в бассейне рек Пекульвеем и Игривая. Значительная часть разреза вскрыта здесь по стенкам каньона, промытого вдоль подножия северного склона горы Удадой. Нижняя часть видимого разреза представлена плитчато-полосчатой толщей, сложенной очень плотными серыми частично окремненными тонкослоистыми туфоалевролитами и туфоаргиллитами с тонкими прослоями светлых туфов. Изредка встречаются прослои песчаников с пологой косо волнистой слоистостью. Вся толща, но особенно тонкозернистые породы, подверглась интенсивной пренинизации и кальцитизации. Перекрывание ее без видимого несогласия и следов размыва отложениями, содержащими сеноман-туронские иноцерамы, позволяет относить плитчато-полосчатую толщу к низам гинтервской свиты (верхнему альбу). Мощность толщи не более 500 м.

Выше залегают темно-серые алевропелиты с тончайшей субгоризонтальной слоистостью. В них, а также в отдельных известковистых конкрециях, изредка встречаемых среди алевропелитов, собраны остатки сеноман-туронских иноцерамов: *Inoceramus* cf. *corpulentus* McLearn., I. cf. *nipponicus* Nag. et Mat., I. aff. *beringensis* Perg., I. aff. *gintensis* Perg., I. cf. *gracilis* Perg.

Среди алевропелитов с фауной встречаются отдельные пласты темно-серых мелкозернистых песчаников и более редко – светло-серых кристаллолитокластических туфов среднего состава. Видимая мощность 150–200 м.

В северной полосе Алькатваамского аллохтона, по данным Т.В.Звизды, к гинтервской свите относится мощная толща песчаников и алевролитов, среди которых встречаются гравелиты, линзы и стяжения известняков. Нижняя часть разреза имеет флишвидное строение, в верхней преобладают песчаники. Общая мощность верхнеальб-туронских отложений хребтов Кэнкэрэн и Изнурительного достигает 1700 м.

Н и ж н е м а й н и ц к и й п о к р о в сложен породами позднеюрско-раннемелового (условно готеривского) возраста. Основание их в большинстве случаев является сорванным, тем не менее в ряде случаев доказано трансгрессивное с базальными конгломератами перекрытие ультрабазитов, габбро и кремнисто-вулканогенных пород [6, 78, 122], входящих в состав крупных серпентинитовых меланжей. Возраст кремнисто-вулканогенных пород меланжа в настоящее время датируется на основании находок радиолярий: *Archaeospongoprunum* cf. *compactum* Nakaseko et Nishimura, A. cf. *japoni-*

cum Nakaseko et Nishimura, Nassellaria gen. indet., Dictyomitrella ex gr. deweveri Nakaseko et Nishimura, Tripocyclia (?) sp. позднетриасового возраста, а также присутствия конодонтов, среди которых определены *Gnathodus macer* Wirth., *G. girtyi* (Hass), *G. (Paragnathodus) commutatus commutatus* (Branson et Mehl.), *Metalonchodina* sp., характерные для раннекаменноугольного возраста.

В разрезе Нижнемайницкого покрова выделяются три литологические толщи. Нижняя представлена переслаивающимися яшмами, спилитами с прослоями вулканомиктовых песчаников и туфов основного состава. Из яшмы нижней части разреза выделен обильный комплекс радиолярий позднеюрского: *Mirifusus baileyi* Pessagno, *Parvicingula altissima* (Rust), *Podobursa triacantha* (Fischli), *Hsuum obispoensis* Pessagno, *H. aff. stanleyensis* Pessagno, *H. aff. maxwelli* Pessagno, *Archaeodictyomitra* ex gr. *rigida* Pessagno, *Napora aff. lospensis* Pessagno, *Spongocapsula cf. perampla* (Rust), *Tripocyclia aff. blakei* Pessagno, *T. cf. trigonum* (Rust) — и раннемелового возраста: *Pantanellium cf. corriganensis* Pessagno, *Parvicingula boesii* (Parona), *Holocryptocapsa* sp.

Выше с постепенным переходом залегают однообразные массивные средние и грубозернистые серые и зеленовато-серые граувакки, состоящие из плохо сортированных песчаников, содержащих значительное количество обломков основных эффузивов, кремней, яшм, спилитов, а также кварца, плагиоклаза, пироксена и амфиболов. Эта часть разреза Нижнемайницкого покрова не содержит органических остатков, ее возраст по аналогии с охарактеризованными фаунистическими отложениями Верхнемайницкого покрова принимается нами как валанжинский.

Верхняя часть разреза представлена флишовой толщей, в составе которой преобладают туфогенные породы: туфы среднего и кислого состава, алевропелиты, туфогенные песчаники, реже встречаются алевролиты и песчаники полимиктового состава. По составу и строению указанный комплекс идентичен готеривским отложениям Алькатваамского покрова.

Общая мощность разреза нижнемайницких отложений превышает 3000 м (рис. 17).

Верхнемайницкий покров сложен породами верхней юры-мела. Они объединяются в чирынайскую серию [7], которая с базальными конгломератами в основании перекрывает серпентинитовые меланжи.

Нижняя часть разреза представлена мощной (до 1000 м) вулканогенно-яшмовой толщей, содержащей многочисленные остатки радиолярий: *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno, *Hsuum cuestaensis* Pessagno, *Lithocampe altissima* Rust., *L. elegantissima* Cita, *Podobursa tricola* For., *P. triacantha* (Fisch.), *Eusyringium cf. macroporum* Rust., *Sphaerostylus lanceola* (Parona), *Mirifusus baileyi* Pessagno, *M. mediodi latata* (Rust), *Hemicryptocapsa pseudopilula* Tan Sin Hok., *Stichocapsa rotunda* Hinde, *St. procera* Hinde, *St. cf. ovaloidea* Zham., указывающих на позднеюрско-раннемеловой возраст вмещающих пород. Здесь же в прослоях терригенных пород собраны остатки двустворок: *Buchia cf. okenensis* Pavl., *B. aff. krotovi* Pavl., *B. cf. volgensis*, *B. cf. inflata* Toulou, *B. cf. nuciformis* Pavl., *B. cf. crassa* Pavl., указывающих на валанжинский возраст вмещающих пород, и белемнитов *Areoteuthis cf. subporrecta* Bogyl готеривского возраста [6].

Выше с постепенным переходом залегает мощная однообразная толща граувакковых песчаников. В ее нижней части наблюдаются пачки ритмично переслаивающихся туфов, алевролитов, песчаников. Также встречаются линзы и прослои гравелитов и полимиктовых конгломератов. Они сменяются однообразными массивными и грубослонистыми серыми и зеленовато-серыми граувакками, содержащими значительное количество обломков основных эффузивов, кремней, яшм, спилитов, а также кварца, плагиоклаза, пироксенов и амфиболов. Возраст этой части разреза на основании единичных находок фауны датируется готеривом-альбом.

В западных районах (междуречье Хатырка—Великая) указанные отложения нарастаются флишовой толщей алевролитов и песчаников, содержащей прослои аргиллитов и туфов. В ее верхней части (бассейн р. Ваеги) были найдены остатки иноцеромов и аммонитов сеноман-туронского возраста [78].

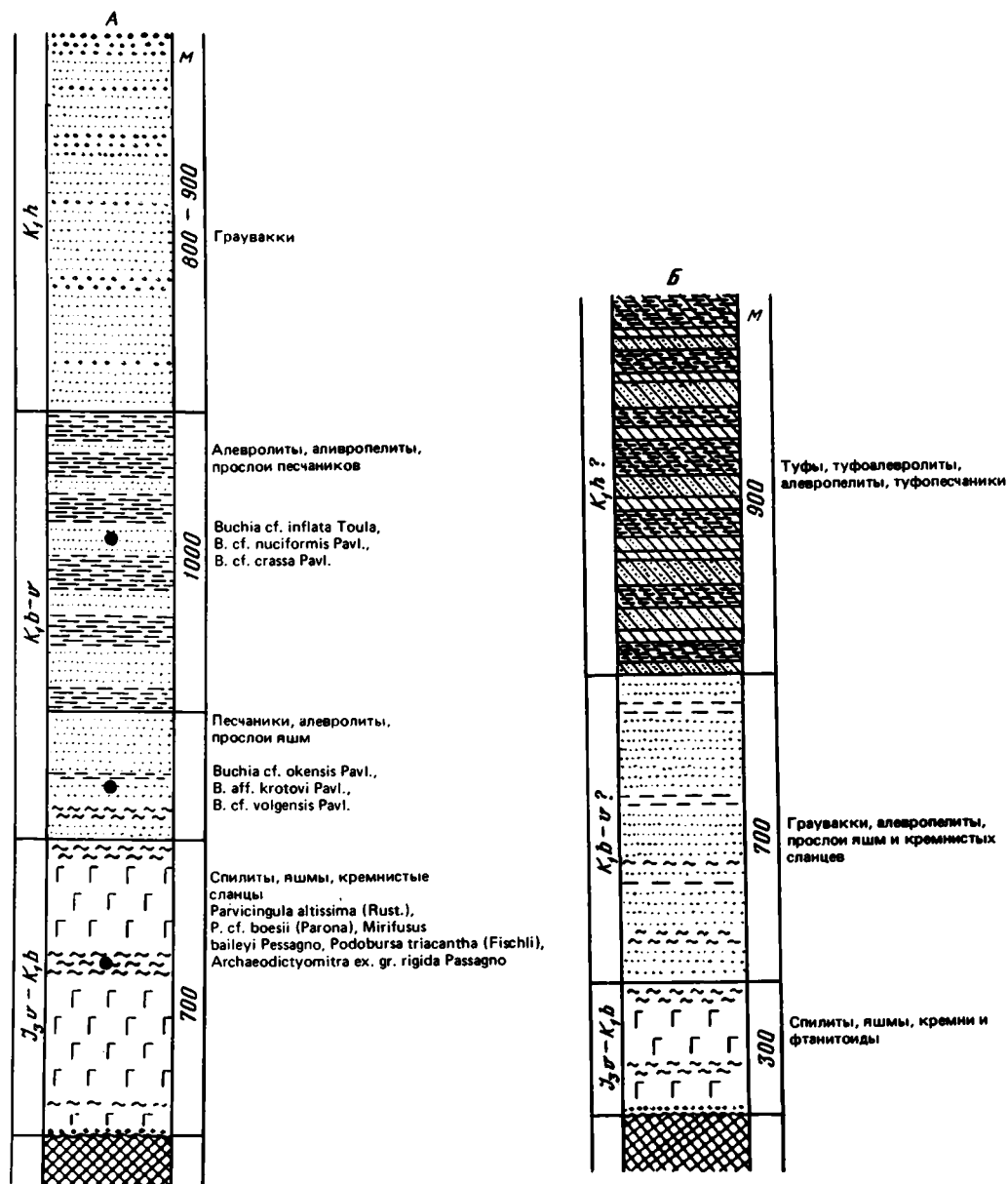


Рис. 17. Сводные разрезы майницких комплексов
А – Верхнемайницкий; Б – Нижнемайницкий

Общая мощность отложений Верхнемайницкого аллохтона, видимо, не превышает 5000 м.

Неоавтохтон представлен мощной толщей терригенных отложений, которая с базальными конгломератами в основании перекрывает аллохтонные элементы Корякской системы покровов. Возраст отложений неоавтохтонного чехла на основании сборов фауны и флоры [42, 43, 59, 60] датируется палеоценом–эоценом. Проблема возраста осадочных комплексов, выполняющих наложенные впадины, является одной

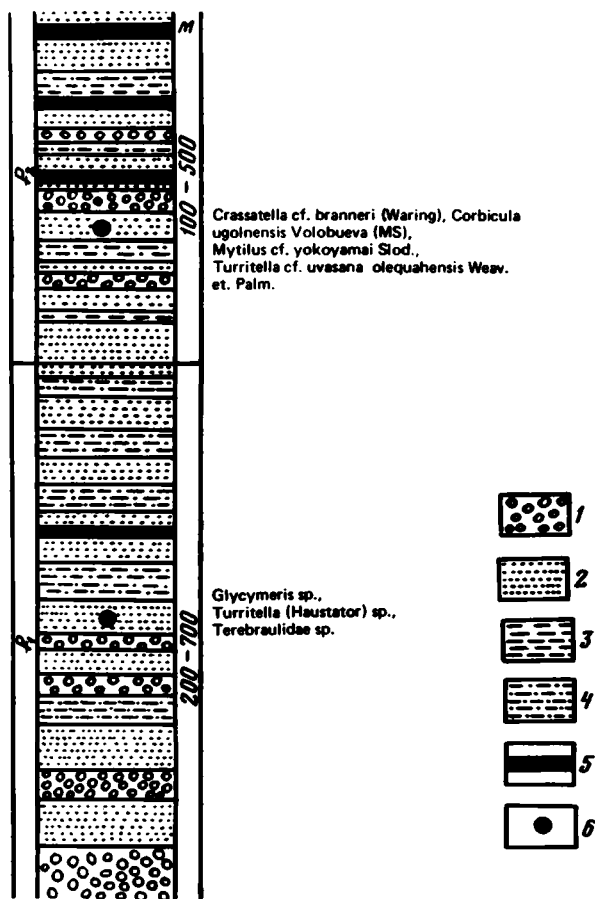


Рис. 18. Сводный разрез Корякского неогавтохтона

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники полимиктовые и олигомиктовые; 3 — аргиллиты; 4 — алевропелиты; 5 — пласты углей; 6 — места находок фауны

из наиболее неясных и дискуссионных проблем геологии Корякского нагорья. Не исключено, что в некоторых районах в их состав входят как более молодые, так и более древние отложения.

В основании неогавтохтонных отложений повсеместно прослеживается мощный горизонт полимиктовых конгломератов. Их галька состоит из молочно-белого жильного кварца, туфов, туффилов, яшм, кремней, эффузивов разного состава и плагиигранитов. Нижняя часть разреза представлена неправильными чередованиями серых и зеленовато-серых песчаников, гравелитов и конгломератов. Выше они замещаются пачками переслаивающихся алевролитов и песчаников, среди которых часто встречаются остатки листовой флоры, а также маломощные прослои угля. Из этой части разреза выделены спорово-пыльцевой спектр и богатый комплекс фораминифер [42], которые указывают на палеоценовый возраст вмещающих пород. В известковых конкрециях, часто встречающихся среди песчаников, Г.П. Тереховой обнаружены остатки *Glycymeris* sp. *Turritella* (*Haustator*) sp., а также брахиоподы из семейства *Terebraulidae*.

Верхняя часть разреза, сложенная породами эоценового возраста, представлена терригенными морскими и субконтинентальными отложениями. Основным фоном разреза являются полимиктовые и олигомиктовые средне- и мелкозернистые песча-

ники. Среди них, образуя маломощные пачки, прослои и линзы, располагаются песчаные алевролиты и аргиллиты, мелкогалечные конгломераты и гравелиты. Состав грубообломочных пород близок к составу базального горизонта. Эоценовые отложения фашиально изменчивы. Так, в районе р. Глухой нижняя часть разреза (дымнинский горизонт) представлена в основном алевролитами, среди которых в виде редких прослоев встречаются желтовато-серые мелкозернистые песчаники, тогда как в стратотипическом разрезе по руч. Дымному тонкотерригенные породы имеют резко подчиненную роль. В восточных частях территории (район бухты Угольной) к дымнинскому горизонту относятся средняя подсвита чукотской свиты, в состав которой входят три пласта каменного угля промышленной мощности. Слагающие ее породы, по данным В.И. Волобуевой и Г.П. Тереховой, содержат многочисленные остатки флоры. В алевролитах и аргиллитах установлены фораминиферы, которые, по мнению М.Я. Серовой, не противоречат указанному возрасту.

Верхняя часть разреза (пустореченский горизонт) представлена песчаниками, среди которых присутствуют алевролиты и гравелиты, а в восточной части региона — пласты каменного угля. Эоценовый возраст слоев устанавливается на основании находок *Crassatella stillwaterensis* subsp. *emimica* Volobueva (MS), *C. cf. branneri* (Waring), *Corbicula ugolnensis* Volobueva (MS), *Mytilus cf. yokoyamai* Slod., *Turritella cf. uvassana olequahensis* Weav. et Palm.

Мощности отложений, входящих в состав Корякского неогавтохтона, варьируют от 300—400 до 1000—1200 м (рис. 18). Столь резкое изменение мощностей связано с ингрессивным характером палеоцен-эоценовых отложений.

ФАЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для правильного восстановления истории развития исследуемого региона необходимо хотя бы кратко рассмотреть фации и условия накопления слагающих его отложений. Не имея возможности разобрать фации всех возрастных интервалов мезозойских отложений восточной части Корякского нагорья, остановимся, причем весьма кратко, на двух из них, на наш взгляд, наиболее показательных. Нижний рассматриваемый стратиграфический интервал охватывает волжский и валанжинский ярусы (пекельнейская свита), верхний — сеноманский и туронский ярусы (гинтеровская свита). Фашиальная характеристика входящих в них отложений будет дана последовательно для каждого из выделенных ранее структурно-формационных комплексов.

Волжско-валанжинские отложения янранайского комплекса характеризуются большой фашиальной изменчивостью. Наиболее распространенными породами являются терригенные, полимиктовые и кварц-полевошпатовые песчаники (часто с примесью циркона и сфена), алевролиты и аргиллиты. Однако облик толщ определяют кремнистые и вулканогенные породы: красные и зеленые яшмы и кремнистые аргиллиты, фтаниты и яшмоиды, измененные базальты и их туфы. Распределение их по разрезу весьма неравномерно — наблюдается быстрое латеральное замещение пачек терригенных пород кремнистыми и вулканогенными. Последние, как указывалось выше, по своим петрохимическим особенностям относятся к трем вулканическим сериям: высокоглиноземистой, толеитовой и щелочной оливиновой [38].

Формирование отложений янранайского комплекса, по-видимому, происходило в глубоководной, сложно построенной приокеанической части мезозойского бассейна. Об этом свидетельствует состав базальтоидов, которые ближе всего по своим характеристикам к типично океаническим. Наличие калиевых полевых шпатов, сфена и циркона в обломочной части терригенных отложений, видимо, указывает на то, что размыву подвергались участки суши с корой континентального или субконтинентального типа.

Вышесказанное приводит нас к выводу, что областью накопления волжско-валанжинских отложений янранайского комплекса являлся обособленный океанический

желоб с сильными продольными течениями. Последние обусловили далекий разнос сиалического материала.

Отличными от предыдущих являются отложения пекульнейской свиты на Кыпильякского комплекса. По своему составу они довольно однообразны — монотонное чередование алевролитов, мелко- и среднезернистых песчаников и аргиллитов, среди которых часто встречаются пачки туфоалевролитов и туффитов. Породы в основном неяснослоистые, реже встречаются тонкослоистые разности с волнистой и косоволнистой слоистостью. В состав песчаников входят обломки вулканических пород: эффузивы и туфы среднего и кислого состава, зерна плагиоклаза, а также силициты, раковинный детрит и обломки глинистых пород. К туффитам мы относим породы, состоящие из смеси пирокластического и осадочного материала. Пирокластический материал в них представлен измененными фрагментами вулканического стекла и плагиоклазами, осадочный — обломками эффузивов, алевролитов и аргиллитов. Среди туффитов преобладают тонкозернистые разности. Для верхней части разреза пекульнейской свиты Накыпильякского покрова характерно наличие прослоев известняков. Они представлены серыми и темно-серыми пелитоморфными и органогенно-обломочными разностями, часто со значительной примесью песчаного материала.

Волжско-валанжинские слои в ряде случаев содержат горизонты алевролита-галечных и валунных микститов (олистостром) мощностью до 30 м. Обломочная часть олистостром представлена кремнистыми породами верхнего палеозоя и триаса, также габброидами, плагиогранитами и известняками. По своему строению микститы являются плохо сортированными глыбовыми конгломератами. Связующая масса в них обычно представлена грубозернистыми и несортированными песчаниками, реже мелкогалечными гравелитами.

Анализируя вышесказанное, можно предположить, что накопление пород пекульнейской свиты на Кыпильякского комплекса происходило в сложной геодинамической обстановке недалеко от крупного тектонического уступа, с которого в область седиментации поступал грубый терригенный материал. Плохая окатанность обломков свидетельствует о недалеком переносе материала и его быстром захоронении. На рубеже валанжина-готерива бассейн испытал общее обмеление, о чем свидетельствуют почти повсеместно развитые линзы органогенно-обломочных известняков.

Волжско-валанжинские слои Каутоямского комплекса по своим фациальным характеристикам во многом близки разновозрастным образованиям на Кыпильякского комплекса. Они представлены в основном полимиктовыми и туфогенными песчаниками, содержащими прослои алевролитов и алевропелитов. В состав песчаников входят обломки разнообразных эффузивов, кремней, плагиогранитов и аргиллитов. Породы обычно слоистые с хорошо прослеживаемой градационной и реже маятниковой слоистостью. Выделяются пачки флишoidalного чередования песчаников и алевролитов. Такое строение толщ свидетельствует о значительной удаленности от источника сноса терригенного материала.

Значительно отличаются от вышеописанных отложения пекульнейской свиты в Елькельвеемского комплекса. Фоном здесь являются алевролиты и песчаники, среди которых, особенно в верхней части разреза, расположены мощные линзы, прослои и пачки полимиктовых гравелитов и конгломератов. Обломочная часть последних состоит из эффузивов разного состава, кремней, плагиогранитов и габброидов, песчаников и алевролитов. Степень окатанности обломков очень хорошая даже для крупных блоков, что указывает на мелководные условия формирования отложений. Встречаются гальки, образованные от раскола более крупных хорошо окатанных обломков. Это, очевидно, свидетельствует о транспортировке их бурным потоком, способным окатывать валуны и дробить гальки. Распределение терригенного материала указывает на то, что снос его осуществлялся с юга на север. Накопление его, видимо, происходило на склоне крупного поднятия, верхняя часть которого была выше уровня воды бассейна седиментации.

Волжско-валанжинские слои Альтваамского комплекса представ-

лены фациально-гетерогенной толщей. Ее нижние горизонты сложены алевролитами, алевропелитами, туффитами, и во многом напоминают отложения пекульнейской свиты каутоямского комплекса, верхние — мощными грубыми полимиктовыми конгломератами и гравелитами, в состав которых входят разнообразные эффузивы, плагиограниты, габброиды, яшмы, кремни, туфы, песчаники и алевролиты. Часто встречается многочисленный раковинный детрит. Степень окатанности обломков различная — мелкие гальки, как правило, окатаны очень хорошо, крупные глыбы часто угловаты и окружены шлейфом мелких обломков того же состава. Формирование конгломератов и гравелитов происходило на склоне крупного поднятия (островной дуги), с которого сносился обломочный материал. Плохая сортированность материала, наличие крупных отторженцев и глыб, видимо, свидетельствуют о значительных скоростях этого сноса. Поступление грубого терригенного материала шло с севера на юг. Об этом свидетельствует резкое его уменьшение в более южных районах по отношению к более северным.

Значительно отличаются по своим фациальным характеристикам от вышеописанных волжско-валанжинские отложения майницких комплексов. Они представлены мощными толщами яшмово-вулканогенно-терригенного состава. Яшмы по своему внешнему облику, составу и структуре во многом близки к яшмам яранайского комплекса. Это ярко- и вишнево-красные породы, содержащие значительное количество разных радиолярий. Они чередуются с бурыми и красноватыми спилитами и песчаниками. Песчаники средне- и грубозернистые, плохо сортированные, грубослоистые или массивные. По своему вещественному составу они относятся к грауваккам. Их обломочная часть состоит из средних и основных эффузивов, кремней, кварца, плагиоклазов, пироксенов, амфиболов, а также слюд и алевролитов. По-видимому, данные песчаники представляют собой продукт размыва пород офиолитовой ассоциации и вулканических комплексов.

Формирование указанных отложений, если учесть трансгрессивное перекрытие ими ультрабазитов и габброидов, происходило в пределах обширного новообразованного бассейна окраинно-морского типа. Здесь на выведенном на уровень седиментации меланократовом основании накапливалась пестрая, неоднородно построенная толща яшм, вулканитов основного состава и граувакковых песчаников.

Приведенные фактические материалы свидетельствуют о том, что в волжско-валанжинское время на территории восточной части современного Корякского нагорья существовал сложно построенный бассейн седиментации, где в различных фациальных обстановках происходило накопление преимущественно туфо-терригенных, а также яшмово-вулканогенно-терригенных отложений. Обломочный материал, сносившийся в область седиментации, поступал за счет разрушения поднятий, сложенных как породами вулканических серий, так и породами офиолитовой ассоциации (ультрабазитами, габброидами и плагиогранитами).

Сеноман-туронские отложения (гинтеровская свита) накупильякского комплекса представлены мелко- и среднезернистыми слабоизвестковистыми песчаниками вулканического состава, которые чередуются с туффитами и туфоалевролитами. В виде линз и маломощных прослоев присутствуют серые пелитоморфные и тонкозернистые известняки. Последние часто содержат значительную примесь терригенного материала. Учитывая ограниченное распространение указанных отложений, трудно судить о фациальных условиях их формирования. По своему облику они близки к одновозрастным толщам каутоямского и калинейваймского комплексов и, по-видимому, отлагались в сходных условиях.

В пределах каутоямского комплекса по фациальным признакам выделяются два типа разрезов сеноман-туронских отложений. Первый расположен в районе бухты Угольной (стратотип гинтеровской свиты) и имеет трехчленное строение. Нижняя его часть сложена полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками с подчиненным количеством алевролитов и туфов. Породы содержат значительное количество

остатков листовой флоры. Их накопление, по-видимому, шло в субаэральных или прибрежно-морских условиях. Средняя представляет собой ритмично переслаивающиеся тонкослоистые туфоалевролиты и туфопесчаники, которые содержат остатки как флоры, так и иноцерамов. Верх разреза слагают слоистые алевропелиты и алевролиты, среди которых встречаются линзы среднезернистых песчаников полимиктового состава. Смена фаций вверх по разрезу свидетельствует о постепенном углублении бассейна седиментации и, по-видимому, удалении его от источников сноса материяла.

Второй тип разреза находится южнее в бассейне рек Пекульевеи и Игровая. Нижняя его часть представлена ритмично переслаивающимися туфоалевролитами, туфоаргиллитами и прослоями светлых туфов среднего и кислого состава и мелкозернистых песчаников. Выше залегает толща темно-серых алевропелитов с тончайшей субгоризонтальной слоистостью, среди которых встречаются прослои светлых слоистых туфов, линзы и конкреции пелитоморфных известняков. По всему разрезу собраны остатки донных морских организмов (иноцерамы, ежи и т.д.).

Гинтеровская свита калинейваемского комплекса по своим фациальным признакам близка к второму типу разреза, отличаясь в целом грубым составом и несколько меньшими мощностями. Формирование обоих комплексов происходило в условиях обширного морского бассейна, однако накопление сеноман-туронских слоев калинейваемского комплекса, по-видимому, происходило в его нескольких приподнятых областях (банки, валлообразные поднятия и т.п.), о чем свидетельствует изменение гранулометрического состава и мощностей отложений. Глубина этой части бассейна была больше глубины проникновения волнения. Большое влияние на осадконакопление, по-видимому, оказывали природные течения. Во флишевых пачках пласты мелкозернистых песчаников массивных или горизонтально-слоистых могут рассматриваться как дистальные части зерновых потоков.

Сеноман-туронские отложения велькильвеемского комплекса также характеризуются по своим фациальным особенностям двумя типами разрезов. Первый из них располагается в районе оз. Пекульевского. Нижняя его часть сложена алевролитами и аргиллитами с редкими пластами песчаников. Породы несут тонкую косую слоистость, которая, видимо, сформировалась под воздействием придонных течений, аналогичных наблюдаемым в современных глубоководных бассейнах. Отложения этих течений описываются под названием "контуриты". Присутствие в толще остатков только плавающих организмов (аммонитов) также может быть следствием значительных глубин, препятствующих расселению донной фауны (иноцерамов). Средняя часть разреза, по-видимому, отражала постепенное уменьшение в сеноман-туронское время глубины данного участка бассейна и заселение его дна иноцеррами. Структурно-текстурные особенности песчаников позволяют связывать их образование с выносом обломочного материала автокинетическими потоками. Отсутствие в них глинистой составляющей, плохо развитая градиционная стратификация, отсутствие в ритмах последовательности смены типов отложений, характерной для отложений турбидитов, указывают на более вероятную связь слоев песчаников с зерновыми потоками.

Верхняя часть разреза, по-видимому, накапливалась в наиболее полифациальной обстановке. Обогащенные растительным детритом алевропелиты и аргиллиты, содержащие на отдельных плоскостях большое количество отпечатков целой листовой флоры, а также небольшие прослои углей, скорее всего, накапливались в условиях прибрежных лагун. Отсутствие в них морских организмов, возможно, объясняется тем, что условия солености были непригодными для жизни стеногалинных организмов. Пласты грубых обломочных пород с субгоризонтальной линзовидной и косоволнистой слоистостью, вероятно, связаны с выносами горных рек, их подводными дельтами.

Второй тип разреза расположен несколько восточнее, в бассейне р. Благодарной, и имеет двучленное строение. Низ его сложен слоистыми алевролитами и алевропелитами, содержащими прослои кислых туфов с четкой градиционной слоистостью. Верх разреза представлен толщей чередования алевропелитов, песчаников и мелко-

галечных гравелитов. Для песчаников характерна грубая субгоризонтальная слоистость с линзовидным распределением грубопесчаного и гравийного материала. Состав этих песчаников вулканомиктовый. Преобладают обломки андезитов, в меньшем количестве присутствуют обломки кислых пород и хлоритизированных основных стекол. В верхней части толщи значительную роль играют прослои полимиктовых конгломератов. Породы верхней части разреза содержат многочисленные остатки углефицированной флоры: листья, обломки стволов и пни с хорошо сохранившейся корневой системой. Формирование флороносной толщи рассмотренного района шло в прибрежных условиях в зонах выноса горных рек. Накопление пачки с остатками пней, несомненно, происходило уже в субаэральных условиях. Вероятно, это были заросли, покрывавшие берега лагуны.

Сеноман-туронские отложения альтаваамского комплекса достоверно известны в пределах его южной полосы (верховья р. Элевеем). По своим фациальным особенностям они очень близки одновозрастным толщам каутоямского комплекса. В северной полосе (хр. Кэнкэрэн) к этому возрасту условно относится мощная толща грубых полимиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов, формирование которой, по всей вероятности, происходило в непосредственной близости от источника сноса терригенного материала.

Полученные материалы показывают, что в пределах восточной части Корякского нагорья присутствуют достаточно мощные, преимущественно терригенные отложения, сформированные от позднего альба до раннего коньяка. Представляется, что их накопление произошло в пределах крупного участка окраинно-морского бассейна межостроводужного типа. Обломочный материал поступал в него главным образом за счет разрушения вулканических островов, сформированных в раннемеловое время. Наиболее сложно построенная суша располагалась к северу от прогиба, откуда поступали вулканический материал, испытавший зеленокаменный метаморфизм, а также граниты. Помимо алюмосиликатного материала, с этих островов в бассейн поступал и обильный растительный детрит, который определил гемипелагический облик тонкозернистых пород, часто содержащих диагенетические выделения пирита, известковые конкреции. Поступление пеплового материала в рассматриваемую часть бассейна было сравнительно небольшим, и только в центральный участок в раннеэоценовое время поступало более значительное его количество. Накопление осадков протекало в условиях разных глубин, которые менялись по площади и с течением времени.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Расшифровка мезозойской структуры восточной части Корякского нагорья затруднена в связи с наличием здесь густой сети субвертикальных разрывов неоген-четвертичного возраста. Морфологически среди них преобладают сбросы, сбросо-сдвиги и сдвиги, расположенные вдоль основных структур и секущие их. Крупные разломы часто осложнены многочисленными оперяющими их разрывами и складками.

Как уже отмечалось, в исследованном регионе выделяются две системы покровов: Эконайская и Корякская. Первая из них представляет собой каскад крупных покровных лежащих складок, в которые смяты покровные элементы. Аллохтонные комплексы, входящие в состав второй, выполняют обширный покровный синклиниорий.

Особенности строения Эконайской системы покровов в последнее время освещались в печати [6, 24, 36, 119, 120, 122]. Это позволяет изложить материал по этому региону максимально кратко. Напротив, данные по строению Корякской системы покровов в основном новые, поэтому на этом вопросе мы остановимся подробнее.

Автохтон Эконайской системы покровов — наиболее глубинный в структурном отношении элемент, представленный верхнеюрско-меловыми вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями янранайского комплекса (Янранайский автохтон).

Выходы пород автохтона в виде цепочки тектонических окон прослеживаются на расстоянии более 100 км от р. Студеной на западе до правого борта р. Ваамочка на востоке. Они слагают ядра морфологически разнообразных антиклиналей. Одним из наиболее западных выходов автохтона является ядро горст-антиклинали, прослеживающейся вдоль правого борта р. Эльгинмываям. Юго-восточное крыло этой структуры оборвано молодым крутопадающим разрывом, северо-западное представляет собой пологую моноклинали, углы падения слоев в пределах которой около 20–40°.

На левом борту р. Кокуя при погружении покровной антиклинали имеется целая система мелких тектонических окон, в которых из-под кремнисто-вулканогенных образований палеозоя обнажаются яшмы янранайской свиты. По контакту автохтонного и аллохтонного комплексов располагается маломощный пласт серпентинитового меланжа.

В междуречье Эльгинмываям—Хаидин также прослеживается серия больших по размерам тектонических окон, в которых из-под перекрывающих аллохтонных пластин обнажаются яшмово-вулканогенно-терригенные отложения автохтона. Эти структуры построены однотипно — крутые, часто осложненные сбросами антиклинали (антиформы), несколько вытянутые в северо-восточном направлении.

Наиболее восточным и одновременно наиболее крупным выходом автохтона Эконайской системы покровов является Янранайский купол. Эта крупная, почти изометричная структура (20 × 30 км) расположена на правом берегу р. Ваамочка и в верховьях р. Янранайеюм. Слагающие ядро купола верхнеюрско-меловые слои интенсивно дислоцированы в напряженные, изоклинальные и лежащие складки. По всему разрезу автохтона прослеживаются многочисленные послойные и секущие срывы. Широко развит кливаж, особенно четко выраженный в кремнистых породах. При достаточном эрозионном врезе удастся в ряде случаев проследить изменение характера складчатости по вертикали. Установлено, что снизу вверх происходит быстрое нарастание степени дислоцированности толщ. В непосредственной близости от контакта со слагающими крылья купола отложениями палеозоя и габбро-плагиогранитным комплексом породы янранайской свиты интенсивно передроблены. Внутри них прослеживаются зоны катаклаза. Мощности таких зон варьируют от нескольких до десятков метров.

Граница между автохтоном и аллохтонными пластинами Эконайской системы, видимо, — один из основных тектонических разделов восточной части Корякского нагорья; фиксируемое непосредственно в поле перекрытия достигает 25–30 км. Учитывая резкое формационное отличие отложений автохтона от одновозрастных с ним слоев аллохтона, можно предположить, что действительное перемещение при образовании покровов было значительно большим.

Аллохтон Эконайской системы покровов состоит из нескольких покровных элементов: Накыпыйлякского, Эконайского, Островного и Ионайского. Его внутренняя структура весьма сложная — это каскад обращенных к юго-востоку опрокинутых, вплоть до лежащих, складок, в которые смяты выделяемые покровные элементы. Эти складки построены в общем однотипно: ядра сложены вулканомитовыми и туфотерригенными верхнеюрско-меловыми отложениями (Накыпыйлякский покров), крылья — породами ультрабазит-габбро-плагиогранитной ассоциации (Эконайский покров), а также вулканогенно-кремнистыми и кремнистыми породами верхнего палеозоя—нижнего мезозоя (Ионайский покров). В междуречье Хатырка—Ваамочка устанавливаются несколько крупных покровных складок. Одна из них (Пнакская антиформа) тянется от левого берега р. Эльгинмываям (горы Пнаквыениткин) до правого берега р. Хаидин. Ее видимая амплитуда достигает 20–25 км (рис. 19).

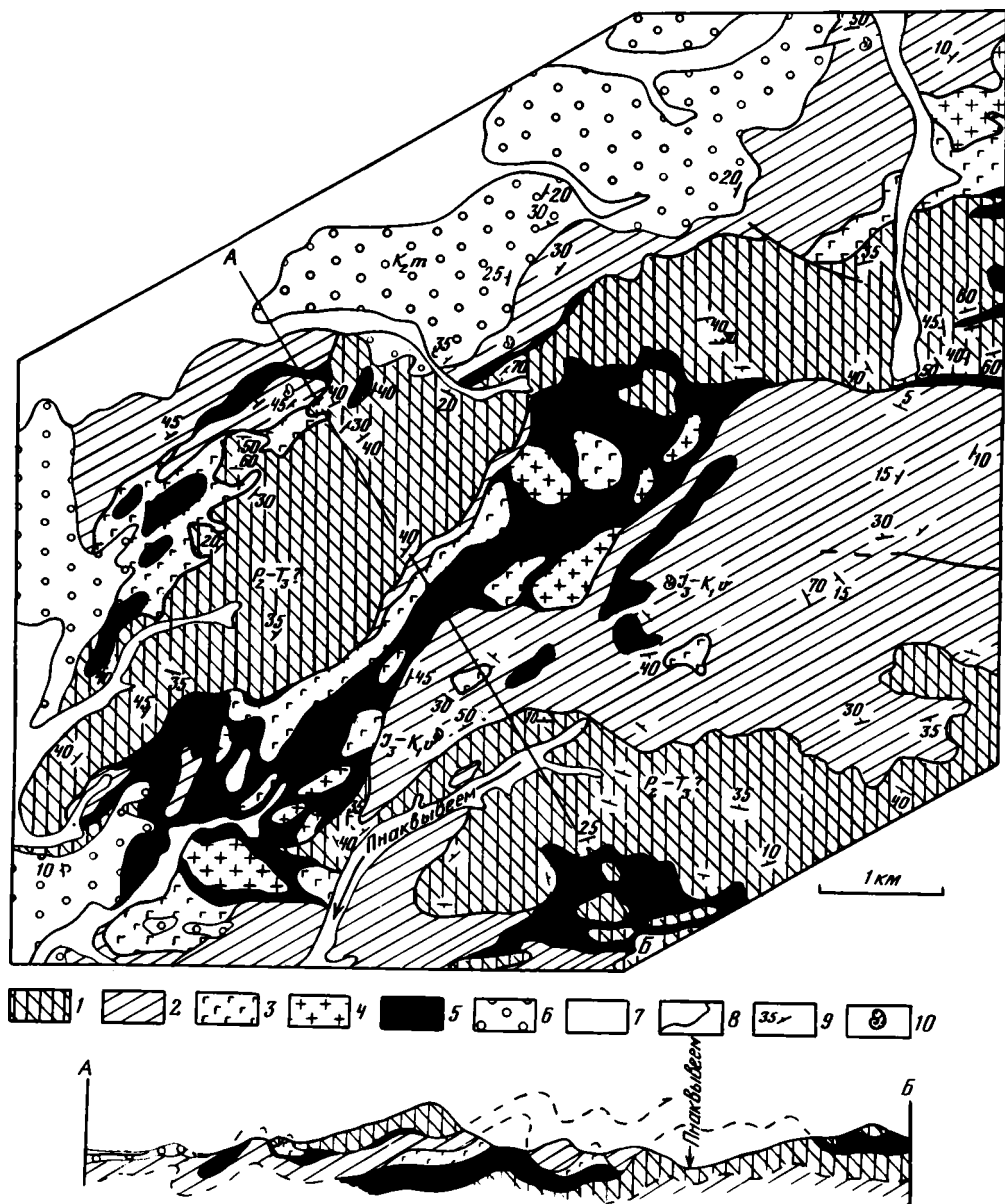


Рис. 19. Геологическая карта Пнакских гор

1 — эконайский комплекс: кремни, кремнистые сланцы, спилиты (Р-Т); 2 — накшыйлякский комплекс: туфоалевролиты, аргиллиты, песчаники (J_3-K_1v); 3 — габброиды; 4 — плагиограниты; 5 — серпентиниты и серпентинизированные гипербазиты; 6 — эльгинимынский комплекс: туфо-терригенные отложения (K_2m); 7 — четвертичные отложения; 8 — разрывы; 9 — элементы залегания пород; 10 — остатки фауны

Ядро Пнакской антиформы сложено туфо-терригенными породами пекульнейской свиты (J_3-K_1v) и сходными с ними в формационном отношении отложениями верхнего мела. Оно лучше всего вскрыто в междуречье Накшыйляк-Пнаквьвеем, где видно, что чередующиеся алевролиты, алевропелиты и песчаники интенсивно дислоцированы в крутые, часто наклоненные и запрокинутые складки с размахом крыльев

от нескольких до сотен метров. Во многих случаях видны осложняющие складки—разрывы, среди которых наблюдаются как крутые, секущие, так и поспойные срывы, маркирующиеся зонами дробления и милонитизации. По разрывам часто происходит пластическое выдавливание серпентинизированных ультрабазитов, образующих мало-мощные просечки. Почти повсеместное развитие имеет кливаж.

Крылья описываемой структуры сложены ультрабазитами, габбро и плагиогрanitaми (Эконайский покров), а также спилитами и кремнями верхнего палеозоя—триаса (Ионайский покров). В указанном районе покровные взаимоотношения наиболее отчетливо прослеживаются висячем крыле антиформы. Так, в верховьях левого притока р. Эльгиньмываям на туфо-терригенные отложения, содержащие остатки фауны пелеципод берриас-валанжинского возраста, ложатся интенсивно серпентинизированные ультрабазиты и габброиды. Последние в свою очередь перекрыты мощной кремнисто-вулканогенной толщей палеозоя—триаса (см. рис.19).

Висячее крыло антиформы смято в многочисленные, наклоненные к юго-востоку складки, особенно широко развитые на правобережье р. Ионайедем. Эти структуры, являющиеся дигитациями висячего крыла антиформы, осложнены складками более высоких порядков и многочисленными секущими разрывами.

Замок Пнакской антиформы расположен в районе слияния рек Бурной и Каменистой. Значительный эрозионный врез позволяет непосредственно видеть, как туфо-терригенные породы ядра облекаются ультрабазитами, габброидами, плагиогрanitaми и кремнисто-вулканогенной толщей. Нижнее лежащее крыло структуры вскрыто локально. Слагающие его отложения дислоцированы относительно слабо. Они смяты в конформные с автохтоном куполовидные складки, интенсивно кливажированы и катаклазированы.

Строение Пнакской антиформы может служить наглядной иллюстрацией, показывающей, что структура аллохтонного комплекса Эконайской системы покровов представляет сложно построенную систему крупных запрокинутых к югу и лежащих складок, в которые смяты все упомянутые выше покровные элементы. Процесс формирования структуры Эконайской системы, по всей вероятности, был длительным (о чем, в частности, свидетельствует появление горизонтов олистостром на разных стратиграфических уровнях) и происходил в несколько этапов: 1) последовательное надвигание пород Эконайского покрова на туфо-терригенные комплексы Накшыйлякского; 2) совместное смятие образовавшейся серии пластин в систему лежащих складок с последующим надвиганием на породы Янранайского автохтона; 3) конформная деформация аллохтона и автохтона с образованием серии тектонических куполов, в ядрах которых ныне вскрыты породы автохтона.

Неоавтохтон Эконайской системы покровов представлен мощной толщей терригенных и вулканогенно-обломочных отложений, которые с базальными конгломератами в основании перекрывают покровную структуру. Возраст неоавтохтонного чехла маастрихтский.

Структура неоавтохтонного чехла достаточно простая. Это широкие открытые антиклинали и синклинали, осложненные на крыльях субвертикальными, как правило, малоамплитудными разрывами, среди которых преобладают сбросы и сбросо-сдвиги. Размах указанных складок достигает 3—5 км, углы падения крыльев колеблются от 15—20 до 40—45°. Складчатые деформации более высоких порядков не характерны. Исключением являются мелкие складки, развитые в непосредственной близости от разрывных нарушений. Такие дислокации широко распространены в бассейне р. Студеной, отмечаются в верховьях рек Крюк и Ионайедем.

В то же время необходимо отметить, что во многих местах установлены поспойные срывы, в частности, по основанию базального горизонта (зоны дробления, зеркала скольжения).

Как уже отмечалось выше, Корякская система покровов объединяет две структурно-формационные зоны: Алякватваамскую и Майницкую. Она представляет собой систему практически разновозрастных литолого-формационных комплексов, совмещенных друг с другом в результате значительных горизонтальных перемещений [121, 124]. В нее входят следующие структурные элементы: Каутоямский, Калинейваамский, Велькильвеемский, Алякватваамский — Алякватваамская зона; Нижне- и Верхнемайницкие — Майницкая зона (рис. 20).

Взаимоотношения указанных элементов с покровами Эконайской системы на протяжении значительного времени были не ясны и трактовались авторами по-разному. Так, А.А. Александров [6] считал, что Эконайская зона тектонически перекрывает Алякватваамскую, а контакт между ними представляет собой единый разрыв, достаточно полого погружающийся на юг. Такого мнения придерживался и С.Г. Бялобжеский [36].

Как показали исследования последних лет [121], граница между этими двумя морфоструктурами представляет собой сложно построенную зону разрыва субширотного простирания, которая в большинстве случаев маркируется маломощным серпентинитовым меланжем. Угол наклона поверхности разрыва, как правило, крутой ($50-60^\circ$), разрыв падает как в северных, так и, переходя через вертикаль, в южных румбах (рис. 21). Это позволяет сделать вывод, что граница указанных зон, видимо, является омоложенной постолгоценовыми разрывами и не отражает характера первичного взаимоотношения.

Автохтон Корякской системы покровов — наиболее глубинный в структурном отношении элемент, представленный отложениями каутоямского комплекса. Породы, входящие в состав автохтона, широко развиты в пределах изученной территории. Особенно обширные поля они занимают в ее восточной части. В настоящее время отсутствуют данные об основании, на котором они залегают.

Отложения Каутоямского автохтона смяты в систему простых антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного и субширотного простирания, совпадающего с простиранием основных структур региона. Средняя ширина складок от 1,5 до 6 км. Ядра большинства антиклиналей сложены отложениями тулона—коньяка, крылья — породами кампанского и маастрихтского возраста. Морфология складок достаточно однообразна. Наиболее характерны асимметричные антиклинальные складки с более крутыми, вплоть до опрокинутых, южными крыльями и плоскими вершинами. Северные крылья моноклинально падают на север под углами $40-60^\circ$, а часто и более полого. Примером такого типа деформаций может служить крупная антиклинальная складка, вскрытая в верховьях р. Рынатанмельгин. Разделяющие их синклинали, как правило, достаточно узкие, килевидные. Северные крылья синклинальных складок осложнены малоамплитудными надвигами и сбросами.

В ряде районов (верховья р. Каутоям, бассейн р. Тэпэнен) характер складчатости меняется на обратный. Широкое распространение получают открытые корытообразные синклинали, разделенные узкими гребневидными антиклиналями. Смена характера складчатости происходит по поясам повышенной деформации пород. Слагающие Каутоямский автохтон комплексы в таких поясах смяты в напряженные антиклинальные и синклинальные складки с размахом крыльев, не превышающим нескольких сотен метров. Широкое развитие получают крутые разрывы и связанные с ними зоны дробления и вторичного изменения пород. Во многих случаях пояса повышенной деформации пород маркируются дайками среднего и кислого состава. Необходимо отметить, что указанные дайки широко развиты в пределах Алякватваамской зоны и образуют самостоятельный закономерный структурный рисунок (разбор его является предметом специальных исследований и выходит за рамки данной работы), но наиболее крупные тела приурочены к отмеченным поясам (междуречье Велькильвеем—Асальквеем и др.).

При площадном анализе складчатых деформаций пород, входящих в состав Каутоямского автохтона, удается проследить, что интенсивность дислокаций увеличивается при

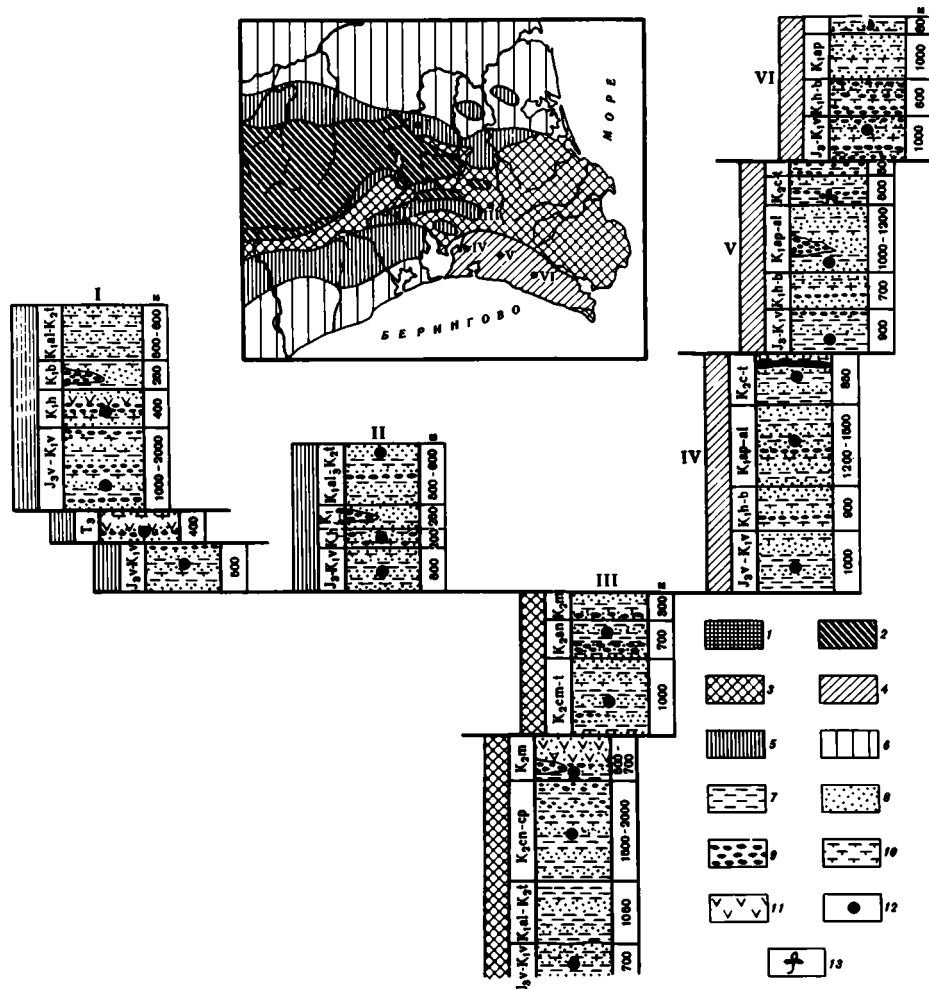


Рис. 20. Схема сопоставления разрезов Аляктаваамской зоны

I—II — Аляктаваамский покров: I — северная полоса, II — южная полоса; III — Каутоямский автохтон и Калинейваамский параавтохтон; IV—VI — Велькильвеемский покров: IV — нижняя пластина, V — средняя пластина, VI — верхняя пластина. 1 — Эконайская система покровов; 2—5 — Корякская система покровов: 2 — Майницкий покров, 3 — Каутоямский автохтон и Калинейваамский параавтохтон, 4 — Велькильвеемский покров, 5 — Аляктаваамский покров; 6 — кайнозойские впадины; 7 — алевролиты, аргиллиты, алевропелиты; 8 — песчаники; 9 — гравелиты, конгломераты; 10 — туфы среднего и кислого состава; 11 — вулканиты основного и кислого состава; 12 — остатки фауны; 13 — остатки флоры

переходе из восточных районов (бассейны рек Аляктаваам и Лахтина) в более западные (бассейны рек Ваамочка и Светлая). Также закономерно происходит нарастание степени деформированности пород от более глубоких горизонтов к более верхним, достигая своего максимума в непосредственной близости от контакта с перекрывающими их аллохтонными комплексами. Наиболее показателен в этом отношении район правобережья р. Калинейваам в его среднем течении (рис. 22). Породы гангутской свиты (K_2m), представленные ритмично чередующимися алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками (Каутоямский автохтон), тектонически перекрыты здесь песчаниками и алевролитами, содержащими остатки иноцеромов сеноман-туронского возраста (гинтеровская свита, Калинейваамский параавтохтон). Отложения гангутской

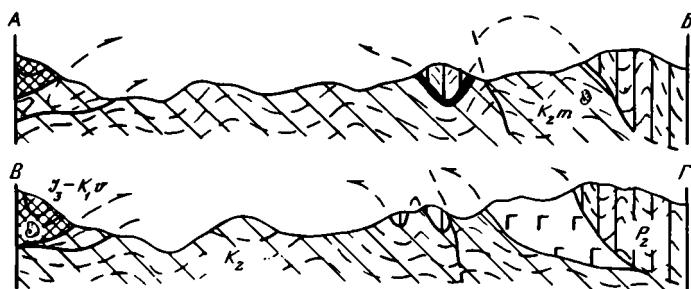
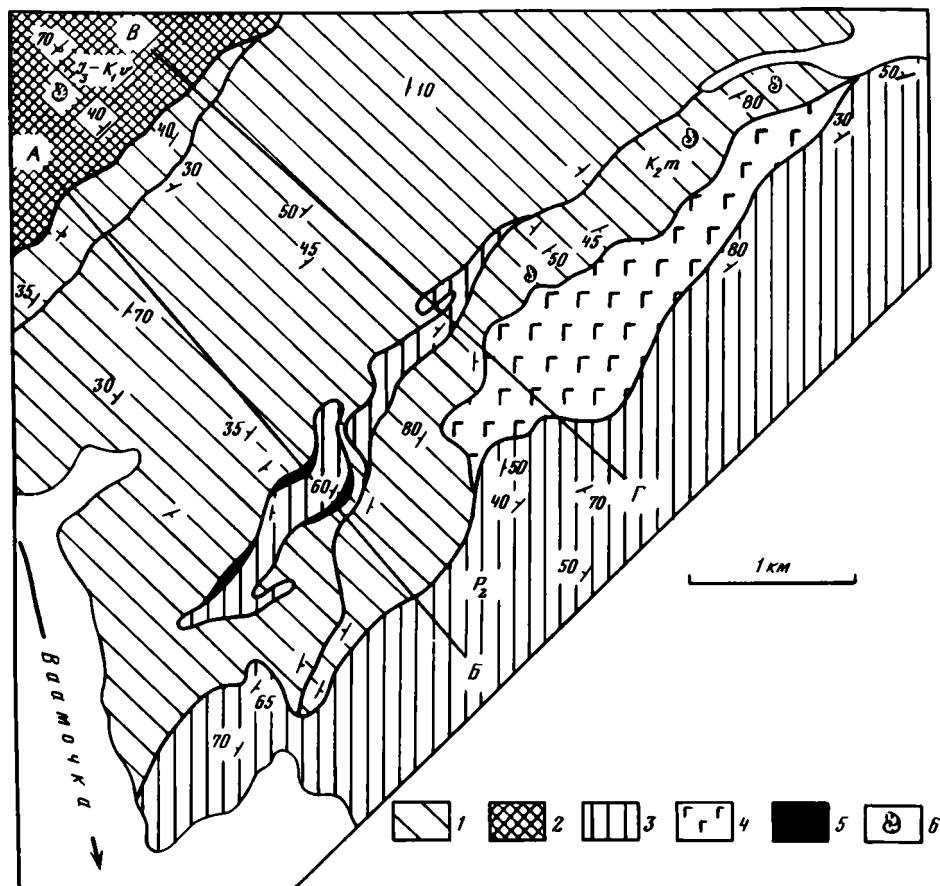


Рис. 21. Тектоническая схема левобережья р. Ваамочка

1 — Каутоямский автохтон (K_2m); 2 — Алякватваамский покров (J_3-K_1v); 3 — кремнисто-вулканогенные образования (P_2) Эконайской зоны; 4 — габброиды; 5 — серпентинитовый меланж; 6 — остатки фауны

свиты вскрываются в ядрах крупных антиклинальных складок. Структурно наиболее глубоинные слои деформированы в спокойные антиклинальные и синклинальные складки с углами падения крыльев, редко превышающими $45-50^\circ$. Размах крыльев исчисляется десятками и сотнями метров.

По мере приближения к контакту с Калинейваамским параавтохтоном характер деформаций меняется. Складки становятся более мелкими, напряженными, переходя постепенно в изоклинальные. Появляются зоны слабо наклоненных срывов, которые

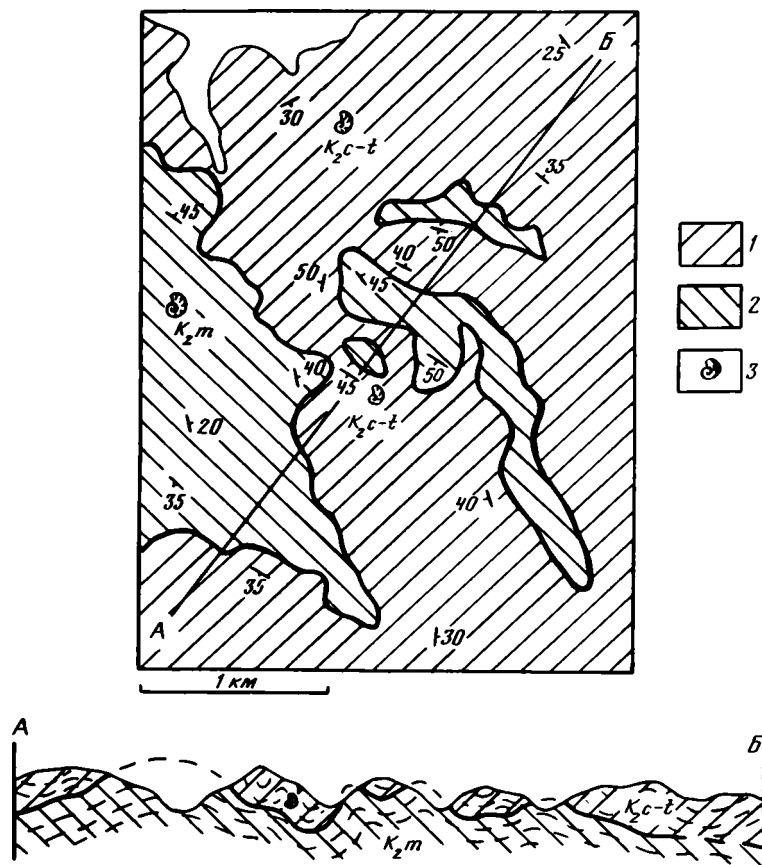


Рис. 22. Тектоническая схема правобережья р. Калинейваям

1 — Калинейваямский параавтохтон (K_2c-t); 2 — Каутоямский автохтон (K_2m); 3 — остатки фауны

хорошо следятся по горизонтам интенсивно передробленных пород. Еще выше широкое распространение получают элементы разлинзования и будинажа. Толщи постепенно теряют первичную стратификацию, подвергаясь интенсивному брекчированию и милонитизации. Мощности зон брекчированных пород достигают 10–15 м. Кроме процессов механического дробления пород, в приконтактной зоне наблюдаются элементы низкотемпературного гидротермального изменения — многочисленные прожилки карбонатов, цеолитов, пренита. Мощности зон дробления в различных районах значительно варьируют. Так, на правобережье р. Калинейваям она достигает 120–150 м, а в районе горы Удалой не превышает 25–30 м.

Параавтохтон Корякской системы покровов представлен туфо-терригенными отложениями сеноман-туронского возраста (калинейваямский комплекс), которые в формационном отношении очень близки разновозрастным толщам автохтона. При полевых исследованиях их разделение связано с определенными трудностями. Этим объясняется тот факт, что в настоящее время масштабы развития Калинейваямского параавтохтона остаются невыясненными, можно лишь предположить, что территории, занятые им, достаточно обширны. Разберем несколько конкретных примеров взаимоотношений параавтохтонного комплекса.

В бассейне р. Галечниковой (правый приток р. Алькатваам) параавтохтонный комплекс сложен средне- и грубозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и

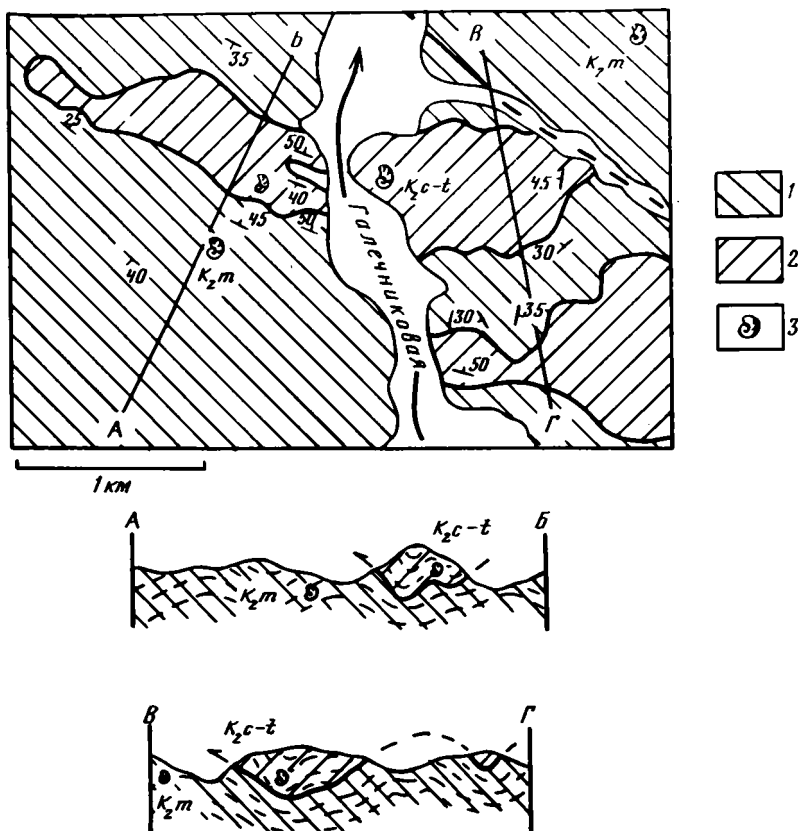


Рис. 23. Тектоническая схема среднего течения р. Галеничковой

1 — Каутоямский автохтон (K_2m); 2 — Калинейва́ямский параавтохтон (K_2c-t); 3 — остатки фауны

конгломератов, содержащих многочисленные остатки разнообразной фауны: *Neogastropiles* cf. *americanus* (Reeside et Weymouth), *Hypoturrilites* cf. *gravesianus* (Orb.), *Hamites* aff. *simplex* Orb., *Inoceramus subovatus* Ver., *I.* cf. *subovatus* Ver., *I. dunvegansensis* (s. l.) McLearn, которая, по заключению В.П. Похилайнена, свидетельствует о сеноман-туронском возрасте вмещающих пород (гинтеровская свита). Отложения, слагающие возвышенные участки рельефа, выполняют несколько синклиналильных структур, осложненных на крыльях малоамплитудными разрывами (рис. 23). Глубина эрозионного вреза (300–400 м) позволяет в ряде случаев наблюдать дно синклиналей — контакт пород гинтеровской свиты с подстилающими их алевролитами и аргиллитами. Последние в целом слабо охарактеризованы фаунистически. Тем не менее нам удалось (в ряде случаев в непосредственной близости от контакта с гинтеровской свитой) собрать остатки *Inoceramus* cf. *shikotanensis* Nag. et Mat., *I. balticus pteroides* Giers, указывающие на позднекампан-маастрихтский возраст вмещающих пород (гангутская свита).

Внутренняя структура калинейва́ямского параавтохтонного комплекса достаточно сложная. Помимо складчатых деформаций, которые мало чем отличаются от таковых Каутоямского автохтона, большое значение имеют чешуйчатые структуры. Их наличие приводит к перетасовке частей разреза внутри параавтохтона.

Характер взаимоотношений параавтохтонного комплекса и Каутоямского автохтона прекрасно прослеживается в междуречье Калинейва́ям—Лингли. Маастрихтские отложе-

ния автохтона вскрываются из-под перекрывающих их параавтохтонных пород сеноман—турона в серии небольших тектонических окон.

Несколько западнее, в бассейне р. Кладовой, фаунистически охарактеризованные отложения Калинейваямского параавтохтона (гинтеровская свита) по положому надвигу перекрывают серпентинитовый меланж¹) (фронтальный останец Майницких покровов) и подстилающие его алевролиты и песчаники, содержащие остатки фауны иноцерамов: *Inoceramus sachalinensis* Sok., *I. cf. schmidtii* Mich., *I. cf. orientalis* Sok. кампанского возраста. Благодаря резкому различию пород контакт четко прослеживается на местности. Угол падения плоскости шарьирования не превышает 20–30°. Видимая непосредственно в поле амплитуда перемещения достигает 1 км (см. рис. 38).

Одним из наиболее показательных районов, где видны взаимоотношения Каутоямского автохтона и Калинейваямского параавтохтона, является междуречье Пекульвеем—Игровая (рис. 24). Отложения, входящие в состав автохтона в этом районе, представлены мощными алевролит-песчаными толщами, в которых собрана богатая и разнообразная фауна коньякского—кампанского возраста. Они слагают ядро крупной куполовидной структуры и смяты в систему достаточно напряженных синклинальных и антиклинальных складок с размахом крыльев в сотни метров, а также прорваны многочисленными дайками среднего состава. Крылья этой куполовидной антиклинали, которую мы предлагаем назвать Пекульвеевским куполом, сложены туфоалевролит-песчаными отложениями, часто флишоидными. Фауна иноцерамов и аммонитов, найденная в них, по заключению В.П. Похилайнена, указывает на сеноман-туронский возраст вмещающих пород. В среднем течении первых правых притоков р. Пекульвеем (северная часть купола) хорошо видно, как дислоцированные алевролит-песчаные отложения коньяк-сантонского возраста, хорошо охарактеризованные фаунистически, по тектоническому контакту перекрываются песчаными и флишоидными толщами. В последних нами были собраны остатки фауны иноцерамов: *Inoceramus aff. beringensis* Perg., *I. ginterensis* Perg., *I. aff. reduuncus* Perg., *I. cf. subovatus* Ver. сеноман-туронского возраста. Граница между комплексами параавтохтона и автохтона представляет собой зону (10–40 м) сильно передробленных пород. Она хорошо читается на местности, образуя пониженные формы рельефа.

В южной части купола на левобережье р. Игровой граница между Каутоямским автохтоном и Калинейваямским параавтохтоном еще более отчетливая. Это мощная (50–80 м) зона дробления и милонитизации пород, причем дислокациям, видимо, в большей степени подверглись породы автохтона: среди дезинтегрированного песчано-алевролитового матрикса, выполняющего контактную зону, наблюдаются реликты лежащих и изоклинальных складок, а также отдельные блоки пород, в которых была собрана фауна коньяк-сантонского возраста. Она подстилает туфо-терригенную слабо дислоцированную флишоидную толщу, которая полого погружается на юг. В этой толще были найдены *Inoceramus aff. tenuistriatus* Nag. et Mat., характерные для среднегинтеровской подсвиты (сеноман—ранний турон).

В западной части купола (верховья р. Игровой) при погружении шарнира структуры видно, что ее замковая часть осложнена складками второго порядка.

Общие перемещения калинейваямского параавтохтонного комплекса, видимо, не очень значительны. Так, в районе р. Калинейваям суммарное перекрытие маастрихтских отложений сеноманом—туроном (учитывая систему тектонических окон и отдельные тектонические останцы) не превышает 5–7 км. В междуречье Пекульвеем—Игровая (Пекульвеевский купол) амплитуда перекрытия достигает 7–8 км. Имеющиеся в нашем распоряжении данные свидетельствуют о том, что калинейваямский параавтохтонный комплекс не представлял собой единой пластины, а изначально являлся системой разобщенных покровов—чешуй с амплитудой перемещения аллохтонных масс в пределах 5–10 км. Направление смещения, по всей вероятности, было встречным: одни

¹ Более подробно мы остановимся на нем при разборе положения Майницких покровов.

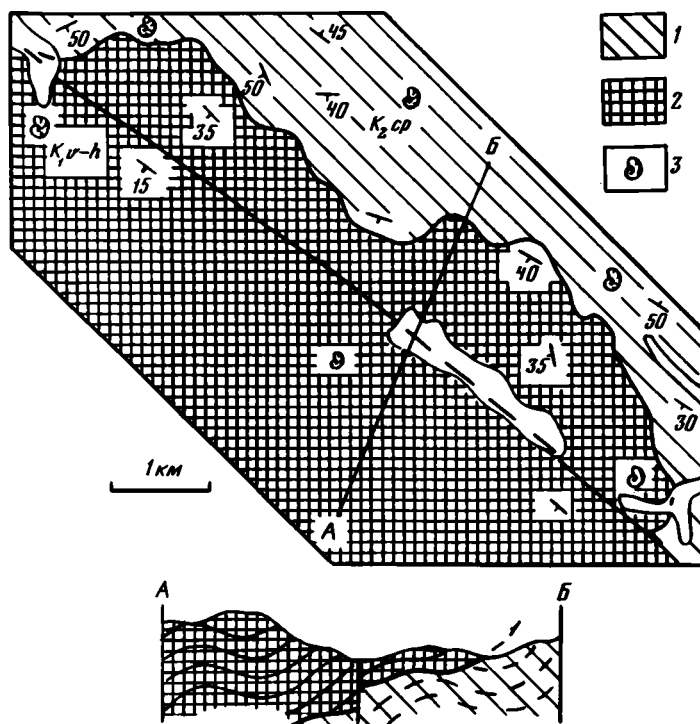


Рис. 25. Тектоническая схема района горы Снежной (верховья р. Большой Канеюль)

1 — Каутоямский автохтон (K_2 cp); 2 — Велькильвеевский покров (K_1 v-h); 3 — остатки фауны

тактирующие между собой толщи значительно отличаются по компетентности; это приводит к тому, что контакт между ними хорошо прослеживается по простиранию в виде резкого перегиба склона.

Большое значение для понимания структурных взаимоотношений Велькильвеевского покрова с подстилающими его отложениями имеет район, расположенный в верховьях левого притока р. Асальквеем (район горы Снежной) (рис. 25). Контакт между основным телом покрова и отложениями, входящими в состав Каутоямского автохтона, проходит здесь по молодому субвертикальному разрыву. Севернее его отчетливо видно, как на алевролитах и песчаниках барыковской свиты (K_2 cp), содержащих обильные остатки иноцерамов и аммонитов, в виде тонкой пластины (Асальквеевской) лежат туфоалевролиты, туфопесчаники, алевропелиты, в которых была собрана фауна двустворок: *Buchia* aff. *fischeriana* Orb., *B. cf. lahusei* Pavl., указывающая на волжско-берриасовый возраст отложений.

Внутренняя структура этой пластины очень сложная. Мелкие напряженные складки чередуются с полосами чешуйчатого строения и зонами интенсивного дробления и милонитизации, в которых теряется первичная стратификация пород. Асальквеевская пластина представляет собой реликт нижней части Велькильвеевского аллохтона, сохранившейся на породах Каутоямского автохтона (рис. 26).

Необходимо отметить, что характер деформаций более верхних горизонтов нижней пластины Велькильвеевского аллохтона существенно иной. Преобладают широкие спокойные складки, осложненные крутопадающими разрывами и складчатостью более высоких порядков, приуроченной к замкам крупных складок. Одним из наиболее показательных в этом отношении районов является междуречье Мечутвеем—Янранайвеем.

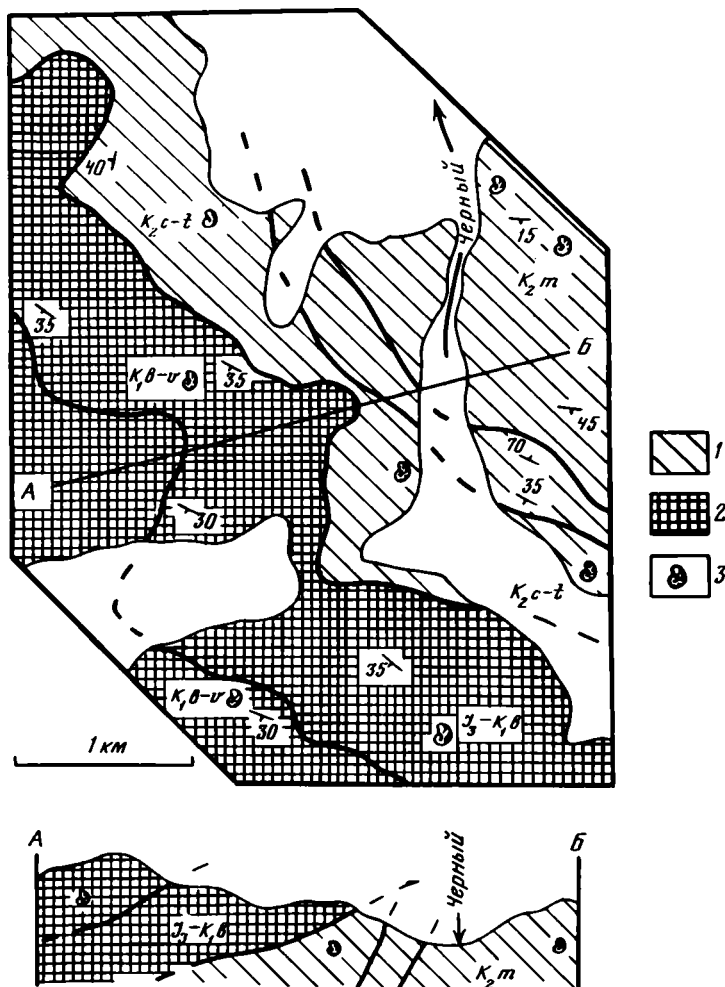


Рис. 26. Тектоническая схема бассейна руч. Черного

1 – Каутоямский автохтон (K_2c-m); 2 – Велькильвеевский покров (J_3-K_1v); 3 – остатки фауны

Средняя пластина Велькильвеевского покрова образована отложениями волжского–коньякского ярусов. Она по пологому разрыву перекрывает сходные по своим возрастным и литолого-формационным характеристикам комплексы нижней пластины. Рассмотрим строение двух небольших участков, где покровные соотношения, на наш взгляд, проявляются наиболее четко. Первый из них расположен в междуречье нижних течений рек Мечутеев и Велькильвеев. Здесь на северо-восточных отрогах горы Монумент отчетливо видно, как нейкинвеевская свита, сложенная грубыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, содержащими редкие остатки раковин: *Aucellina aptiensis* Orb., указывающих на альбский возраст вмещающих пород, подстилается песчано-алевролитовой, ритмично построенной толщей. Эта толща является частью непрерывного разреза, наиболее высокие из фаунистически охарактеризованных горизонтов которого содержат остатки иноцерамов *Inoceramus nipponicus* Nag. et Mat., *I. ginterensis* Perg. и аммонитов *Marshallites* sp., *Tetragonites* aff. *glabrum* (Jimbo) сеноман-туронского возраста.

Граница между этими отложениями и породами нейкинвеевской свиты (K_1al) тектоническая, по контакту прослеживается зона дробления и осветления пород. Плоскость разрыва полого ($30-35^\circ$) падает на юг.

В береговых обрывах р. Мечутеем, расположенных примерно в 5 км к югу от горы Монумент, вскрываются флишидные отложения гинтеровской свиты (K_2c-t), а возвышающиеся над ними безымянные сопки (стрелка рек Велькильвеем и Мечутеем) сложены породами нейкинвеевской свиты (K_2al). Непосредственный контакт между ними задернован, но их расположение позволяет предположить, что поверхность надвига по мере погружения на юг еще больше выполаживается.

Второй участок располагается несколько западнее в бассейне р. Ергичгуйгвеем. Толщи, входящие в состав нижней пластины Велькильвеевского покрова, здесь представлены чередующимися алевролитами и песчаниками, содержащими многочисленные остатки фауны и флоры, которые указывают на альб-туронский возраст вмещающих пород. Отложения смяты в систему крутых напряженных складок субширотного простирания, осложненных многочисленными разрывами, местами ссещены. По положению разрывы они перекрываются (что хорошо видно по северному борту долины реки) алевролитами, алевропелитами и туфами, охарактеризованными фауной двустворок: *Buchia crassicollis* Keys., *B. crassa* Pavl. валанжинского возраста. Контакт между альбтуронскими и валанжинскими отложениями лучше всего вскрыты в верховьях правого притока р. Ергичгуйгвеем. Он представляет собой зону дробления, милонитизации и меланжирования пород мощностью от 10–15 до 100 м.

Характер деформаций внутри средней пластины Велькильвеевского аллохтона мало чем отличается от описанных выше деформаций в нижней пластине. Это широкие спокойные синклинали и антиклинали с углами падения от 30 до 60° . Основными осложняющими элементами являются разрывные нарушения с незначительными амплитудами смещения.

Верхняя пластина Велькильвеевского покрова образована отложениями волжско-коньякского яруса включительно. Ее характерной чертой является полное выпадение из разреза пород сеноман-туронского возраста (гинтеровская свита). Занимая структурно наиболее высокое положение, верхняя пластина представляет собой обширную, несколько вытянутую в плане синформу длиной около 60 км при ширине 15–20 км. Соотношения с более низкими пластинами прослеживаются не везде одинаково. В восточной части структуры фронтальный надвиг прослеживается на водоразделе рек Дымная и Большой Канеюль. Хорошо видно, как отложения кенвутской (K_1ar) и нейкинвеевской (K_1al) свит, слагая пологую моноклинали, по разрыву уходят под туфогенные песчаники, содержащие остатки двустворок: *Buchia* cf. *crassa* Pavl., *B. aff. bulloides* Lah., *B. aff. sublaevis* Keys валанжинского возраста и несколько выше по разрезу иноцерамов из группы *Colonicus* готеривского возраста. Западнее он в большинстве мест закамуфлирован молодыми субвертикальными разломами.

Тыловой надвиг прослеживается более отчетливо. В виде хорошо читаемой зоны разлома, наклоненной на северо-северо-восток, он протягивается от среднего течения р. Полосатой до правобережья нижнего течения р. Пики. Угол наклона поверхности разрыва меняется от $20-25$ до $50-60^\circ$. В лежачем его крыле вскрываются туфо-терригенные отложения кенвутской свиты, содержащей, по данным Г.П. Тереховой, апт-альбскую фауну. Висячее крыло сложено интенсивно дислоцированными и вторично измененными берриас-валанжинскими породами пекульнейской свиты.

При общей симметричности структуры верхней пластины Велькильвеевского аллохтона ее южное, обращенное к Берингову морю, крыло дислоцировано заметно сильнее. Помимо крутых складок, здесь широко развиты срывы, часто маркируемые дайками габбро-диабазового состава.

Западнее устья р. Пика отложения Велькильвеевского аллохтона по пологому, падающему на север надвику перекрывают олигоценые терригенные отложения.

Заканчивая характеристику Велькильвеевского аллохтона, остановимся на вопросе об амплитудах его горизонтального перемещения. Необходимо отметить весьма прибли-

зительный характер их оценки. Ширина каждой из выделяемых пластин от 10 до 25 км. Простой разворот этих пластин дает минимальную амплитуду смещения около 40—50 км. Сложнее определить величину смещения относительно Каутоямского автохтона. В настоящее время мы не располагаем данными, позволяющими произвести его оценку, но, видимо, оно не было значительным.

Алькатваамский покров сложен породами от титона до турона включительно и образует две обособленные полосы выходов — южную и северную. Южная полоса прослеживается от среднего течения р. Пекульедем на востоке до р. Ваамочка на западе на расстояние около 75 км. Отложения, слагающие северную полосу, выполняют осевые части хребтов Кэнкэрэн и Изнурительного. Ниже мы последовательно рассмотрим взаимоотношения южной и северной полос Алькатваамского аллохтона с подстилающими комплексами.

Восточным ограничением южной полосы Алькатваамского аллохтона является междуречье Пекульедем—Эленведем (рис. 27). Верхнеюрско-меловые породы, слагающие аллохтонное тело, выполняют ядро крупной синформы (Эленведемская), которая протягивается в субширотном направлении на расстояние 20 км от р. Пекульедем на востоке до слияния рек Каканат и Облачная на западе, имея максимальную ширину до 6 км. На всем протяжении структуры благодаря резкому различию в литологии контактирующих толщ хорошо прослеживается поверхность надвига (рис. 28).

На стрелке рек Пекульедем—Эленведем четко видно, как на терригенные флишoidные отложения, содержащие раннесенонские иноцерамы: *Inoceramus yokoymai* Nag. et Mat., I. cf. *uwajimensis* Yeh., тектонически налегают грубые туфогенные породы, в которых были собраны остатки валанжинских двустворок: *Buchia* aff. *inflata* (Toula), *B. crassicollis* Keys. Падение плоскости сместителя примерно 25—30° на север. Восточнее, на водоразделе Эленведем—Кыргонайваам, пекульейская свита тектонически лежит на отложениях кампанского возраста, также охарактеризованных фаунистически.

Выход поверхности тылового надвига прослеживается по правому борту р. Игривой (на востоке) и в среднем течении левых притоков р. Облачной (на западе). Эленведемская синформа является сопряженной структурой с описанным выше Пекульедемским куполом. Этим объясняется тот факт, что на правом борту р. Игривой в скальных отложениях мы наблюдаем, как сеноман-туронские отложения Калинейваамского параавтохтона (гинтеровская свита) тектонически перекрываются практически одновозрастными с ними, но отличными по составу отложениями Алькатваамского покрова. Оба комплекса хорошо охарактеризованы фаунистически. В западной части структуры, на левобережье р. Каканат, отчетливо видно, как фронтальный и тыловой надвиги смыкаются, образуя единую поверхность, по которой происходило перемещение покрова. Внутренняя структура Эленведемской синформы достаточно сложная. Степень деформации отложений неравномерна по площади — слабо дислоцированные зоны чередуются с зонами, в которых породы смяты в узкие, напряженные складки южной vergentности. Очень широко развит кливаж. В ряде случаев удается установить счешуенность разреза аллохтона.

На левом берегу р. Галечной и на водоразделе с р. Кыргонайваам прослеживается южное крыло Галечной синформы. Севернее ее крыло практически нацело срезано молодым разломом, проходящим по правому борту долины реки. Однако в верховьях правого притока р. Кыргонайваам нам удалось наблюдать, как породы, слагающие Эленведемскую синформу, по периклинали разделяющей их антиформы смыкаются с Галечной синформой и являются реликтами ее северного крыла. Ширина этого перехода необычайно узкая и не превышает 150 м. Непосредственно под этим "мостиком" были обнаружены неопределенные остатки флоры и фауны: *Inoceramus* cf. *schmidtii* Mich., указывающие на кампанский возраст вмещающих пород. Южное крыло структуры сложено мощными туфо-терригенными отложениями, в которых были собраны остатки валанжинского, альбского и сеноман-туронского возраста. По прекрасно следуемому надвику вдоль южного склона хребта данные отложения перекрывают

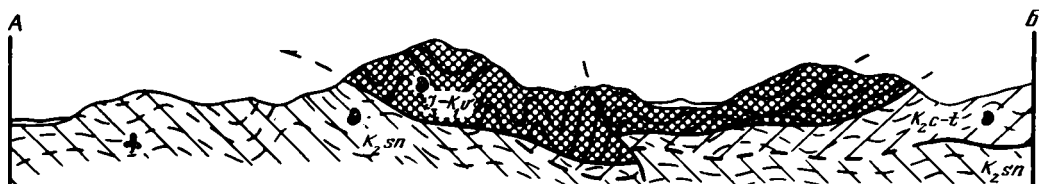
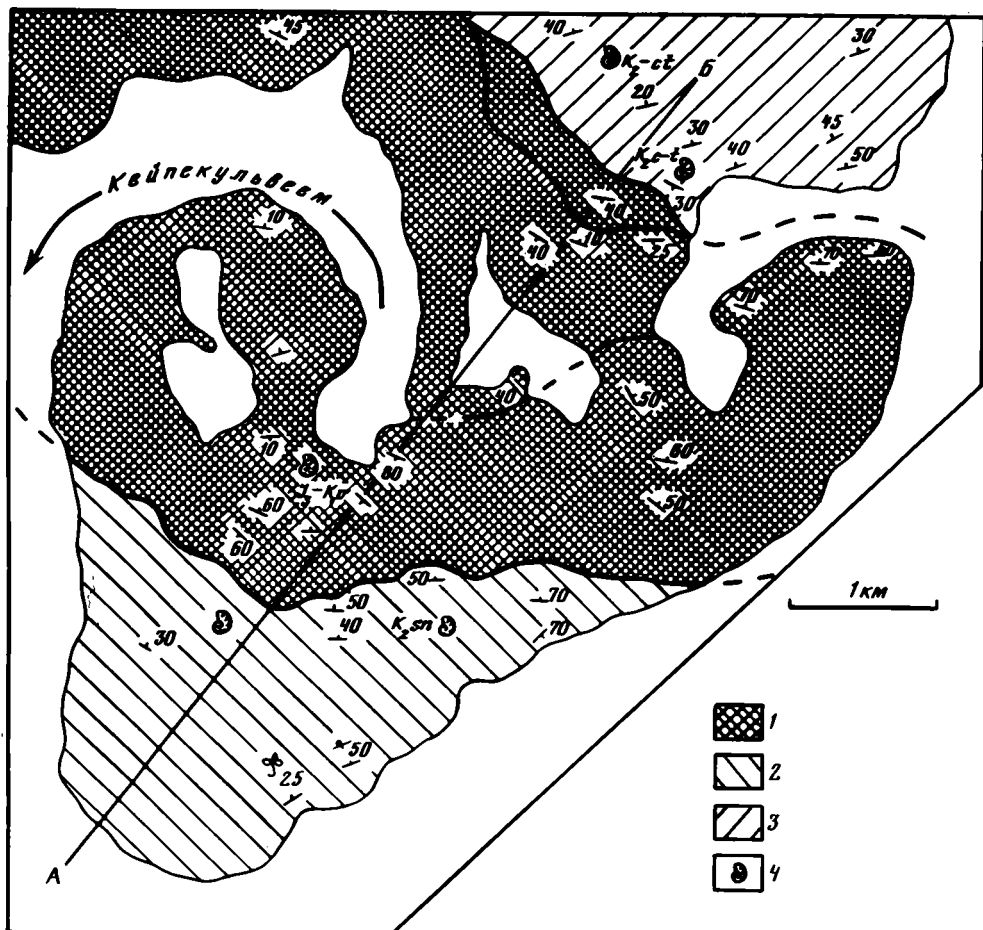


Рис. 27. Тектоническая схема восточной части Эленвеемской синформы

1 – Алякватваамский покров (J_3-K_1v); 2 – Каутоямский автохтон (K_2sn); 3 – Калинейваамский параавтохтон (K_2c-t); 4 – остатки фауны

песчано-алевролитовую толщу позднего сенона, в которой нами, вслед за Г.П. Тереховой, были собраны остатки фауны иноцерамов указанного возраста.

Внутренняя структура южного крыла Галечной синформы сложна: помимо морфологически разнообразных складок, удастся проследить (основываясь на находках фауны) сдвигание его разреза. Нижние горизонты разреза Алякватваамского аллохтона в этом районе подверглись интенсивному брекчированию. Зоны передробленных пород прослеживаются также вдоль многочисленных разрывных нарушений субширотного простирания.

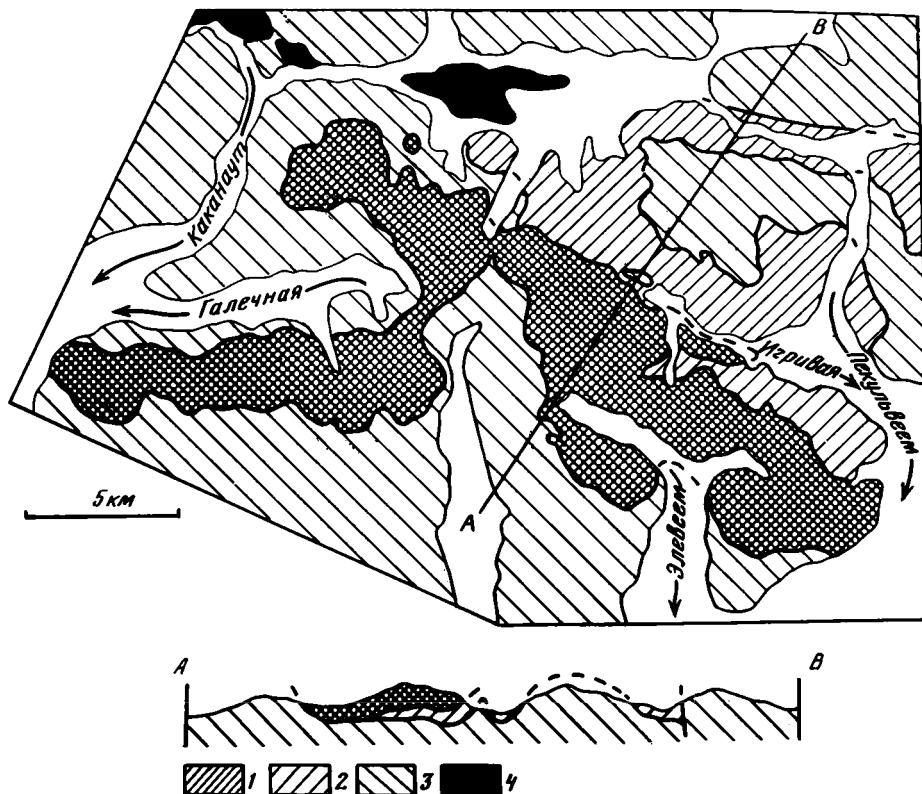


Рис. 28. Тектоническая схема междуречья Каканаут-Пекульвеем (Эленвеемская синформа)

1 – Алькатваамский покров (J_3-K_2t); 2 – Калинейваамский параавтохтон (K_2c-t); 3 – Кау-
тоямский автохтон (K_{2sp}); 4 – серпентинитовый меланж

В бассейне р. Каканаут полоса выходов южной ветви Алькатваамского покрова прерывается. Западнее входящие в него породы появляются в бассейне р. Волчьей, слагая крылья крупной Росомашинской синформы (см. рис. 36). Ядро синформы выполнено Росомашинским серпентинитовым меланжем¹. От левобережья р. Волчьей до среднего течения р. Ваамочка верхнеюрские-раннемеловые породы покрова протягиваются непрерывной полосой, выполняя ядра крупных синформ, разделенных куполовидными выходами автохтона. С юга на север здесь выделяются следующие основные структуры: Скалистая, Росомашинская, Кельмьевская. Фронтальный надвиг южной полосы Алькатваамского покрова прослеживается очень отчетливо и, как правило, отмечен резким геоморфологическим уступом (рис. 29).

В верховьях р. Тесной в скальных обрывах по обоим бортам долины видно, что туфогерригенные отложения пекульнейской свиты (J_3-K_1v) по разрыву, падающему под углами $45-50^\circ$ на север, перекрывают флишиодные толщи позднего сенона и вулканиты маастрихта-даниа. Породы лежащего крыла смяты в простые антиклинальные и синклинальные складки северо-восточного простирания. Их амплитуда не превышает 1–2 км. Нижние горизонты аллохтонного комплекса, слагающие висячее крыло надвига (разрыва), дислоцированы в мелкие напряженные, вплоть до изоклинальных, складки.

Одним из наиболее показательных районов является междуречье Вапаваам–Подзем-

¹ Более подробно мы остановимся на этой структуре при характеристике Майнишского аллохтона, фронтальным останцом которого является меланж.

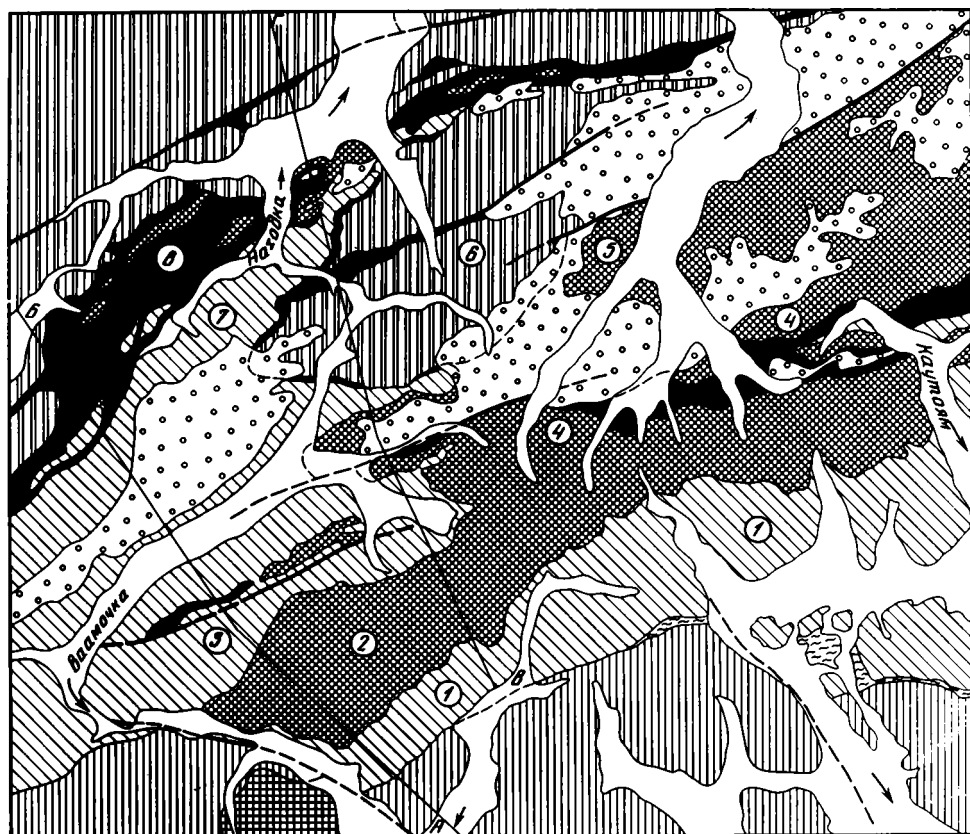


Рис. 29. Тектоническая схема междуречья Ваимочка-Ныгчеквеем

1-2 - Эконайская система покровов: 1 - Янранайский автохтон, 2 - Эконайский и Накыпый-лякский покровы нерасчлененные; 3-10 - Корьянская система покровов: 3 - Калинейваамский параавтохтон, 4 - Каутоямский автохтон, 5 - расланцованные габброиды и серпентиниты, 6 - Альтатваамский покров, 7 - серпентинитовые меланжи, 8 - Нижнемайницкий покров, 9 - Верхнемайницкий покров, 10 - Корьянский неавтохтон

ная. Разделяющий их хребет сложен плотными туфо-терригенными породами, в которых найдены остатки *Buchia* cf. *inflata* (Toula) валанжинского возраста. По его подножию из-под делювиальных развалов вскрываются черные алевролиты и аргиллиты, содержащие остатки иноцерамов кампанского возраста: *Inoceramus* cf. *sachalinensis* Sok., *I.* cf. *orientalis* Sok. Северо-восточнее, в верховьях р. Вапаваам, в сходных отложениях нами была собрана флора, указывающая, по заключению Е.Л. Лебедева, на

поздне меловой возраст вмещающих пород. Контакт между верхнемеловыми и нижнемеловыми отложениями прослеживается по резкому перегибу в рельефе, а в ряде мест вскрыт глубоко врезаемыми ручьями. Непосредственно в обнажениях можно наблюдать, что он представляет собой тектоническую зону дробления и милонитизации пород. Повсеместно встречаются многочисленные зеркала скольжения. Поверхность разрыва полого под углами 20–25° погружается на север.

На юго-западных склонах горы Страшной и по левому борту р. Ваамочка (ниже устья р. Рынымчуевеи) налегание отложений Аляктаваамского покрова на Каутоямский автохтон прослеживается особенно хорошо. Поверхность сместителя здесь маркируется небольшими телами серпентинитов. Она залегает практически горизонтально. Породы выше и ниже нее рассланцованы до филлитовых сланцев.

Видимая амплитуда перекрытия автохтона покровным комплексом в верховьях р. Вапаваам составляет 6–7 км, а по левобережью р. Ваамочка — 4–5 км. В этих двух районах мы наблюдаем днище Скалистой синформы. Северное крыло синформы в западной части структуры осложнено субвертикальным, разрывным, проходящим по долине р. Майнагытгывеи. В массиве горы Страшной, а также в верховьях р. Рынымчуевеи хорошо прослеживается внутренняя структура аллохтона. Она представляет собой систему наклоненных и запрокинутых к югу и юго-востоку складок, осложненных крутыми разрывами. Во многих местах фиксируются послойные срывы, маркируемые зонами дробления и рассланцевания пород. Монотонность разреза аллохтона затрудняет расшифровку его внутренней структуры. Тем не менее удается установить, что в ряде случаев он сдвоен по пологим, погружающимся на север надвигам. При анализе региональной структуры очень четко заметна дисгармония складчатости автохтона и аллохтона.

В верховьях р. Ваамочка при погружении крупной антиформы (Туманная) на ее периклинали соотношения Каутоямского автохтонного и Аляктаваамского покровного комплексов прослеживаются наиболее четко. На водоразделе р. Ваамочка и ее правого притока руч. Снежного видно, как алевролиты и аргиллиты, содержащие фауну сенона — *Inoceramus pagaoi* Zon., тектонически перекрываются породами волжско-валанжинского возраста, содержащими остатки фауны двустворок: *Buchia* ex gr. *fischeriana* (Orb.), *B. cf. volgensis* (Zah.), *B. inflata* (Toula) (рис. 30). Периклинальное замыкание структуры осложнено более мелкими складками, деформировавшими поверхность сместителя. Туманная антиформа представляет собой куполовидную структуру, осложненную в центральной осевой части синклинальным перегибом. Ядро этой синклинали (синформы) выполнено верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями и серпентинитовым меланжем руч. Туманного. Крылья сложены флишоидными толщами сантаона-кампана и угленосными вулканогенно-осадочными образованиями маастрихта (рис. 31).

Покровные взаимоотношения лучше всего прослеживаются на восточном окончании хр. Туманного. Отложения Аляктаваамского покрова (туфо-терригенные породы поздней юры-раннего мела) слагают здесь водораздельный гребень. Они интенсивно деформированы в мелкие складки и сильно кливажированы. Ограничивающая их снизу поверхность надвига видна очень четко, маркируясь резким изменением характера рельефа. Ниже разрыва обнажаются алевролит-песчаные флишоидные толщи, в которых нами была собрана фауна аммонитов и иноцерамов: *Gaudryceras* sp., *Inoceramus arcticus* Ver., указывающая, по мнению В.П. Похиалайнена, на поздне турон-коньякский возраст вмещающих пород. Покровный комплекс перекрывает различные горизонты автохтона. Так, на левобережье руч. Перевального к разрыву подходят уже кампанские слои, содержащие остатки *Sphenoceramus* sp. (рис. 32).

В рассматриваемом районе, пожалуй, наиболее отчетливо проявилась дисгармония складчатости между покровным комплексом и его основанием. На северном склоне вершины с отметкой 1131,5 видно, как стоящие на головах волжско-валанжинские отложения ограничены снизу пологим разрывом, по которому они перекрывают кампанские слои (см. рис. 28). Это свидетельствует о том, что одновременно с движением

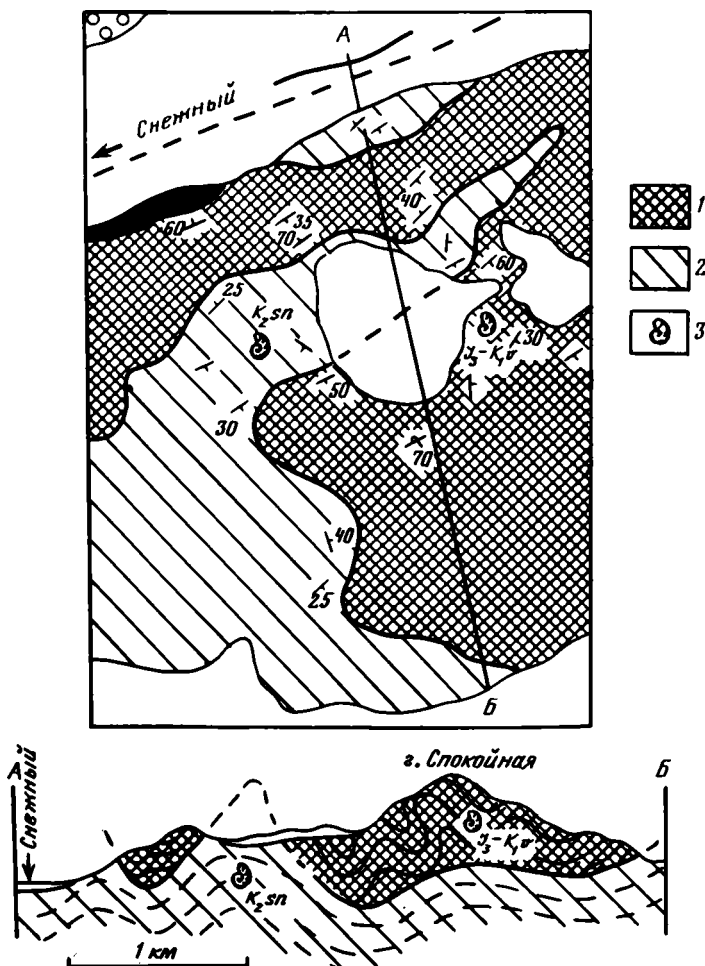


Рис. 30. Тектоническая схема междуречья р. Ваамочка — руч. Снежный

1 — Алыкатваамский покров ($J_3 - K_1 v$); 2 — Кауляямский автохтон ($K_2 sn$); 3 — остатки фауны

покрова происходила его деформация. Позднее образовавшаяся покровная структура была конформно смята с образованием системы синформ и осложняющих их складок более высоких порядков.

Юго-западнее, в бассейне руч. Туманного, ядро синформы выполнено серпентинитовым меланжем. Меланж мономиктового состава сложен апопироксенитовыми серпентинитами и глыбами интенсивно серпентинизированных перидотитов. Его взаимоотношения с породами автохтона прослеживаются на северном крыле структуры. Здесь видно, как фаунистически охарактеризованные отложения кампана—маастрихта под углами $30-60^\circ$ погружаются под серпентинитовый меланж (см. рис. 31). На левом борту руч. Туманного меланж тектонически перекрыт отложениями, входящими в состав Калинейваамского параавтохтона, — песчаники и алевролиты, содержащие сеноман-туронскую фауну.

К сожалению, геологическая структура не позволяет сделать вывод о первичном положении туфо-терригенных отложений Алыкатваамского покрова относительно серпентинитового меланжа руч. Туманного. Вполне возможно, что меланж являлся основанием покровного комплекса, реликты этого основания мы наблюдаем на лево-

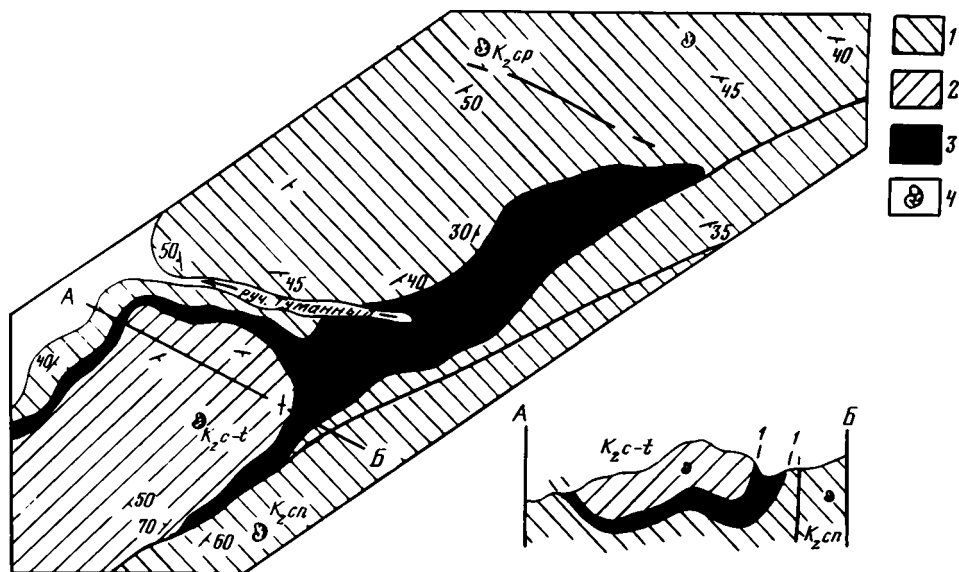


Рис. 31. Тектоническая схема бассейна руч. Туманного

1 — Каутоямский автохтон (K_2sn); 2 — Калинейваамский параавтохтон (K_2c-t); 3 — серпентинитовый меланж; 4 — остатки фауны

бережье р. Ваамочка в районе устья р. Рынмычувеем. Обращает на себя факт его мономиктового состава, что в целом не свойственно большинству серпентинитовых меланжей Майницкой зоны.

Северная полоса Алыктаваамского аллохтона протягивается по осевой части передовых хребтов Корякского нагорья — Кэнкэрэн и Изнурительного. Слагающие полосу аллохтона отложения, как уже отмечалось, имеют достаточно широкий возрастной диапазон — от верхнего триаса до сеномана—турона.

Вдоль южного склона хребтов проходит зона разрыва, по которой указанные отложения надвинуты на разновозрастные комплексы. В восточной части на правобережье р. Нонмыкенывеем и ее правого притока, руч. Заросшего, на песчаниках и алевролитах, содержащих остатки иноцерамов сеноман-туронского возраста (*Inoceramus beringsensis* Perg.), лежит грубая туфо-терригенная толща (конгломераты, гравелиты, грубые туфы, песчаники), охарактеризованная остатками двустворок: *Buchia* aff. *jasikovi* (Pavl.), *B. ex gr. fischeriana* (Orb.), *B. cf. nuciformis* (Pavl.) волжско-валанжинского возраста. Контакт этих толщ лучше всего вскрыт в среднем течении ручья, стекающего с южного склона горы Шапка. На отмытых бортах ручья видно, что породы в приконтактной зоне смяты в запрокинутые к югу, напряженные мелкие складки и нарушены многочисленными, падающими к северу пологими разрывами. Повсеместно встречаются зеркала скольжения и зоны милонитизированных пород. Западнее на левом борту р. Кэнкэрвеем волжско-валанжинские отложения (также хорошо охарактеризованные фаунистически) перекрывают интенсивно дислоцированную флишюидную толщу, в которой найдены остатки фауны: *Inoceramus uoyouamai* Nag. et Mat., *I. aff. uwajimensis* сенонского возраста. К контакту приурочена зона катаклаза и цеолитизации мощностью до 30–50 м.

На южных склонах массива пика Ястреб аллохтонный комплекс, представленный грубыми туфогенными породами кэнкэрэнской свиты (K_1h), тектонически надвинут на черносланцевую толщу позднеоцен-олигоценного возраста. На западе хр. Кэнкэрэн, в бассейнах ручьев Ергичгуйгвеем и Нептун, поверхность фронтального надвига Алыктаваамского покрова видна особенно четко. Это вызвано резким различием пород, слагающих крылья разрыва. В его лежащем крыле вскрываются мощный серпен-

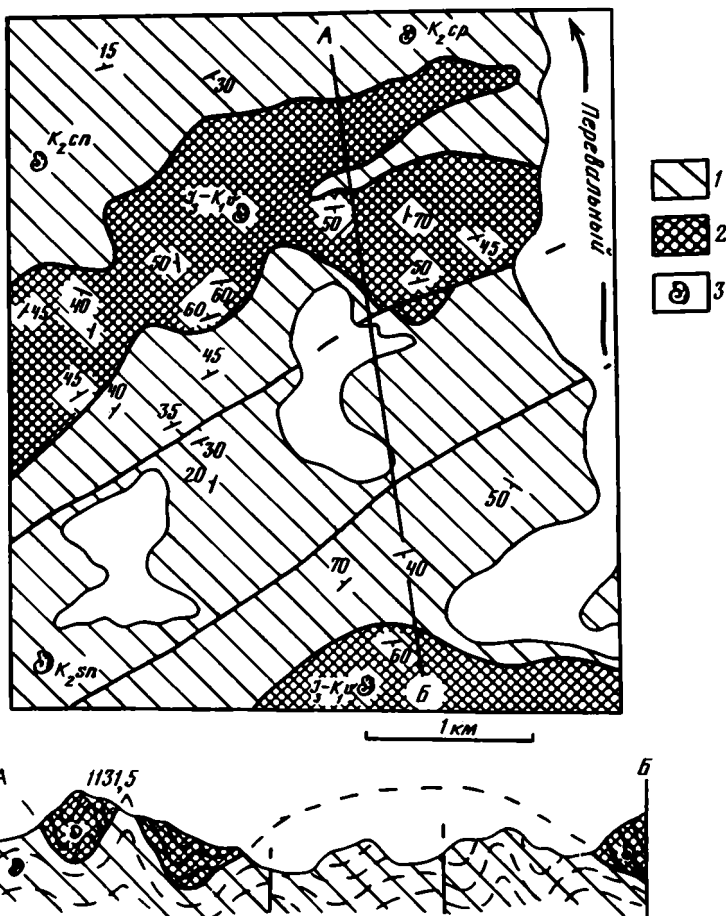


Рис. 32. Верховья р. Ваамочка, руч. Перевальный

1 — Каутюямский автохтон (K_2an); 2 — Алькатваамский покров (J_3-K_1v); 3 — остатки фауны

тинитовый меланж и сложно построенный габбро-гранодиорит-плагногранитный комплекс. Висячее крыло сложено туфо-терригенными отложениями верхнего триаса, содержащими фауну: *Halobia* sp., *H. cf. austriaca* Mojs., *H. cf. subaustriaca* Kitte, *Oxutoma* cf. *ritteli* (Tell.), *Tosapecten* ex gr. *surukil* (Kob.), характерную для верхнего карния—нижнего нория (данные Т.В. Звизды), и уже отмеченными ранее толщами волжско-валанжинского возраста. Тыловой надвиг северной полосы Алькатваамского аллохтона вскрыт только на правобережье р. Конрарвеем. Поверхность сместителя здесь круто погружается на юг.

Внутренняя структура северной полосы аллохтона весьма сложная. Помимо разнообразных складчатых деформаций, широко распространены надвиговые и чешуйчатые структуры. На западном окончании хр. Изнурительного (гора Шапка) на основании повторяемости фауны в разрезе и структурных исследований удалось установить наличие трех самостоятельных тектонических чешуй, сложенных породами волжско-валанжинского возраста. В подошвах этих чешуй прослеживаются зоны милонитизации пород, достигающие 10–15 м мощности. Складчато-чешуйчатая структура фиксируется в готеривских отложениях, слагающих массив пика Ястреб. Поверхности срыва внутри толщи полого падают на север. В западной части хр. Кэнкэрэн (бассейн ручьев Нутекин и Ергичгуйгвеем) выделяется несколько тектонических чешуй. Две из них

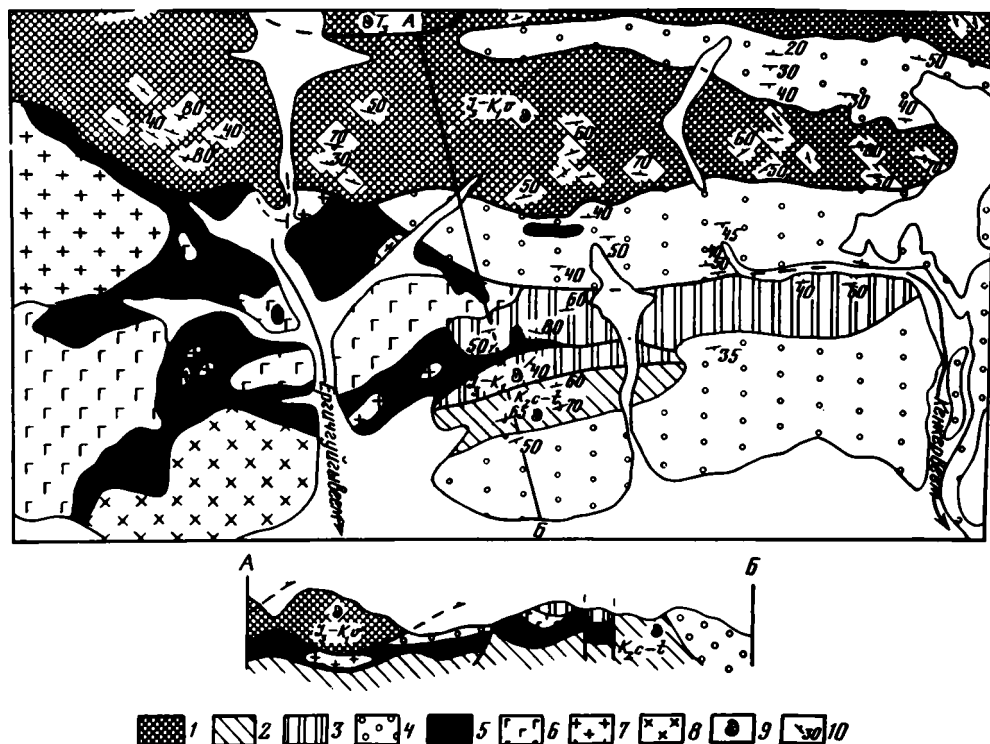


Рис. 33. Тектоническая схема верховьев р. Кенкервеем

1 - Альтактаамский покров (T_3-K_1); 2 - Каутоямский автохтон (K_2-s-t); 3 - Майницкий покров (J_3-K_1); 4 - неоавтохтонный комплекс; 5 - серпентинитовый меланж; 6 - габброиды; 7 - плагиограниты; 8 - кварцевые диориты; 9 - остатки фауны; 10 - элементы залегания

сложены вулканогенно-терригенными отложениями верхнего триаса. Угол падения поверхности сместителя, как правило, не превышает $45-50^\circ$ (рис. 33).

Заканчивая разбор Альтактаамского покрова, остановимся на вопросе об амплитудах его перемещения. Расстояние между северной и южной полосами — в пределах 40–45 км. Учитывая тот факт, что мы не знаем положения корневой зоны, это расстояние принимается за минимальную величину перемещения покрова. Истинное перемещение, видимо, несколько больше.

Майницкий покров выполняет ядро Корякского покровного синклинория. Возраст слагающих его пород датируется на основании находок микро- и макрофауны верхней юры — сеноманом. Соотношения аллохтонного комплекса с подстилающими отложениями лучше всего прослеживаются по южной его периферии.

От р. Кельмывеем на востоке до Рытгыльской впадины на западе протягивается мощный Ныгчеквеевский (Рытгыльский) серпентинитовый меланж [6, 104, 121], который представляет собой мощную (500–700 м) пластину, сложенную серпентинизированными перидотитами и апоперидотитовыми серпентинитовыми сланцами, в которых заключены блоки кремней, спилитов, плагиогранитов и габбро.

Из-под меланжа в многочисленных тектонических окнах вскрываются терригенные и туфо-терригенные отложения Каутоямского автохтона и Альтактаамского покрова. Так, в верховьях руч. Старого (правый приток р. Ныгчеквеем) видно, как в ядрах небольших куполов (рис. 34), крылья которых сложены серпентинитами, выходят слоистые алевролиты и песчаники, среди которых нами была собрана фауна позднесенонского возраста. Западнее, на водоразделе рек Рытгыльвеем—Красивая, прослеживается

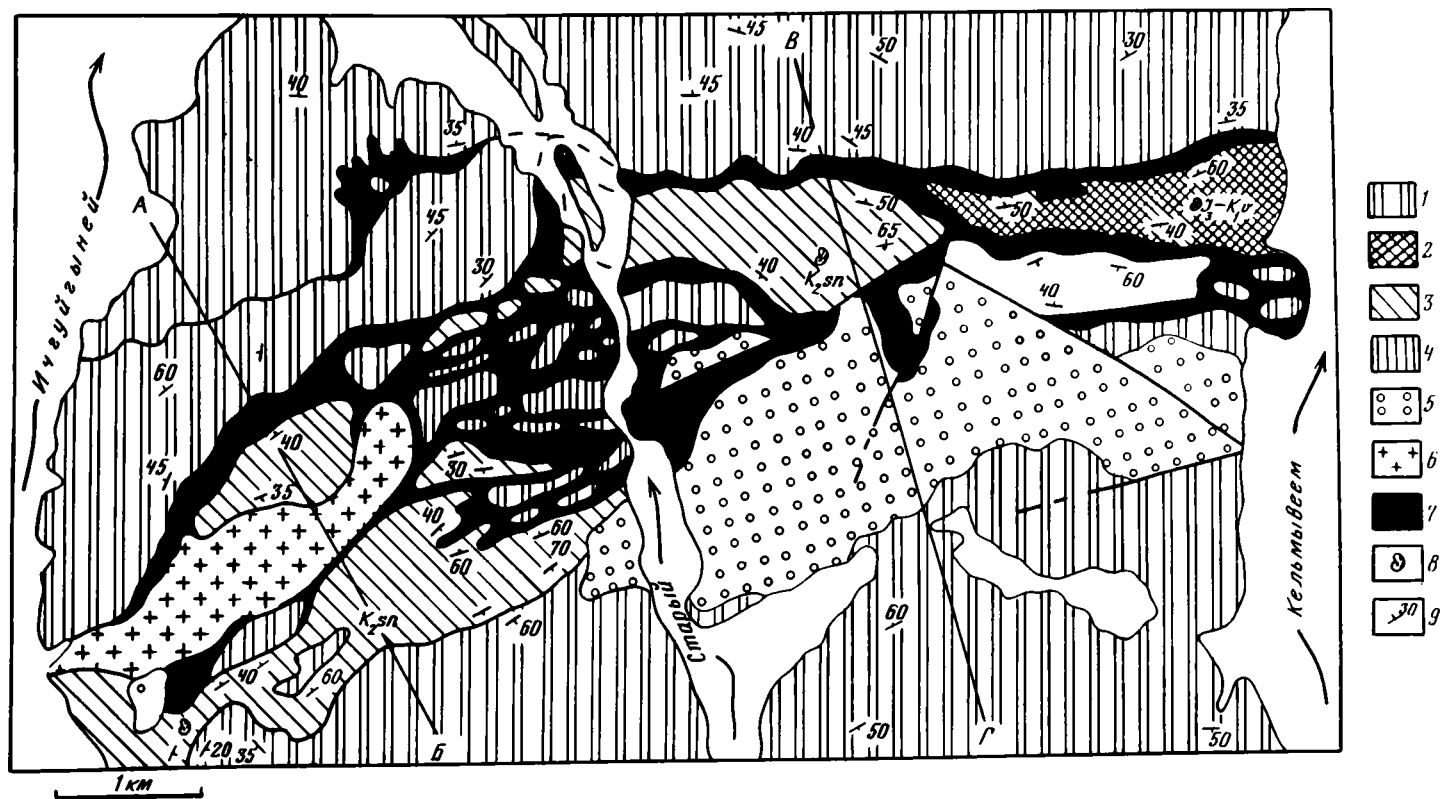


Рис. 34. Тектоническая схема междуречья Ичугайней-Кельмышем

1 - Майницкий покров (J_3-K_1); 2 - Алыктагаамский покров (J_3-K_1v); 3 - Каутоямский автохтон (K_2sn); 4 - блоки кремней палеозойского (?) возраста; 5 - неоавтохтонный комплекс (K_2m-P_1); 6 - габбро-плагиигранитный комплекс; 7 - серпентинитовый меланж; 8 - остатки фауны; 9 - элементы залегания

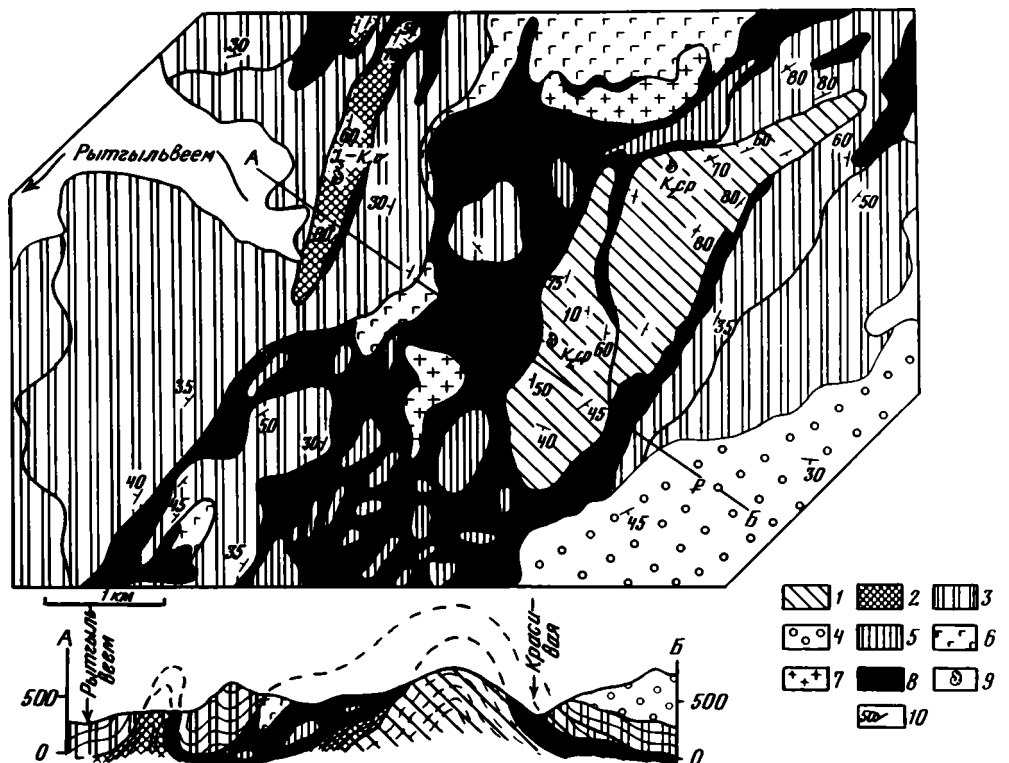


Рис. 35. Тектоническая схема Рытгыльвеемского меланжа (междуречье Рытгыльвеем—Красивая)

1 — Каутоямский автохтон (K_2 sr); 2 — Аלקатваамский покров (J_3-K_1 v); 3 — Майницкий покров (J_3-K_1); 4 — неавтохтонный чехол (P_1-2); 5 — кремнисто-вулканогенные образования (PZ_3-T); 6 — габброиды; 7 — плагииграниты; 8 — серпентинитовый меланж; 9 — остатки фауны; 10 — элементы залегания

цепочка крутых антиклиналей (антиформ). В центральных частях одних вскрываются алевролиты и алевропелиты, содержащие многочисленные остатки фауны: *Inoceramus aff. amakusensis*, *J. nagoi* Zon., *I. ex gr. schmidtii*, характерной для сантон-кампанских слоев (рис. 35), ядра других сложены туфо-терригенными отложениями, в которых найдены двустворки: *Buchia cf. unschensis* (Pavl.), *B. aff. sublaevis* берриас-валанжинского возраста.

На левом борту р. Рытгыльвеем и восточнее, на водоразделе р. Рытгыльвеем—руч. Глухой, видно, что меланж полого погружается под яшмово-вулканогенно-граувакковые комплексы Майницкого аллохтона. Их нижние горизонты содержат радиолярии, которые указывают на берриас-валанжинский возраст вмещающих пород. Таким образом, Ныгчекевский серпентинитовый меланж, слагая основание Майницкого покрова, перекрывает юрско-меловые терригенные отложения Каутоямского автохтона и Аלקатваамского покрова.

Западное окончание меланжа погружается под неоген-четвертичные отложения северо-восточной части Рытгыльской впадины. Примерно в 1,5 км к югу (уже на юго-восточном борту впадины) в среднем течении р. Светлой серпентинитовый меланж перекрывает кампанские отложения (ритмично переслаивающиеся алевролиты и песчаники), содержащие двустворки из группы *Sphenoceras*. Цепочкой локальных выходов он прослеживается от среднего течения р. Ваамочка на востоке до верховьев р. Облачной на западе (расстояние около 100 км) и известен в литературе как Росомашинский серпентинитовый меланж [6, 56, 87]. В верховьях р. Черной и в районе оз. Росомаха

ширина полосы Росомашинского меланжа достигает 2–2,5 км. Он выполняет ядро сложно построенной синформы (рис. 36). Непосредственно в обнажениях видно, как породы меланжа тектонически перекрывают вулканогенно-терригенные комплексы Каутоямского автохтона и туфо-терригенные – Алькатваамского покрова. Гора Волчий Клык, располагающаяся на правом борту р. Каутоям, представляет собой крутую антиклиналь, в ядре которой обнажаются юрско-нижнемеловые, содержащие остатки фауны: *Buchia cf. uncitoides* (Pavl.), *B. cf. nuciformis* (Pavl.), *B. aff. jaskovi* (Pavl.), и верхненеонские отложения. В последних собраны двустворки: *Cretacerasmus* (*Cataceramus*) sp. (Pue.).

В структуре меланжа намечаются две тектонические пластины. Нижняя сложена собственно серпентинитовым меланжем, верхняя пластина представлена габбро-диабаз-тоналитовым комплексом и кремнисто-вулканогенными породами, условно относимыми к палеозою. Связующая масса нижней пластины представлена сильно перетертыми (и в ряде случаев измененными) апогарибуржитовыми и аподунитовыми серпентинитами. Обломочная часть состоит из разновеликих (до сотен метров) блоков и глыб диабазов, измененных ультрабазитов, плагиогранитов, гнейсовидных амфиболитов, известняков, спилитов и кремней. В одной из глыб известняков были обнаружены конодонты: *Gnathodus macer* Wirth, *G. girtyi* Hass, *G. (Paragnathodus) commutatus* (Branson et Mehl), *Metalonchodina* sp. средне-поздневизейского возраста. По данным А.А. Александрова [8], в глыбе известняков были найдены остатки ринхонелид живетского и франского возраста.

Верхняя пластина в районе горы Рудной осложнена складками. В ядре наклоненной на юг синклинали на габбро-тоналитовом комплексе лежат сильно передробленные и рассланцованные спилиты, красные яшмы, черные и зеленые фтаниты и кремни. Мощность этой толщи весьма приблизительно может быть оценена в 150–200 м. Возраст ее пока фаунистически не обоснован. По своему облику она более всего напоминает кремнисто-вулканогенные отложения, слагающие Эконайский аллохтон.

На востоке, в бассейне р. Каутоям, происходит постепенное погружение меланжа. Соотношения с окружающими туфо-терригенными отложениями здесь более сложные. В районе горы Облачной видно, что серпентиниты и заключенные в них глыбы разнообразного состава тектонически перекрыты терригенными отложениями, содержащими фауну верхнего мела (калинейваямский параавтохтонный комплекс). Наиболее четко перекрытие Росомашинского серпентинитового меланжа наблюдается несколько севернее, в верховьях р. Нонмыкенвьев, на ее левом борту. Меланж слагает здесь ядро небольшой антиформы, крылья которой сложены породами сеноман-турона.

Вскрываясь в среднем течении р. Облачной из-под отложений Калинейваямского параавтохтона, Росомашинский серпентинитовый меланж (нижняя его пластина) тянется непрерывной полосой до водораздела с р. Игровой, где в связи с воздыманием шарнира складки наблюдается центриклинальное замыкание синформы.

В верховьях руч. Тройного (левый приток р. Велькильево) располагается небольшой отторженец верхней пластины меланжа. Он сложен измененными габбро, среди которых встречаются как мелко-, так и крупнозернистые, вплоть до пегматоидных разновидностей, габбро-диабазы с переходами к кварцевым диорит-тоналитам. Отторженец выполняет ядро синформы, крылья которой сложены породами гангутской свиты (маастрихт). Эрозионный врез позволяет наблюдать днище структуры (рис. 37).

Сложная внутренняя структура и взаимоотношения Росомашинского меланжа с окружающими толщами обусловили то, что до настоящего времени его структурное положение различными авторами трактовалось по-разному [6, 56, 87]. Приведенные материалы свидетельствуют о том, что Росомашинский серпентинитовый меланж по своему структурному положению является фронтальным останцом Майницкого покрова, местами перекрытым терригенными отложениями Калинейваямского параавтохтонного комплекса.

Несколько севернее, в среднем течении р. Кладовой (правый приток р. Нонмыкен-

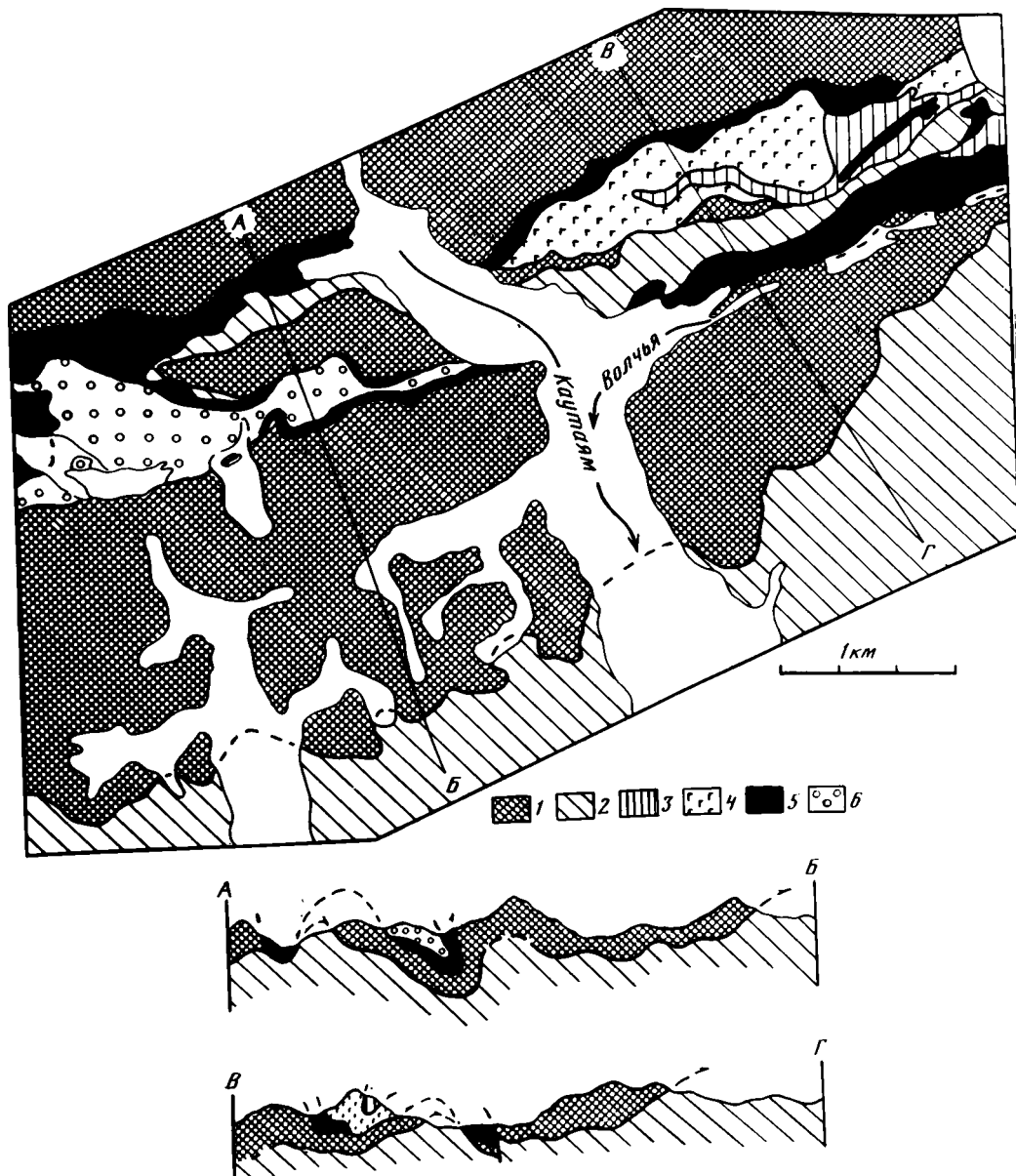


Рис. 36. Тектоническая схема среднего течения р. Каутоям (Росомашинский меланж)

1 – Алыктаваамский покров (J_3-K_1, v); 2 – Каутоямский автохтон (K_2c-m); 3 – кремнисто-вулканогенные образования ($P_2-T_3?$); 4 – габбро-тоналитовый комплекс; 5 – серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты; 6 – неоавтохтон (P)

вывеем), располагается еще один фрагмент Майницких серпентинитовых меланжей¹. Если из-за сложности структуры Росомашинского меланжа остаются возможности для двойного трактования его положения, то с меланжем р. Кладовой дело обстоит проще. Долина реки прорезала серпентинитовый меланж до его основания. На береговых обрывах выходят интенсивно дислоцированные, часто стоящие на головах флишoidные

¹ Он уже отмечался при разборе структуры Калинейваамского параавтохтона.

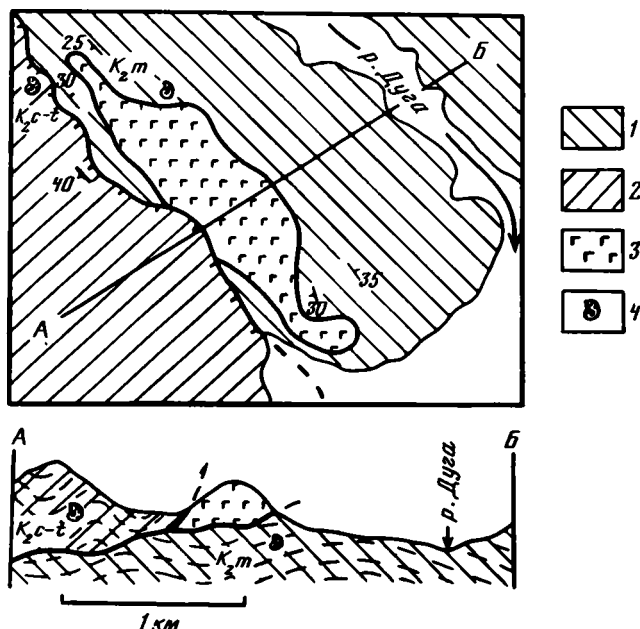


Рис. 37. Тектоническая схема правого борта р. Дуга (правый приток р. Асальквеем)

1 — Каутоямский автохтон (K_2m); 2 — Калинейваямский параавтохтон (K_2c-t); 3 — габброиды; 4 — остатки фауны

отложения кампана, содержащие остатки радиально-ребристых иноцерамов: *Inosagatus* cf. *schmidt* Mich. На них по обоим бортам долины в виде тонкой пластины лежат серпентинитовые сланцы, содержащие глыбы кремней, известняков и спилитов (рис. 38). С севера по пологому надвигу на меланж ложатся фаунистически охарактеризованные отложения сеномана—тулона (Калинейваямский параавтохтон). Ниже по течению р. Кладовой калинейваямский параавтохтонный комплекс полностью перекрывает (захлопывает) этот фрагмент Майницкого покрова. На левом борту р. Нонмыкенывеем, на запад по простиранию структуры, среди терригенных пород верхнего мела обнаружены две глыбы кремней, которые трассируют меланж в этом направлении. Далее, к западу, в верховьях р. Тергинвеем, из-под отложений мелового возраста вскрывается серпентинитовый меланж, являющийся структурным продолжением меланжа р. Кладовой.

От восточного окончания Ныгчеквеемского меланжа, вплоть до верховьев р. Покатой, контакт майницких пород и подстилающих их комплексов часто перекрыт полосой палеогеновых отложений (неоавтохтонный чехол). Тем не менее удается установить, что плоскость сместителя полого, под углами $25-45^\circ$, погружается с общим направлением на север. Центриклинальное замыкание ядра Корякского покровного синклиория наблюдается в среднем течении р. Нонмыкенывеем между устьями рек Покатой и Кэнкэрвеем. Ограничивающий аллохтон разрыв из субширотного с северными падениями постепенно разворачивается. Его простирание становится субмеридиональным при падении на запад. Северный контакт Майницкого покрова (тыловой надвиг) в большинстве случаев срезан молодыми субвертикальными разломами. Первичные покровные взаимоотношения сохранились в двух районах. На правом берегу р. Кэнкэрвеем, выше впадения руч. Звонкого, где, по данным Т.В. Звизды, дислоцированные туфо-терригенные отложения сеномана—тулона (остатки *Inosagatus beringensis* Perg.), слагающая ядро сложно построенной антиклинали, перекрыты серпентинитовым меланжем, лежащим в основании майницких разрезов. На правом борту р. Ергичгуйгеем из-под серпентинитовых сланцев, серпентинизированных ультрабазитов, габброидов

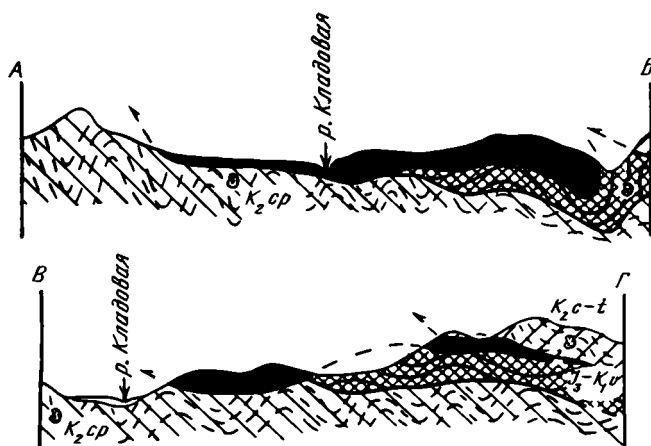
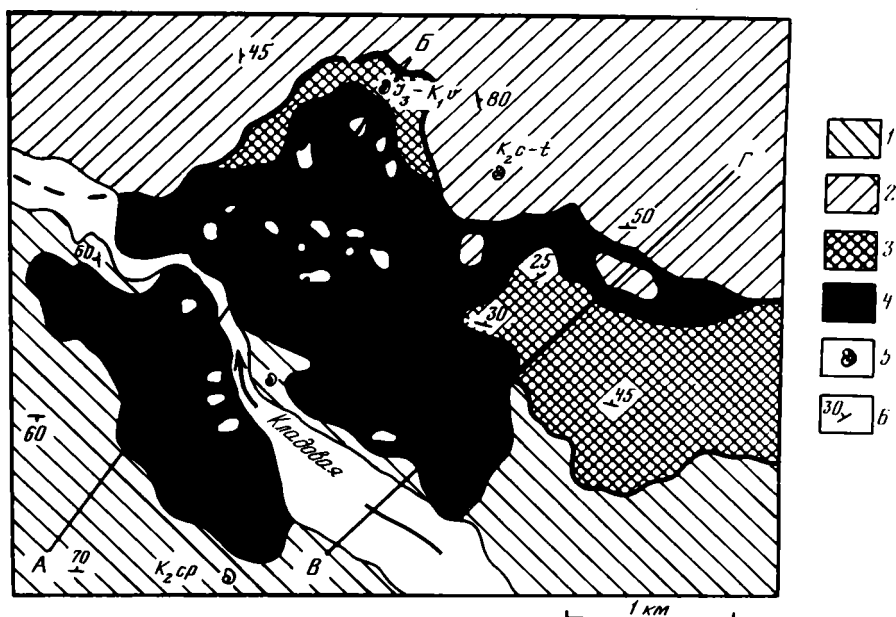


Рис. 38. Тектоническая схема серпентинитового меланжа р. Кладовой

1 — Каутоямский автохтон (K_2cp); 2 — Калинейваамский параавтохтон (K_2c-t); 3 — Аלקат-ваамский покров (J_3-K_1v); 4 — серпентинитовый меланж; 5 — остатки фауны; 6 — элементы залегания

и плагиогранитов в системе тектонических окон и полуокон вскрываются песчаники и алевролиты, содержащие остатки фауны *Inoceramus aff. ginterensis* Perg. сеноманского возраста.

Внутреннее строение Майницкого покрова чрезвычайно сложное. Его расшифровка, как правильно отмечали предшествующие исследователи [6], затрудняется литологическим однообразием слагающих его комплексов, отсутствием надежных маркирующих горизонтов, широким развитием процессов вторичного изменения пород (брекчирование, цеолитизации).

Однако в районах проведения детальных работ удается установить, что его структура представляет систему пластин, сложенных разнообразными складками и тектоническими чешуями. Количество выделяемых пластин в разных районах различно. Так,

в междуречье Ваамочка–Ныгчеквеем устанавливаются две покровные пластины – Нижне- и Верхнемайницкие [119]. Севернее (бассейны рек Ныгчеквеем, Чирынай, Малый Научирынай) их как минимум три, причем верхний покров сложен измененными гипербазитами, входящими в состав горы Красной и Чирынайского массива. В восточных районах (междуречье Тергинвеем–Нонмыкеныввеем) Майницкий покров представлен единой пластиной, внутри которой прослеживается целый ряд тектонических чешуй. Как правило, в основании крупных покровных пластин наблюдается мощный серпентинитовый меланж, который указывает на первичное заложение поверхностей срыва. Поверхности сместителей более мелких тектонических чешуй также чаще маркируются телами серпентинитов, видимо, протрузивного характера. Складчатые деформации развиты в пределах Майницкого аллохтона очень широко. Наиболее крупные представляют собой широкие брахиформные антиклинали и синклинали с размахом крыльев в десятки километров. Эти дислокации возникли на последнем этапе деформаций после становления покровного пакета, о чем свидетельствует конформное смятие пород и ограничивающих их снизу поверхностей надвигов. Более мелкие структуры представлены морфологически разнообразными складками, среди которых часто встречаются наклоненные и запрокинутые к юго-востоку, а также лежащие. Наиболее интенсивные складчатые деформации фиксируются в основании тектонических покровов и пластин, а также в замках лежащих складок.

Высокая степень деформированности толщ привела к тому, что в пределах Майницкого покрова необычайно широко развиты процессы катаклаза и цеолитизации. В междуречье Покатая–Кэнкэрвеем целые толщи передроблены и изменены до состояния "автокластического меланжа". Под этим термином мы понимаем тектоническое месиво, образовавшееся в результате брекчирования, будинажа, катаклаза и низкотемпературного метаморфизма (цеолитизации, кальцитизации, пренитизации). Цементом (матриксом) такого месива являются менее компетентные породы, претерпевшие интенсивную переработку. Блоки сложены будинами более компетентных пород. Типичным является автокластический меланж, матрикс которого состоит из измененных туфо-терригенных пород (песчаники, алевролиты, туфы), а блоки – из кремнисто-вулканогенных образований (яшмы, кремни, спилиты). Часто наблюдается, что такому процессу переработки подверглись габбро-плагиогранитные комплексы. В этом случае цементирующая масса образуется за счет разрушения менее устойчивых плагиогранитов. По данным Р.М. Юрковой и К.Г. Каледы (устное сообщение), в период становления покровной структуры Майницкой зоны входящие в ее состав породы габбро-плагиогранитного комплекса как минимум дважды подвергались процессу катаклаза и цеолитизации, причем на более поздних стадиях этот процесс происходил при меньших температурах и давлении. В настоящее время нельзя сказать, насколько по времени были разобщены фазы изменения пород. Видимо, они происходили в период общей перестройки структурного плана бассейна. Если это так, то первая фаза (более глубинная), видимо, соответствовала этапу раскрытия бассейна, когда в результате деструкции коры переходного типа был вскрыт меланократовый фундамент и на нем начали накапливаться терригенно-яшмово-вулканогенные образования нижних горизонтов чирынайской серии. Вторая фаза (менее глубинная), скорее всего, произошла в момент становления структуры Майницкого аллохтона, когда под действием сил тангенциального сжатия произошло формирование покровного пакета.

Заканчивая характеристику Майницкого аллохтона, разберем вопрос о направлении и амплитудах его перемещения. Анализ складчатых структур, положения и наклона многочисленных надвигов указывает на то, что перемещение Майницкого аллохтона происходило с северо-запада на юго-восток [6, 119, 121]. Перемещение аллохтона, видимо, было очень значительным. В самом деле, простой разворот покровных пластин внутри аллохтонного комплекса указывает на как минимум двойное сокращение ее ширины (при современной ширине в изученном районе около 75 км). Перекрытие каутоямского и алькатваамского комплексов от крайней южной части Росомашинского меланжа до наиболее северных тектонических окон из-под Ныгчеквеемского

меланжа достигает 40–45 км. Общее перемещение, таким образом, превышает 100 км. Для более западных регионов амплитуды смещения могут быть еще более значительными.

Неоавтохтон Корякской системы покровов представлен мощными терригенными, часто угленосными толщами палеоцена–эоцена. Они с базальными конгломератами в основании перекрывают все более древние породы, запечатывая покровную структуру.

Соотношения Корякского неоавтохтона с подстилающими его комплексами по всей территории прослеживаются достаточно четко. Так, например, в верховьях р. Ваамочка (Краснореченский грабен) [42] хорошо видно, как охарактеризованные фаунистически терригенные отложения среднего эоцена с базальными конгломератами в основании перекрывают юрско-меловые слои и серпентинитовый меланж. Северо-восточнее, в междуречье Нонмыкенывеем–Майныльвегыргын, схожие в возрастном и формационном отношении отложения, также с базальными конгломератами в основании, перекрывают породы сеноман-туронского возраста. Неоавтохтонный комплекс Корякской системы покровов выполняет систему субширотных синклиналей и грабен-синклиналей. Внутреннее строение этих структур сравнительно простое. Углы падения пластов колеблются в пределах 25–45°, редко превышая 60°. Периферические части складок, как правило, осложнены субвертикальными продольными разрывами. В непосредственной близости от них, на крыльях синклиналей, развиваются напряженные, вплоть до изоклинальных, мелкие складки. Такие же складки часто наблюдаются по центриклинальному замыканию структур. Породы, слагающие ядра этих складок, как правило, слабо деформированы, они смяты в небольшие (размах крыльев – сотни метров) антиклинали и синклинали с углами наклона пластов 25–30°. Степень деформации неоавтохтонного чехла в восточных районах ниже, чем в западных: складки приобретают брахиформную изометричную форму, углы падения крыльев уменьшаются.

Структура неоавтохтона во многом определяется крупными молодыми разрывами субширотного и северо-западного простирания. Они разбивают ее на вытянутые блоки, ширина которых значительно меньше их длины.

* * *

Изложенный выше материал свидетельствует о том, что структура восточной части Корякского нагорья представляет собой совокупность аллохтонных элементов, образующих две системы покровов. Степень дислокации покровных комплексов различна. Наиболее сильно они смяты в пределах Эконайской системы покровов, где образуют каскад запрокинутых к югу лежащих складок. В Корякской системе покровов более значительно деформирован Майницкий покров, породы которого сильно дислоцированы, катаклазированы и во многих местах претерпели низкотемпературную гидротермальную переработку.

Амплитуды шарьирования покровных комплексов весьма различны. Перекрытие Яранайского автохтона Эконайской системы покровов достигает 35–40 км, несколько больше (40–45 км) перекрытие Эконайским покровом Накышыйлякского. Видимо, таких же размеров достигает перекрытие Каутоямского автохтона Алыкатваамским покровом. Амплитуды перемещения комплексов, слагающих Калинейваамский параавтохтон, в настоящее время установить затруднительно, неясным остается вопрос о величине перемещения Велькильвеемских покровов. Как показывают наши исследования, суммарное перемещение Майницких аллохтонов достигает 60–80 км.

Анализ структуры свидетельствует о том, что большинство покровных элементов имеет субдуктивную природу. В результате процесса обдукции произошло формирование только Велькильвеемского покрова, перемещение которого происходило с юга на север в сторону континента.

Процесс становления покровной структуры востока Корякского нагорья был длительным. Наиболее крупные тектонические движения происходили дважды: первые – на рубеже кампана и маастрихта (формирование Эконайской системы покровов) и вторые – на границе мела и палеогена (формирование Корякской системы покровов).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕЛИКОРЕЧЕНСКО-РАРЫТКИНСКОЙ И ВАЕЖСКО-АЛГАНСКОЙ ЗОН

При рассмотрении региональной структуры восточной части Корякского нагорья обращает на себя внимание тот факт, что к северо-западу от Корякской системы покровов, включающей в себя Алькатваамскую и Майницкую зоны, выявляются тектонические зоны, выполненные формационно сходными отложениями: Великореченско-Рарыткинская и Ваежско-Алганская. Ниже дана их краткая характеристика в основном по материалам В.П. Зинкевича [77–79].

СТРАТИГРАФИЯ

Великореченско-Рарыткинская зона. Зона характеризуется мощным флишиодным разрезом отложений альба–кампана. Эти отложения подразделяются на тамватнейскую, великореченскую, белореченскую и рарыткинскую свиты.

Тамватнейская свита широко распространена в бассейне р. Великой. На основании находок аммонитов и иноцерамов ее возраст датируется как альбский. Нередко породы содержат остатки листовой флоры, возраст которой не противоречит определениям раковинной фауны [61]. Свита сложена алевролитами, туфогенными песчаниками и гравелитами, а также туфами кислого состава. В виде обособленных пачек встречаются ритмично чередующиеся алевролиты и песчаники, содержащие округлые известковистые конкреции. По имеющимся данным мощность тамватнейской свиты достигает 2500–3000 м.

Великореченская свита согласно перекрывает подстилающие ее альбские отложения и охарактеризована многочисленной ископаемой раковинной фауной, которая указывает на позднеальб-туронский возраст вмещающих слоев [61]. По особенностям своего строения свита делится на три части. Нижняя и верхняя имеют флишиодное строение и сложены чередующимися песчаниками и алевролитами. Средняя часть более грубая, она представлена в основном песчаниками и гравелитами. По всему разрезу встречаются прослои туфоконгломератов, туфопесчаников и туфов кислого состава. В обломочную часть грубых терригенных пород входят плагиограниты, габбро, ультрабазиты. Среди тонких разностей — алевролитов, алевропелитов — часто встречается известковистые конкреции. Великореченская свита имеет мощность около 2500 м.

Белореченская свита несогласно перекрывает подстилающие отложения. По данным А.А. Мануйлова, породы, входящие в состав свиты, содержат остатки *Inoceramus cf. arcticus* Ver. (определения Г.П. Тереховой), указывающие на поздне-туронский возраст вмещающих слоев. Характерной чертой белореченской свиты является присутствие значительного количества грубообломочных пород: гравелитов, конгломератов, конглобрекчий. В виде пачек и прослоев среди них встречаются алевролиты, алевропелиты, полимиктовые песчаники. Мощность свиты достигает 1500 м.

Рарыткинская свита венчает мезозойский разрез Великореченско-Рарыткинской зоны. По данным В.И. Волобуевой и Г.П. Тереховой [44], породы свиты содержат остатки фауны и флоры, указывающие на сенонский (коньякско-кампанский) возраст вмещающих слоев. Отложения свиты представлены пестрым набором пород: аргиллиты, алевролиты, разнообразные песчаники, гравелиты и конгломераты, содержащие гальку кремнистых и кислых эффузивных пород. В подчиненном количестве присутствуют прослои углистых аргиллитов и бурых углей. Отложения рарыткинской свиты отличаются фациальной изменчивостью. В северных районах (хр. Рарыткин) они представлены мощной (до 2 км) толщей полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, ритмично чередующихся в нижней части разреза с алевролитами и аргиллитами. В верхней части разреза ритмичность нарушается, появляется значительное количество углистых пород, содержащих отпечатки листовой флоры и остатки пресноводной раковинной фауны.

В более южных в строении свиты преобладают грубые разности терригенных пород. Мощность сенонских отложений Великореченско-Рарытчинской зоны от 400 до 2000 м.

Ваежско-Алганская зона. Наиболее древними породами, встречающимися в пределах рассматриваемой зоны, являются глыбы известняков, содержащих остатки фауны палеозойского возраста [58, 67]. В настоящее время можно считать установленным, что по своему положению это крупные олистолиты, располагающиеся среди разновозрастных (от триасовых до верхнемеловых) отложений.

Ваежско-Алганская зона характеризуется мощным разрезом яшмово-вулканогенно-терригенных образований широкого возрастного диапазона.

Хорошо фаунистически охарактеризованные отложения верхнего триаса выходят в западной части зоны (бассейны рек Тыхлываам—Ваеги). Для них характерна сильная фациальная изменчивость. Основная часть разреза сложена песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами и мелкогалечными полимиктовыми гравелитами. Среди них, особенно в нижней части толщи, часто появляются горизонты конгломератов и конглобрекчий, обломочная часть которых состоит из спилитов, диабазов, кремней, граувакк, филлитов и известняков. Общая мощность верхнетриасовых отложений не менее 350—400 м. С окружающими комплексами они повсеместно контактируют по разломам.

Наиболее широкое распространение в пределах Ваежско-Алганской зоны имеют верхнеюрско-готеривские отложения, объединенные в пекульвеевскую свиту. Ее возраст устанавливается на основании находок фауны двустворок берриас-валанжинского возраста. Из кремнистых пород и известняков были выделены и определены два комплекса радиолярий, характерных соответственно для верхнего кимериджа—нижнего титона и валанжина—готерива [73].

Свита имеет четко выраженное двучленное строение. Нижняя часть сложена яшмами, кремнистыми сланцами, алевролитами, спилитами, туфами среднего состава и туффиитами. Мощность ее достигает 1800 м. Верхняя представлена аргиллитами, алевролитами, алевропелитами, кремнистыми сланцами и спилитами. Общая мощность пекульвеевской свиты, по-видимому, превышает 4000 м.

Перекактинская свита без видимого несогласия перекрывает подстилающие ее отложения верхней юры—готерива. Возраст свиты в настоящее время не совсем ясен. В средней части разреза свиты были собраны остатки аммонитов позднеальб-туронского возраста и иноцерамов сеномана—турона [79]. Нижний и верхние его горизонты палеонтологически не охарактеризованы. Свита сложена мощной толщей полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, гравелитов, а также алевролитов, алевропелитов и аргиллитов. Среди них в виде линз и прослоев встречаются яшмы, серые кремни, кремнистые сланцы и конгломераты.

Сенонские отложения (ламутская свита) развиты в юго-западной части Ваежско-Алганской зоны. Они несогласно перекрывают все более древние комплексы. Ламутская свита хорошо охарактеризована фаунистически [79], в ней собраны многочисленные остатки иноцерамов сантонского и кампанского возраста. Она имеет флишиодное строение и состоит из переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и полимиктовых песчаников. В виде линз и прослоев встречаются гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Суммарная мощность сантон-кампанских слоев достигает 3000 м.

Кайнозойские образования слагают единый для Великореченско-Рарытчинской и Ваежско-Алганской зон чехол, который несогласно перекрывает все мезозойские отложения. К кайнозю относятся сложно построенные эффузивно-осадочные комплексы субаэрального и континентального происхождения. Они представлены фациально изменчивыми толщами, в состав которых входят песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, андезиты, базальты и туфы разнообразного состава. По разрезу встречаются многочисленные остатки углефицированной флоры и макрофауны, которые указывают на палеоген-раннеэоценовый возраст вмещающих пород. Определения абсолютного возраста эффузивов не противоречат этим определениям. Мощности кайнозойских образований меняются от 500—700 до 1500 м.

При рассмотрении строения и взаимоотношений Великореченско-Рарытчинской и Ваежско-Алганской зон устанавливается, что они имеют сложное покровно-складчатое строение. Указанные зоны образуют единую покровную систему (Ваежско-Алганскую), в которой выделяются автохтон, параавтохтон и аллохтон. Эта покровная система перекрыта единым неавтохтонным чехлом кайнозойских образований (рис. 39).

Автохтон Ваежско-Алганской системы покровов сложен угленосными терригенными толщами сенона Великореченско-Рарытчинской зоны. На севере, в Рарытчинской подзоне, эрозионным врезом вскрыта только верхняя, сенонская, часть разреза автохтона.

Внутреннее строение автохтонного комплекса достаточно сложное. Входящие в его состав толщи смяты в морфологически разнообразные складки. Прослеживается изменение характера складчатости по простиранию. Так, в южной части, в Великореченской подзоне, преобладают широкие брахиформные складки с углами падения крыльев, не превышающими $40-45^\circ$. Вблизи крупных разломов (Березовский, Тамватнейский) крылья этих складок осложнены интенсивной мелкой складчатостью. Для северной части Рарытчинской подзоны характерна более интенсивная деформация автохтонного комплекса. Слагающие его породы дислоцированы в сжатые, часто запрокинутые на юго-восток линейные складки с размахом крыльев $150-200$ м. Углы падения пород на крыльях обычно превышают 50° . Замки антиклиналей часто нарушены крутыми разрывами северо-восточного падения.

Параавтохтон Ваежско-Алганской системы покровов сложен морскими терригенными толщами альба-турона. На восточных склонах хр. Рарытчин видно, как входящие в его состав породы по хорошо дешифрирующемуся разрыву перекрывают фаунистически охарактеризованные отложения сенона, образуя систему тектонических останцов и полуокон. Внутреннее строение параавтохтонного комплекса очень сложное. Слои смяты в изоклинальные, несколько наклоненные к югу складки. Замковые части их, как правило, срезаны срывами, что затрудняет расшифровку структуры. Зеркало складчатости по направлению к северо-западу постепенно погружается, а степень дислоцированности уменьшается. Верхние горизонты параавтохтона (угленосная рарытчинская свита) смяты в более простые, дисгармоничные по отношению к нижним горизонтам складки, как правило изометричные или несколько вытянутые, с углами падения крыльев $50-70^\circ$.

Аллохтоном являются вулканогенно-терригенные отложения Ваежско-Алганской зоны. По пологому разрыву (Тальянский надвиг) эти отложения шарьированы к юго-востоку на породы параавтохтона и автохтона. Поверхность сместителя очень хорошо дешифрируется на местности.

В основании покровного пакета почти повсеместно прослеживается пластина интенсивно серпентинитизированных ультрабазитов и связанных с ними габброидов. По простиранию можно наблюдать, как массивные породы, дробясь, образуют серпентинитовый полимиктовый меланж. В кровле его, помимо габбро, часто встречаются глыбы вулканогенно-кремнистых пород пекульнейвеемской свиты, а в подошве — захваченные блоки туфо-терригенных отложений параавтохтона.

На юге Тальянский надвиг сопрягается с правосторонним Березовским сдвигом, на севере сменяется системой субвертикальных постмиоценовых разрывов, связанных с кайнозойскими эффузивами.

Отложения пекульнейвеемской свиты (аллохтон) смяты в напряженные, запрокинутые к юго-востоку и лежащие складки. Повсеместно развиты падающие на север пологие надвиги, образующие систему тектонических клиньев и чешуй.

Неоавтохтон Ваежско-Алганской системы покровов сложен эффузивно-осадочными отложениями кайнозоя. Эти отложения несогласно перекрывают все более древние комплексы и фиксируют время становления покровной структуры. Входящие в него комплексы выполняют серию пологих мульдобразных синклиналей с углами падения, не превышающими $25-30^\circ$. В ряде случаев пологое залегание

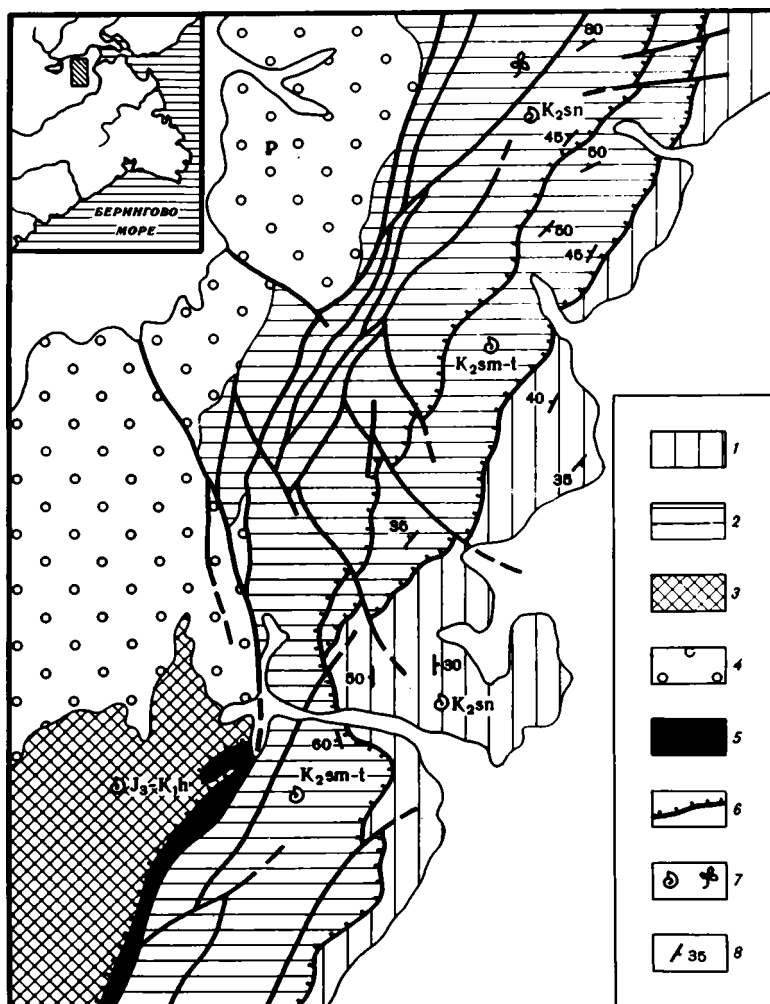


Рис. 39. Тектоническая схема хр. Рарыткин

1 — автохтон: песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, бурые угли (K_2sn); 2 — пара-автохтон: флишoidное переслаивание песчаников, алевролитов, гравелитов (K_1ar-K_2t); 3 — аллохтон: спилиты, яшмы, кремнистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, редко известняки (J_3-K_1h ; K_1ar-K_2t); 4 — неоавтохтон: эффузивы кислого и среднего состава и вулканогенно-осадочные комплексы ($P-N_1$); 5 — серпентинитовый меланж; 6 — надвиги; 7 — остатки фауны и флоры; 8 — элементы залегания

нарушается субвертикальными разрывами сбросового типа, с образованием грабен-синклиналей, выполненных кайнозойскими образованиями, и разделяющих их горст-антиклиналей. Вдоль таких разрывов обычно развивается интенсивная мелкая складчатость, быстро затухающая при удалении от плоскости сместителя.

* * *

Таким образом, приведенные фактические материалы наглядно показывают, что Корякская система покровов имеет почти полную аналогию в виде Великореченско-Рарыткинской и шарьированной на нее Ваежско-Алганской зон. Как было показано ранее, Алькатваамские разрезы протягиваются до западного окончания хр. Кэнкэрэн,

погружаясь под серпентинитовые меланжи и яшмово-граувакковые комплексы Майницкого аллохтона. Западнее, по правым притокам р. Великой, эти же комплексы шарьированы на туфо-терригенные отложения Великореченской подзоны. Это позволяет сделать вывод, что Алькатваамская и Великореченско-Рарытгинская представляют собой единую зону, тектонически перекрытую Майницким и Ваежско-Алганским аллохтонами. Соотношения последних в настоящее время изучены слабо. Тем не менее можно предположить, что накопление слагающих их толщ происходило в одинаковых условиях и, скорее всего, в едином бассейне седиментации.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ФОРМАЦИИ И ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ В МЕЗОЗОЕ

Для правильного понимания истории тектонического развития районов с широким распространением крупных покровных структур необходимо восстановить первоначальное положение слагающих их аллохтонных комплексов, т.е. провести палинспастические реконструкции. Методика таких реконструкций основана на последовательном снятии эффекта разновозрастных горизонтальных смещений, начиная с более молодых.

Ранее было показано, что на территории восточной части Корякского нагорья установлены следующие покровные взаимоотношения: 1) перекрытие Янранайского автохтонного комплекса Эконайским и Накыпыйлякским аллохтонами; 2) налегание офиолитовых комплексов Эконайского покрова на туфо-терригенные отложения Накыпыйлякского (Эконайская система покровов); 3) перекрытие Каутоямского автохтонного и Калинейваамского параавтохтонного комплексов Велькильвеемским и Алькатваамским покровами; 4) перекрытие отложений Каутоямского автохтона и Алькатваамского аллохтона Майницкими покровами (Корякская система покровов). Как уже отмечалось, Эконайская система покровов сформировалась на рубеже кампана—маастрихта, становление Корякской системы произошло позднее, в конце мелового времени.

Для восстановления первоначального положения покровных комплексов надо знать направление их относительного смещения. Проведенные исследования показали, что шарьирование большинства покровных комплексов (Накыпыйлякского, Эконайского, Алькатваамского и Майницкого) шло с севера на юг. Перемещение Велькильвеемского аллохтона было по отношению к ним встречным с юга на север.

Корневой областью Эконайского покрова мы считаем серпентинитовые меланжи Майницкой зоны [121]. Снимая эффект шарьирования последовательным разворотом юрско-меловых комплексов, мы получаем следующее их расположение с севера на юг: 1) кремнисто-вулканогенно-граувакковые отложения майницкого типа; 2) терригенно-туфовые комплексы алькатваамского типа; 3) флишеидные терригенные и туфо-терригенные отложения каутоямского типа (вместе с толщами, входящими в состав Калинейваамского параавтохтона); 4) туфо-терригенная (включая олистоформу) толща накыпыйлякского типа; 5) туфогенные и туфо-терригенные отложения Велькильвеемского покрова; 6) яшмово-вулканогенно-терригенная толща янранайского типа.

ФОРМАЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

На территории восточной части Корякского нагорья среди мезозойских отложений, входящих в состав Эконайской и Корякской систем покровов, выделяются следующие группы формаций: 1) яшмово-вулканогенная; 2) вулканогенно-туфовая; 3) туфо-терригенная. Ниже мы кратко охарактеризуем основные черты каждой из них.

Группа яшмово-вулканогенных формаций. В эту группу входят две формации (янра-

найская и майницкая), каждая из которых занимает определенное пространственное положение в мезозойском чехле Корякского хребта.

Янранайская формация соответствует одноименной свите. Ее специфика — парагенез двух разнородных составляющих: эффузивно-яшмовой и терригенной. Эффузивно-яшмовая ассоциация состоит из разного типа базальтоидов и яшм. Большая часть базальтоидов, по-видимому, является отдельными лавовыми потоками, связанными с трещинными излияниями.

Осадочные составляющие эффузивно-яшмовой ассоциации сложены главным образом красными кремнистыми аргиллитами и радиоляритами. Несмотря на то, что радиоляриевые яшмы (радиоляриты) являются органогенными образованиями, их связь с вулканизмом и эндогенным выносом кремнезема вытекает из самого парагенеза с вулканитами, что доказывается многими исследователями на примере различных фанерозойских геосинклинальных бассейнов [102]. Таким образом, участки развития в янранайской формации эффузивно-яшмовых комплексов соответствуют местам наиболее интенсивных проявлений вулканической и гидротермальной деятельности.

Весьма характерными и постоянными членами янранайской формации являются небольшие (в несколько метров мощности) горизонты основных гналокластитов, включающих шары миндалекаменных базальтов и иногда маломощные слои диабазовых силлов.

Спецификой янранайской формации является сонахождение в ней местного вулканогенного эффузивно-кремнистого и терригенного материала, часть которого, связанная с разрушением гранитоидов, имеет аллохтонный характер.

По-видимому, рассматриваемый комплекс отложений формировался на участке, наиболее приближенном к океану. Возможно, что местом его образования был внешний предостроводужный желоб. Вполне вероятно, что условия депрессионного рельефа желобов часто с малыми скоростями накопления материала благоприятствовали накоплению кремнистых толщ.

Майницкая эффузивно-кремнистая формация, также включаемая в рассматриваемую группу, образовалась в течение более сжатого промежутка времени (поздняя юра—берриас) как базальная формация на меланократовом основании. В дальнейшем кремненакопление в этой зоне было почти полностью подавлено накоплением грубых терригенных осадков чирынайской граувакковой формации. Таким образом, в отличие от янранайской формации в майницкой не наблюдается столь тесного смещения эффузивно-кремнистых и терригенных составляющих, а происходит их последовательная смена в разрезе с разделением на две самостоятельные формации. Для майницкой формации характерна главным образом ассоциация спилитов и яшм и отдельные части формации отличаются друг от друга соотношением этих пород. Формирование майницкой яшмово-спилитовой формации происходило в условиях новообразованного тылового (задугового) прогиба.

Группа вулканогенно-туфовых формаций. Эта группа представлена одной (кэнкэрэнской вулканомиктово-туфовой) формацией. Наиболее характерно она проявлена в верхнеюрско-нижнемеловых разрезах северной полосы Аляска-Ваамского покрова. Широкое распространение вулканомиктово-туфовая формация получила в готерив-баремское время. На этом уровне входящие в нее отложения развиты также в Каутоямском автохтоне, Майницком и Велькильвеемском покровах.

Кэнкэрэнская вулканомиктово-туфовая формация содержит несколько типов породных ассоциаций, резкие границы между которыми провести сложно, так как их основное различие заключается в относительном содержании различных пород.

Одной из характерных ассоциаций кэнкэрэнской формации является лаво-туфовая, развитая в центральной части формационного тела (центральная градация) (табл. 3). В этой ассоциации наряду с вулканомиктовыми отложениями, характерными для всей формации, в соизмеримом количестве присутствуют и чисто вулканические породы: разнообразные, в том числе грубые, иногда бомбовые туфы от базальтового до андези-

Таблица 3

Петрохимическая характеристика вулканических пород лаво-туфовой ассоциации кэнкэрэнской формации

Структурное положение и тип отложений	Количе- ство образ- цов	Содержание, %				FeO*	Na ₂ O
		SiO ₂	TiO ₂	MgO	Na ₂ O + K ₂ O	MgO	K ₂ O
Северная часть Верхнеалькат- ваамского покрова (хр. Кэн- кэрэн)							
Лавы, лавобрекчи, бомбо- вые туфы	5	51,23	0,82	6,62	6,37	1,94	3,48
Грубозернистые (лапилие- вые) туфы	4	53,31	1,04	6,80	5,78	1,58	3,85
Тонкозернистые туфы	3	63,36	0,92	3,16	4,46	2,81	1,44
Южная часть Верхнеалькатваам- ского покрова (р. Рынымчуедем)							
Тонкозернистые туфы	3	61,58	0,80	2,89	5,20	2,49	1,80
Нижнемайницкий покров							
Грубозернистый туф	1	54,09	0,92	4,83	5,05	1,91	3,14
Примечание. FeO* = (FeO + Fe ₂ O ₃) · 0,9.							

то-дацитового состава, а также лавобрекчи и лавы порфировых базальтов и андезито-базальтов. Наиболее распространены среди вулканических пород эксплозивные разности. В этом кэнкэрэнская вулканическая ассоциация аналогична ассоциациям вулканических пород, обычно встречаемых в островодужных комплексах. По петрохимическим особенностям лаво-туфовой ассоциации также весьма близка к типичным островодужным [102].

Горизонты лав и туфов даже в пределах центральной вулканической градации чередуются с пластами вулканомиктовых пород: конгломератов, песчаников и алевропелитов. Эти породы встречаются в центральной градации кэнкэрэнской формации не реже, чем собственно вулканические. Обломочный материал в них состоит исключительно из обломков различного типа эффузивов, переотложенной тефры и в разной степени измененной кристаллокластики.

Для гравийных конгломератов, грубозернистых песчаников характерны слабая сортировка обломочного материала, угловатая и полуокатанная форма обломков, базальный цемент, состоящий из более мелких зерен того же состава, что и крупные обломки. Песчаники и конгломераты обычно массивные, мощностью до нескольких десятков метров. Иногда в распределении обломочного материала проявляется грубая ритмичность с уменьшением размера зерен в кровле ритма и следами взмучивания подстилающих осадков в подошве.

По мере удаления от центральной части (центральной градации) кэнкэрэнской формации к северу и югу из разреза исчезают горизонты лав и грубых туфов, уменьшается общая мощность туфов, их относительная роль в разрезе, количество и мощность грубых вулканомиктовых конгломератов. Доминирующей в составе краевых частей кэнкэрэнской формации (краевых градаций) становится вулканомиктовая песчано-алевропелитовая ассоциация. Из вулканитов здесь сохраняются главным образом андезито-дацитовые туфы. Характерны для этой ассоциации темно-серые, обогащенные органикой массивные алевропелиты, весьма напоминающие многие современные гемипелагические илы.

Встречаемые в этой ассоциации отдельные мощные слои вулканомиктовых песчаников и иногда конгломератов, аналогичных встреченным в центральной части кэнкэрэнской формации, могут рассматриваться как более дистальные части зерновых потоков.

Такие потоки по отдельным каньонам могли доставлять обломочный материал до подножья вулканической гряды. Здесь материал, вынесенный потоками вместе с накапливавшимися алевропелитовыми илами, формировал отложения локальных долинно-веерных систем.

Таким образом, кэнкэрэнская вулканомиктово-туфовая формация целиком определялась развитием островодужной вулканической гряды, на разных участках склонов которой шло накопление слагающих формацию отложений.

Группа туфо-терригенных формаций. Эта группа формаций наиболее широко развита в мезозое-кайнозое Корякского хребта. Среди этой группы можно выделить несколько конкретных формаций, которые различаются соотношением в разрезе основных типов пород, генетической природой этих пород, вещественным составом обломочного материала. В то же время все эти формации роднит преобладание в составе большинства пород терригенного материала, присутствие в разрезах обогащенных органическим веществом аргиллитов и алевролитов, как бы составляющих общий фон этих формаций, почти полное отсутствие в них хемогенных карбонатов. Туфовый материал представлен главным образом небольшими горизонтами светлых кремневых кислых витрических пеплов. Эта группа формаций по указанным общим особенностям во многом напоминает осадки гемипелагической зоны северо-западной окраины Тихого океана и его окраинных морей.

Пекульнейская алеврито-глинистая формация построена в описываемой группе наиболее пестро. Ей соответствует пекульнейская свита ($J_3-K_1 v$) Каутоямского автохтона и Велькильвеемского покрова. Она представлена единой ассоциацией черных аргиллитов, алевропелитов и алевролитов с отдельными маломощными прослоями песчаников. Эта ассоциация сходна с алевропелитовыми пачками окраинных градаций кэнкэрэнской формации. Основные различия заключены в более полимиктовом составе обломочного материала.

Формирование пекульнейской алеврито-глинистой формации происходило, по-видимому, в относительно глубоком междуготов прогибе, куда сносился тонкий обломочный материал с обрамляющих поднятий. Существованием в прогибе придонных течений, аналогичных наблюдаемым в глубоководных впадинах окраинных частей современных океанов, можно объяснить присутствие во всей толще маломощных слоев и линзочек мелкозернистых песчаников.

Как единую формацию в рассматриваемой группе мы выделяем отложения Накыпыйлякского покрова, начиная от верхнеюрских до нижнесенонских включительно.

Накыпыйлякская формация может быть выделена как песчано-глинистая с олистостромами. В ней обособляется несколько породных ассоциаций. Одной из характерных ассоциаций является алевропелитовая. Ее слагают зеленовато-серые и черные массивные аргиллиты, алевролиты и алевропелиты. Постоянным членом алевропелитовой ассоциации в накыпыйлякской формации являются темно-серые пелитоморфные известняки.

Берриас-валанжинская часть накыпыйлякской формации сложена наиболее полифациальной терригенной ассоциацией. От подстилающей алевропелитовой она отличается появлением большого количества более грубозернистых полимиктовых отложений, сложенных обломками эффузивов, силицитов, известняков и других пород с той или иной примесью плагиоклазов. В первую очередь это слои песчаников от нескольких метров мощностью.

Особое место в этой ассоциации занимают мощные (до нескольких десятков и сотен метров) пачки олистостром, содержащих крупные фрагменты пород палеозоя и меланократового основания, слагающих Эконайский покров. Олистостромовые тела возникли в результате оползания грубообломочных масс вниз по склону, а также их переноса пастообразными потоками.

Характерны для полифациальной ассоциации линзовидные тела биогермов (ракушников) и пласты детритных известняковых песчаников, которые по своим структурно-текстурным особенностям более всего напоминают отложения зерновых потоков.

Таким образом, в полифациальной ассоциации наряду с фоновыми алевропелитами распространены отложения, по-видимому, всех типов автокинетических потоков: пастообразных, зерновых и турбидных. Все это указывает на формирование нижней части накупыльлякской формации в условиях сильно расчлененного рельефа в пределах отдельных впадин и их склонов.

Готеривская часть формации представлена туфо-терригенной ассоциацией, главное отличие которой от ранее описанных — повышенное содержание окремненных туфов и туффитов.

Верхняя часть накупыльлякской формации (раннесенонская по возрасту) также сохраняет полифациальный характер. Особенно широко развиты в ее пределах различные типы мощных олистостромовых отложений, в том числе содержащих очень крупные олистолиты плагиогранитов. Формирование таких олистостромовых толщ требовало больших тектонических напряжений и крутых склонов.

Наряду с олистостромовыми горизонтами для верхней части накупыльлякской формации характерна туфо-терригенная ассоциация. По сравнению с готеривской в ней возрастает роль мощных пластов (до нескольких десятков метров) вулканомиктовых и полимиктовых песчаников, являющихся, скорее всего, отложениями зерновых потоков. Туфовая составляющая этой ассоциации представлена главным образом кислыми витрическими разностями, являющимися осадками дистальных пеплопадов.

Нам представляется, что формирование накупыльлякской формации протекало в зоне, по своей структурной позиции и типу отложений аналогичной или очень близкой зоне перехода островная дуга—желоб.

Чирынайская граувакковая формация сложена мощными грубо- и среднезернистыми плохо сортированными, однообразными по составу полимиктовыми песчаниками с линзами и горизонтами конгломератов. Породы имеют массивную или грубослоистую текстуру. Ими сложена значительная часть чирынайской серии в Нижнемайницком и особенно в Верхнемайницком покровах.

Сходное строение имеет и Эльгинмынская граувакковая формация (неоавтохтон Эконайской системы покровов). Ее отличием является присутствие пачек и прослоев вулканогенных пород: туфов, туфопесчаников и андезитобазальтов. Седиментационные условия здесь, по-видимому, были те же, что и в Майницком прогибе: на обширных пространствах в условиях относительно слабо расчлененного рельефа происходило накопление однообразных граувакк. Последние выполняли прогиб, наложенный на все более древние элементы Эконайской системы покровов.

Алькатваамская флишоидная формация сменяет в вертикальном ряду кэнкэрэнскую вулканомиктово-туфовую формацию. Характерными членами этой формации являются грубые полимиктовые конгломераты до нескольких десятков метров мощностью, обычно с хорошо окатанной галькой и валунами разнообразных пород. Особенно велика роль конгломератов в разрезах северной части Алькатваамского покрова. Эта часть формации часто приобретает молассовидный облик (молассоидная градация). Многие горизонты конгломератов являются базальными, залегаая со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием на подстилающих отложениях. В более южных разрезах также встречаются горизонты конгломератов, но обычно они являются внутриформационными образованиями. Судя по материалам О.П. Дундо [59], в Беринговском районе горизонты конгломератов разделяют верхнемеловые отложения на несколько циклов, соответствующих свитам и подсвитам. Некоторые из этих конгломератов, несомненно, отлагались в мелководных условиях. Иногда в них сосредоточено большое количество толстостенных раковин иноцерамов. По-видимому, вся северная часть (градация) алькатваамской формации накапливалась в прибрежной зоне разрушающейся островной суши.

Характерными членами алькатваамской формации, особенно в пределах Каутоямского автохтона и южной части Алькатваамского покрова, являются горизонты до нескольких сотен метров мощностью, состоящие из ритмичного чередования полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов (собственно флишоидная ассоциа-

ция). Однако целый ряд особенностей строения этих горизонтов отличает их от настоящего флиша. Прежде всего в этом чередовании обычно присутствуют многометровые слои массивных песчаников, по особенностям строения (отсутствие градационной слоистости, включения закатанных линз конгломератов, обилие крупных обломков более тонкозернистых пород), скорее всего, не связанные своим образованием с суспензионными потоками, а являющиеся отложениями зерновых потоков. В пачках более тонкого переслаивания, являющихся отложениями суспензионных потоков (турбидитов), в ритмах наблюдаются лишь отдельные элементы установленной А.Х. Боумой последовательности отложений в разрезе "идеального турбидита": Большие вариации строения даже соседних ритмов указывают, что обстановка накопления была очень нестабильной.

Постоянными членами в рассматриваемой формации являются алевролиты и аргиллиты, которые, помимо вхождения в состав флишоидной ассоциации, образуют самостоятельные мощные пачки, иногда содержащие конкреции пелитоморфных известняков. Также постоянными членами всей формации являются прослои окремненных кислых витрических туфов (пеплов).

В целом образование формации шло в условиях разных глубин на месте сложного построгоного островодужного поднятия, главным образом за счет его разрушения.

Особую формацию, не входящую в рассматриваемые группы верхнеюрско-меловых формаций Корякского хребта, составляют дат-палеоценовые отложения Кананутской вулканомиктово-базальтовой формации. Эта формация завершает вертикальный ряд формаций, ее отложения распространены главным образом в разрезе Каутоямского автохтона. Наиболее типичная ассоциация пород этой формации состоит из переслаивания порфировых базальтов и андезито-базальтов, реже андезитов и более кислых пород. С ней связаны слои гиалокластитов основного состава, обычно с везикулярной структурой, а также слои грубозернистых, иногда косо-слоистых вулканомиктовых песчаников, часто содержащих обильный мелководный органогенный известняковый детрит. Состав вулканических пород этой формации позволяет отнести ее к непрерывно дифференцированной вулканической серии с резким преобладанием основных пород.

Эффузивы и субвулканические тела этой формации на 50% сложены породами, по соотношению суммы щелочей и SiO_2 попадающими на диаграмме Х. Куно в поле щелочной оливиновой серии, в меньшем количестве — в поле высокоглиноземистой серии и только в количестве 15–20% — в поле толеитовой серии. Среднее содержание SiO_2 в базальтоидах этой формации составляют соответственно 52,6% и 51,3%. По другим петрохимическим показателям, таким, как содержание TiO_2 (1,31 и 1,33%) и MgO (4,5 и 6,2%) и суммы щелочей (5,3 и 5,1%), а также по отношениям FeO^*/MgO (1,9 и 1,6%) и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (9,3 и 6,6%) палеоценовые базальтоиды кананутской формации четко отличаются от базальтоидов яранайской и кэнкэрэнской формации. По-видимому, они связаны с трещинными мелководными субаквальными излияниями. По перечисленным показателям вулканы кананутской формации близки к некоторым предороженным существенно базальтовым формациям верхнего мела Восточно-Камчатской зоны и палеоцена–эоцена зоны восточных полуостровов Камчатки [102].

Угленосная формация включает в себя отложения Корякского нео-автохтона. В ее состав входят алевролиты, полимиктовые и субаркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты. В средней части прослеживаются три угленосных горизонта с пластами углей рабочей мощности. Накопление пород происходило в прибрежно-морских, местами лагунных условиях.

На основании всего сказанного схема тектонического развития рассматриваемого района сводится к следующему. В среднем и позднем палеозое, а также в триасе здесь располагался крупный бассейн с корой океанического типа. В его пределах накапливалась мощная однообразная в формационном отношении вулканогенно-кремнистая толща. Седиментационные условия, существовавшие в палеозое, по-видимому, сохранились в триасе и, возможно, ранней юре, когда здесь накапливались мелководные, в фациальном отношении пестрые карбонатно-терригенные осадки.

Интенсивность тектонических движений в первой половине юрского времени резко возрастает. Обширные территории были охвачены складчатостью, которой подвергались сформировавшиеся к этому времени палеозойские и нижнемезозойские отложения. Часть из них была выведена на поверхность в зону действия эрозии. Осадконакопление продолжалось в небольших реликтовых ваннах со специфическими условиями седиментогенеза. Видимо, в это время на территории современного Корякского нагорья произошло внедрение интрузий габбро, кварцевых диоритов и плагиогранитов, галька и блоки которых повсеместно встречаются в верхнеюрских конгломератах и олистостромах [37].

Все ранее сказанное позволяет утверждать, что к середине юрского периода в рассматриваемом регионе была сформирована кора переходного типа, скорее всего мало-мощная и невыдержанная по простиранию [121, 122].

В начале поздней юры произошла смена знака тектонических движений — условия сжатия сменялись интенсивным растяжением. Была заложена целая система расколов, располагавшихся на обширной территории (рассеянная деструкция), по которым на уровень седиментации из-под перекрывающего их чехла были выведены породы меланократового основания. На месте приподнятой области с субконтинентальной корой возникла система новообразованных прогибов, в пределах которых было вскрыто палеозойское меланократовое основание. Процесс такого вскрытия был длительным (в течение всего мелового времени) и осуществлялся в виде серии раздвигов, происходивших на разных структурных уровнях (мантийных и коровых). Часть блоков разрушенной коры переходного типа смещалась к югу, другие, дезинтегрируясь, поставляли терригенный материал во вновь образованные бассейны седиментации. Возникшие в результате раздвига седиментационные ванны характеризуются большими размерами, сопоставимыми с размерами современных краевых бассейнов, а также сравнительно однообразным формационным выполнением. Они разделялись поднятиями, по крайней мере некоторые из которых, судя по особенностям состава и строения слагающих их вулканитов, представляли собой островные дуги.

В северо-западной части на вскрытом ультрабазит-габбровом основании, а также на реликтах коры переходного типа начали формироваться глубоководные вулканогенно-кремнистые отложения чирьнайской серии, базальные слои которой мы наблюдаем в современной Майницкой зоне.

Как было показано [123], по своему формационному выполнению и тектонической природе Майницкий юрско-меловой прогиб сопоставляется с современными окраинными морями. Его формационное сходство с Ваежско-Алганским прогибом, располагающимся в современной структуре Корякского нагорья севернее, позволяет предположить, что последний также является частью этого прогиба. С юго-востока и востока этот бассейн, видимо, сочленялся с Великореченской и Алькатваамской зонами, которые представляли собой сложно построенную область, включавшую в себя несколько поднятий и прогибов. Образование этой системы произошло в результате компенсации раздвига в пределах Ваежско-Алганско-Майницкого прогиба и связанного с этим сгущивания смещавшихся к югу блоков разорванного океанического чехла [120]. Эта область относительного поднятия, так же как современная Алеутская дуга, по всей вероятности, сочленялась с зоной континентального шельфа.

Условия интенсивного площадного растяжения (рассеянная деструкция) существова-

ли до конца юрского периода. Уже начиная с титонского века во многих районах на фоне продолжающегося растяжения и прогибания начали образовываться поднятия. Так, к середине раннего мела оформилась сложная система островных дуг, междугловых бассейнов и окраинных морей.

В начале мелового периода произошло заложение Кэнкэрэнской островной дуги. На внешнем ее склоне накапливались породы, ныне входящие в состав Аляктаваамского аллохтона. Южнее, в междугловом бассейне, формировались флишиодные толщи Каутоямского автохтона и параавтохтонного комплекса. Анализируя размещение вулканогенного материала по разрезу, можно сделать вывод о том, что в первый период существования островной дуги вулканизм был слабым. Отлагавшийся материал был в основном терригенный, поступавший за счет разрушения древних кремнисто-вулканогенных образований и габбро-платиогранитного комплекса. Максимум вулканизма приходится на готеривское время, когда накопились мощные горизонты тефрогенных граувакк, грубых туфов и туфобрекчий. Вулканизм в основном был среднего (андезитового) состава и, в меньшей степени кислого. Вскрытые сейчас породы образовались на некотором удалении от самих вулканических построек, в подводных условиях. При этом большую роль играли турбидитные потоки, о чем свидетельствуют часто встречающаяся турбидитная слоистость и флишиодное переслаивание пород. Вдоль островной дуги существовали придонные течения, участвовавшие в разносе обломочного материала. Под их воздействием сформировались линзы и прослои песчаников с косою слоистостью. Процесс устойчивого растяжения и связанного с ним прогибания на рубеже готерива—баррема был прерван. В северных районах (Ваежско-Алганская зона) в это время формировались первые чешуйчатые и покровные структуры. В южных — почти повсеместно фиксируются перерыв в осадконакоплении и угловое несогласие.

Середина мелового периода характеризовалась спокойными колебательными движениями, в результате которых менялась конфигурация отдельных седиментационных ванн, появлялись и исчезали острова, поднятия. Эти изменения условий осадконакопления нашли свое отражение в изменении мощностей и фаций отложений этого возраста. В пределах Аляктаваамского прогиба в это время сформировалась мощная туфотерригенная толща гинтеровской свиты, в строении которой прослеживается грубая цикличность.

Начало сенонского времени ознаменовалось увеличением тектонической активности. В северных частях региона это выразилось в становлении крупных тектонических покровов [78]. Вся территория Корякского нагорья была вовлечена в складчатость, это фиксируется перерывом в осадконакоплении, угловыми несогласиями, а также изменением формационного состава отложений. По всей вероятности, в Майниском прогибе к концу туронского века процесс активного осадконакопления был завершен — осадки более молодого возраста здесь к настоящему моменту не обнаружены.

В Великореченском—Аляктаваамском прогибе осадконакопление продолжалось. На северо-западе (Великореченская зона) начинает формироваться угленосная моласса паралитического типа (рарыткинская свита), которая в нижней части представлена морскими, а в верхней — субконтинентальными отложениями [79]. На юго-востоке (Аляктаваамская зона) происходит накопление барыковской и корякской свит, сложенных в основном терригенными морскими отложениями. Глубина бассейна седиментации после предсенонской перестройки, по-видимому, уменьшилась, рельеф дна стал более расчлененным, о чем свидетельствует резкое изменение мощностей в отложениях этого возраста.

В целом сенонское время характеризовалось усложнением общей тектонической структуры. Интенсивное сжатие в северной части Корякского нагорья происходило на фоне продолжающегося растяжения в ее южной части (Олюторская зона), где формировались альб-сенонские кремнисто-вулканогенные образования ватынской серии [9, 10, 25]. Сопряженность процессов сжатия и растяжения — явление, широко распространенное в северо-западной части Тихоокеанского пояса [117].

В конце сенона в развитии структуры Корякского нагорья наступил новый этап.

Этот этап характеризуется преобладанием процессов сжатия над процессами растяжения и тенденцией к воздыманию всей Корякской складчатой области. На рубеже кампана—маастрихта коренную перестройку претерпела южная ее часть, где произошло становление Эконайской системы покровов. Движение аллохтонных масс происходило с севера на юг с образованием сложно построенного каскада лежащих складок [120, 121]. Сформированная шарьяжная структура была, как уже отмечалось, трансгрессивно перекрыта маастрихтским неоавтохтонным чехлом.

В конце мелового периода в ряде районов нагорья возобновилась вулканическая деятельность — подводные излияния андезито-базальтов.

Вторая фаза крупных горизонтальных перемещений в восточной части Корякского нагорья приурочена к рубежу мела—палеогена. В это время в северной части области произошло шарьирование Ваежско-Алганской зоны на Великореченскую и образование в структуре последней чешуй параавтохтонного комплекса. Вулканогенно-граувакковые комплексы и офиолиты Майницкого прогиба были надвинуты на флишиодные отложения Алькатваамского. При движении аллохтонных масс в их южной, фронтальной, части произошло тектоническое сдвигание разреза — сформировались Верхне- и Нижнемайницкие покровы. В это же время или чуть раньше произошло становление покровов Алькатваамской зоны. Если движение аллохтонных масс Ваежско-Алганской и Майницкой зон было однонаправленным с севера на юг, то Алькатваамские покровы представляют собой дивергентную систему. Перемещение пластин Велькильвеемского аллохтона происходило с юга на север, а Алькатваамского — с севера на юг. Таким образом, процесс встречного шарьирования, по-видимому, отражает условия общего сжатия. Формирование структур Калинейваамского параавтохтона произошло, по всей вероятности, несколько позднее. На это, в частности, указывает факт перекрытия им фронтальных останцов Майницких покровов.

Значительность тектонических движений на рубеже мела—палеогена в северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса подчеркивается тем, что в это время здесь произошло заложение Алеутской островной дуги [153].

Сформировавшаяся к концу мелового времени покровная структура востока Корякского нагорья была перекрыта кайнозойским неоавтохтонным чехлом терригенных отложений. В более северных районах региона она перекрыта покровами континентальных эффузивов и вулканогенно-осадочными образованиями [78].

Новейшие движения имели преимущественно вертикальную составляющую — структуры Эконайской и Корякской систем покровов были разбиты субвертикальными разломами на ряд тектонических клавиш. Горизонтальные перемещения происходили по нескольким крупным комбинированным разрывам типа сбросо-сдвига. В настоящее время Корякское нагорье продолжает находиться в процессе орогенеза. Однако выражен он незначительно: район практически асейсмичен.

История формирования покровно-складчатой структуры Корякского хребта сложна: в ней четко выделяются этапы растяжения, приведшие к формированию новообразованных седиментационных прогибов, и этапы интенсивного тектонического сжатия. Необходимо отметить, что процесс тектонического скупивания и связанный с ним процесс вещественного преобразования коры переходного типа в кору континентальную был прерван: в настоящее время нигде в Корякском нагорье мы не обнаруживаем признаков калиевого гранитного магматизма в значительных масштабах — показателей становления зрелого гранитно-метаморфического слоя. В этом отношении Корякское нагорье существенно отличается от южной и юго-западной Аляски, где широко представлены интрузии калиевых гранитов. Более того, в раннечетвертичное время восточная часть Корякского нагорья, по-видимому, испытала повторное растяжение, о чем свидетельствуют субаквальные излияния базальтов, содержащих в нижней части эффузивной серии обильные ксенолиты гарцбургитов и шпинелевых лерцолитов. Присутствие обломков ультраосновных пород косвенно указывает на близость мантийного субстрата.

Таким образом, история формирования восточной части Корякского нагорья может служить примером деструктивного и конструктивного процессов в развитии земной коры, приведших к формированию новообразованного гранитно-метаморфического слоя.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ С ШЕЛЬФОМ БЕРИНГОВА МОРЯ И ЮЖНОЙ АЛЯСКИ

Положение восточной части Корякского нагорья непосредственно в пределах побережья Берингова моря автоматически ставит перед исследователями геологии этого региона вопрос: прослеживаются ли тектонические структуры нагорья под акваторию моря и имеют ли они продолжение в южной Аляске? Прежде чем рассмотреть имеющиеся материалы, кратко остановимся на проблеме положения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и его продолжения в пределах Берингова моря и Аляски.

Как показали многочисленные исследования, Охотско-Чукотский вулканический пояс разделяет области с различным строением земной коры. К северу от него распространена зрелая континентальная кора докембрийского возраста, к югу — зона переходной субконтинентальной коры мел-палеогенового возраста [133, 154]. Отложения пояса наиболее уверенно прослеживаются в восточной части Берингова моря. По данным ряда исследователей [40, 41], в северо-восточной части шельфа Анадырского залива выделяется толща, насыщенная магнитно-активными телами и залегающая в интервале глубин от 0,5—1,5 до 2,5—4,5 км, которая сопоставляется с эффузивами Охотско-Чукотского пояса. Зона высоких магнитных аномалий (1000 гамм и более) непрерывной полосой протягивается через шельфовую часть Берингова моря до побережья юго-западной Аляски [184]. Ее северная граница, захватывая о-в Нунивак, проходит до района р. Кукоквим (юго-западная Аляска), южная трассируется севернее о-вов Прибылова до западной части п-ова Аляска [191] (рис. 40).

Комплексы вулканического пояса обнажаются на западной части о-ва Св. Лаврентия, слагают о-в Св. Матвея. Они представлены терригенными и вулканогенными породами. Среди терригенных доминируют аргиллиты и вулканомиктовые граувакки, в последних наблюдается косая и конволютная слоистость, указывающая на то, что отложения являются дистальными фациями турбидитовых потоков. Вулканогенные образования гетерогенны по возрасту и составу. Наиболее древние представлены андезитами, дацитами, риолитовыми туфами и брекчиями, их возраст, на основании определения абсолютного возраста К—Аг-методом, $74,1 \pm 2$ млн. лет (позднемеловой). Они перекрываются мощными (до 250 м) потоками базальтов ($64,8 \pm 2$ млн. лет) и андезитовыми туфами. Вулканогенные комплексы прорваны дайками гранодиоритов, возраст которых $60,7 \pm 2$ млн. лет [191]. На о-ве Нунивак присутствуют палеоген-четвертичные базальты [173].

Продолжение вулканического пояса в пределах Аляски различными авторами трактуется по-разному. Одни проводят аналогии с вулканоплутооническими комплексами провинции Юкон-Коюкук [168], другие, основываясь на анализе химизма пород и эпох магматической активности, — с эффузивно-интрузивными образованиями п-ова Аляска [198]. Вторая точка зрения в настоящее время представляется более обоснованной.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ШЕЛЬФА БЕРИНГОВА МОРЯ

Шельф Берингова моря в северной и восточной частях представляет собой обширную подводную равнину шириной от 250 до 800 км. Западнее мыса Наварин шельф резко сужается до 5—25 км. Средняя его глубина 130—150 м. Внешняя граница характеризуется резко выраженным перегибом к континентальному склону. Последний прослеживается до глубин 3500—3800 м, имея крутизну $3-8^\circ$, а по бортам секущих

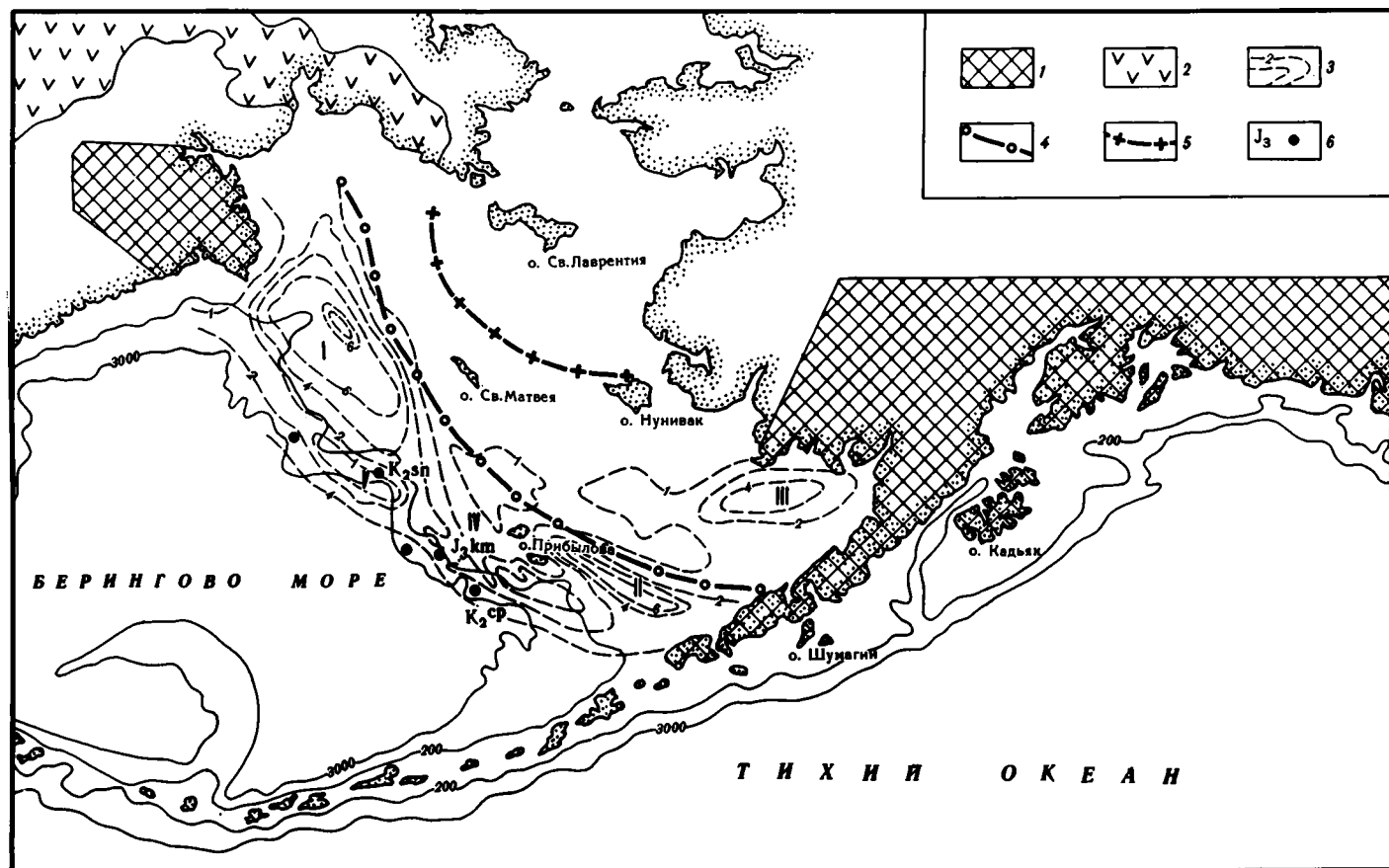


Рис. 40. Схема расположения рассматриваемых областей

1 — рассматриваемые участки суши; 2 — Охотско-Чукотский вулканический пояс на суше; 3 — изопакхиты кайнозойского осадочного чехла, км [163]; 4—5 — границы зон высоких значений магнитных аномалий на шельфе Берингова моря [163]; 6 — места драгировок фауны и ее возраст. Кайнозойские осадочные бассейны: I — Наваринский, II — Св. Георгия, III — Бристольский; поднятия: IV — Прибылова, V — Наваринское

каньонов — до 15–25° [30, 33]. Мощность земной коры шельфа Берингова моря колеблется от 22–23 до 29 км [45]. По данным сейсмоакустических исследований ее верхняя часть имеет трехчленное строение (снизу вверх): акустический фундамент (средние скорости прохождения сейсмических волн 3,1–3,7 км/с, максимальные до 5,5 км/с), слоистый чехол (скорости прохождения волн 1,6–2,7 км/с), неконсолидированные и слабо литифицированные осадки.

Акустический фундамент имеет весьма сложную структуру. В юго-западной, прилегающей к континентальному склону, части шельфа он разбит многочисленными разломами северо-западного простирания. Система этих разломов образует вытянутые грабенообразные прогибы [200, 201]. В сторону Алеутской котловины фундамент круто погружается до глубины 5–7 км, а к северо-востоку (в сторону о-ва Нунивак) постепенно воздымается до глубины 0,5–1 км, образуя крупную положительную структуру — поднятие Нунивак [52].

Породы, слагающие акустический фундамент шельфа Берингова моря, выходят на о-вах Прибылова, а также в бортах подводных каньонов. Острова Прибылова сложены в основном серпентинизированными перидотитами [155]. Рвущие их дайки гранодиоритового состава имеют абсолютный возраст 50–57 млн. лет [177], а перекрывающие основные эффузивы — четвертичный возраст [167]. По мнению М.С. Марлоу и А.К. Купера [183], ультраосновные породы имеют мезозойский возраст и либо рвут юрские породы основания о-вов Прибылова, либо являются аллохтонными блоками внутри комплекса основания до позднечуковского возраста. По мнению этих авторов, сейсмически обнаруженный акустический фундамент состоит главным образом из дислоцированных осадочных пород мезозойского возраста. К настоящему времени в результате драгировки крутых склонов подводных каньонов берингово-морского шельфа накоплен обширный фактический материал по составу и возрасту пород акустического фундамента. Наиболее древними породами являются мелко-водные полимиктовые песчаники, содержащие остатки *Buchia rugosa* позднечуковского возраста (кимеридж) [163] (табл. 4). Помимо фаунистически охарактеризованных пород, со дна моря подняты вместе с ними вулканические и тектонические брекчии, габброиды, андезитовые и базальтовые туфы, толеитовые базальты. Минимальный абсолютный возраст последних $54,7 \pm 1,08$ млн. лет. По данным Д. Гопкинса и др. [176], терригенные породы, драгированные из каньона Прибылова, представляют собой переслаивающиеся (2–3 см) темно-серые алевролиты и граувакковые песчаники, практически не метаморфизованные. Песчаники состоят из обломков кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, а также вулканических, осадочных и метаморфических пород.

Блоковая структура акустического фундамента перекрыта мощным чехлом стратифицированных отложений. Граница между фундаментом и чехлом, по данным американских геологов [183, 184], резко несогласная. Общее строение осадочного чехла рассматриваемой части шельфа Берингова моря (от востока Корякского нагорья до юго-западной Аляски) показывает, что здесь выделяются крупные, линейно вытянутые, расположенные вдоль континентального склона прогибы, в которых мощности толщ чехла резко возрастают. Морфологически это крутые грабенообразные структуры с углами наклона бортов до 20°, разделенные между собой валообразными поднятиями. Наиболее крупное поднятие, хр. Шумагин–Наварин [133], протягивается практически вдоль всего берингово-морского шельфа. Одним из наиболее крупных седиментационных прогибов является Наваринский, расположенный к юго-востоку от одноименного мыса. Он имеет овальную форму при длине 400 км и ширине 190 км. Максимальная глубина (по кровле акустического фундамента) Наваринского прогиба превышает 6,5 км. Столь же крупный по размерам Бристольский прогиб, примыкающий к юго-западной части Аляскинского полуострова. Его глубина достигает 3,5 км. Прогиб Св. Георга, расположенный к юго-востоку от о-вов Прибылова, наиболее глубокий, акустический фундамент здесь погружен более чем на 7 км (см. рис. 40).

Осадочный чехол рассматриваемых бассейнов имеет трехчленное строение [30]

Таблица 4

Результаты драгировок пород со склонов шельфа Берингова моря

Место драгирования	Глубина, м	Литология	Возраст	Фауна
Каньон Прибылова	1600	Аргиллиты, граувакки	Кампан	Фораминиферы, призматические слои иноцерамов
Континентальный склон	1500–2200	Микритовые известняки	Кампан–маастрихт	Споры, пыльца
	1750–1800	Песчанистые алевролиты и вулканомиктовые песчаники	То же	То же
Шельф около о-вов Прибылова	75–90	Вулканомиктовые песчаники	Кимеридж	Пеллециподы
	75–90	То же	„	„
Западнее о-вов Прибылова	1500–1700	„	„	„

и характеризуется скоростями прохождения сейсмических волн от 1,6 до 4,3 км/с. Нижняя осадочная толща (скорости волн 3,8–4,3 км/с) не выдержана по простиранию и достигает максимальной мощности около побережья Корякского нагорья. Она представлена светло- и голубовато-серыми аргиллитами, плотными алевролитами и в меньшей степени карбонатными и вулканомиктовыми песчаниками. Олигоценный возраст толщи устанавливается на основании обширного комплекса диатомей, который был выделен из образцов, поднятых с северо-западной части каньона Жемчуг [176, 177]. Эти отложения слагают "промежуточный" комплекс чехла.

Средняя толща прослеживается повсеместно (скорости волн 2,6–3,2 км/с), ее средняя мощность в пределах шельфа 1,5–2,5 км, максимальная — до 4 км. Она сложена олигоцен-среднемиоценовыми вулканогенно-терригенными и флишоидными породами: кремнистые аргиллиты, содержащие остатки диатомей, вулканомиктовые мелкозернистые песчаники, микритовые известняки, конгломераты, содержащие обломки осадочных и вулканогенных пород. Верхняя осадочная толща на Берингоморском шельфе и в смежных с ним глубоководных котловинах обладает относительно постоянной мощностью около 1 км (скорости волн 1,6–2,3 км/с). Входящие в ее состав отложения позднего миоцен-четвертичного возраста представлены терригенными породами, пелитоморфными туфами и микритовыми известняками.

В районе о-ва Св. Георга в последние годы были драгированы щелочные базальты, абсолютный возраст которых на основании определения К–Аг-методом устанавливается в пределах 0,8–2,2 млн. лет.

Таким образом, имеющиеся фактические материалы свидетельствуют о том, что южная часть шельфа Берингова моря сложена породами, аналогичными тем, которые выходят на поверхность в пределах восточной части Корякского нагорья. Данные геофизических исследований указывают на то, что тектонические структуры прослеживаются под акваторией Берингова моря от Беринговского полуострова до юго-западной части п-ова Аляска. Обращает на себя внимание факт резкого структурного несогласия, которое прослеживается по границе акустического фундамента и осадочного чехла шельфа Берингова моря. Это свидетельствует о том, что на границе мела и палеогена территория современной акватории Берингова моря и прилегающих регионов претерпела существенную тектоническую перестройку.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ И ЮЖНОЙ АЛЯСКИ

Структуры восточной части Корякского нагорья протягиваются под акваторией Берингова моря вплоть до юго-западной Аляски. Это позволяет сделать предположение о наличии в пределах юго-западной Аляски их структурно-формационных аналогов [81]. Рассмотрим имеющиеся фактические материалы по геологии этого района.

В юго-западной и южной Аляске выделяется несколько формационных комплексов, которые закономерно протягиваются вдоль побережья Аляскинского залива. Близкое пространственное расположение, одинаковый возраст слагающих их пород, а также сходство состава, строения и характера деформаций некоторых из них позволяют выделить три обособленные структурно-формационные зоны, с юга на север: Якатага, Валдез, Селдовия (рис. 41).

Стратиграфия. Зона Якатага прослеживается от о-вов Ситкинак на юго-западе по южному берегу о-ва Кадьяк и далее до северной части Аляскинского залива. Она включает в себя формации Гхост-Рокс, Ситкалидак, Ситкинак, которые сопоставляются с группой Орка, распространенной в юго-восточной Аляске (район пролива Принца Вильяма). Наиболее древней из них является формация Гхост-Рокс, возраст которой на основании находок планктонных фораминифер *Globigerina pseudobulloides*, *Planorotalites* sp., *Subbotina triangularis*, *S. triloculinoides* датируется палеоценом [203]. Формация состоит из сильно деформированных глинистых сланцев, алевролитов и аргиллитов, содержащих в виде маломощных прослоев известняки и туфогенные песчаники. Встречаются также редкие покровы толентовых базальтов. В целом толщи характеризуются флишоидным строением, мощность их, по-видимому, достигает 5000 м. Породы, слагающие формацию Гхост-Рокс, имеют локальное распространение (юго-восточное побережье о-ва Кадьяк).

Значительно шире распространены отложения, входящие в формацию Ситкалидак. Возраст их датируется эоценом—олигоценом на основании возраста подстилающих и перекрывающих пород. Формация состоит из толщи переслаивания средне- и мелкозернистых песчаников с карбонатным цементом и глинистых сланцев. Повсеместно фиксируется чередование пачек грубых и более тонких разностей. По данным Д.В. Мура [186], мощность отложений достигает 3000 м.

Формация Ситкинак значительно грубее по составу. Это полимиктовые гравелиты, конгломераты, песчаники, содержащие линзы и прослои алевролитов и углей. Отложения содержат остатки флоры олигоценового возраста. Мощность их около 1500 м.

Все указанные комплексы несогласно перекрываются породами формации Нерроу Кейп. Возраст последней датируется на основании многочисленных находок остатков раковинной фауны поздним олигоценом—ранним миоценом [153]. Она представлена песчаниками, гравелитами, конгломератами и алевролитами, накопление которых происходило в прибрежно-морских условиях. Часто встречаются прослои ракушечника. Мощность формации Нерроу Кейп колеблется от 150 до 700 м.

На юге указанные комплексы уходят на шельф Аляскинского залива, на севере — по системе пологих разрывов (Chugach Bay fault, Contact fault) перекрываются отложениями зоны Валдез.

Зона Валдез представляет собой хорошо следящуюся полосу турбидитов мелового возраста, которая протягивается от о-вов Санак на юго-западе до восточного окончания гор Чугач на расстояние около 1700 км при ширине свыше 100 км [194]. Она включает в себя несколько формационных групп: на о-вах Шумагин и Санак это формация Шумагин; на о-ве Кадьяк — формация Кадьяк; на п-ове Кенай — группа Валдез; безымянные отложения хр. Фейрвездер и граувакки Ситка на о-вах Чичагов и Баранов.

Формация Шумагин [70, 187—189] представлена мощной толщей турбидитов, флишоидно переслаивающихся алевролитов и песчаников вулканомиктового состава,

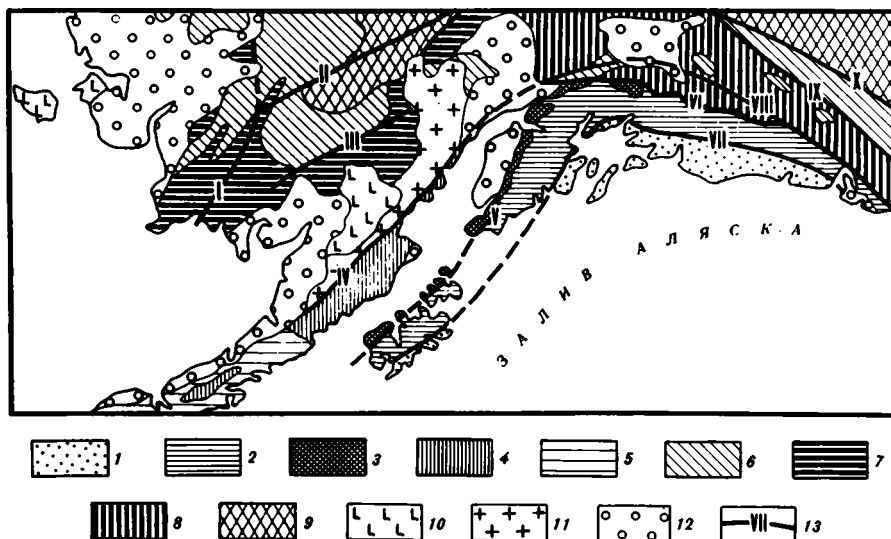


Рис. 41. Схема размещения основных структурных элементов южной и юго-западной Аляски

1-4 — тектонические зоны: 1 — Якатага, 2 — Валдез, 3 — Селдовия, 4 — Матануска; 5 — кайнозойские комплексы Алеутской дуги; 6-7 — поднятие Гуднюз: 6 — автохтон (группа Кускоквим и ее формационные аналоги), 7 — аллохтон (группа Гемук); 8 — зона (аллохтон) Врангелия; 9 — выступы метаморфического основания и палеозойского чехла; 10 — покровы кайнозойских базальтов; 11 — гранитоиды Аляскинского батолита; 12 — кайнозойские и четвертичные наложенные впадины; 13 — основные разломы: I — Тогияк-Тикчик, II — Фэруэлл, III — Мульхатка, IV — Бруни-Бей, V — Игл Ривер, VI — Бордер Рэндж, VII — Контакт, VIII — Фейр-веадзер, IX — Тотчунда, X — Денали

содержащих остатки фауны маастрихтского возраста. Они перекрывают флишевые толщи кампанского возраста [176], которые выходят на краю шельфа.

Формация Кадьяк сложена алевролитами и песчаниками, содержащими линзы и прослои гравелитов и конгломератов [161, 186, 203]. Обломочная часть терригенных отложений состоит в основном из вулканогенных и осадочных пород, платиоклаза, реже кварца и обломков интрузивных пород. Пачки флиша чередуются с пачками гомогенных неслоистых песчаников и алевролитов. Д. Джонсоном и С. Кларком [178] в отложениях Кадьяк были собраны остатки *Inoceramus kusiroensis*, указывающие на маастрихтский возраст вмещающих слоев. Мощность этих отложений превышает 5000 м.

Группа Валдез имеет более широкий возрастной диапазон. В настоящее время можно с уверенностью говорить о наличии двух стратиграфических уровней [158]. Отложения нижнего, берриасского, охарактеризованы остатками фауны пелеципод. Они сложены серыми и черными неяснослоистыми аргиллитами, среди которых встречаются прослой известняков, подушечных базальтов и их туфов, вулканических брекчий. Породы, относящиеся к верхнему стратиграфическому уровню, содержат обломки кампанских и маастрихтских иноцерамов. Они представлены граувакковыми турбидитами, среди которых встречаются конгломераты и аргиллиты. Толщи интенсивно дислоцированы и часто метаморфизованы в зеленосланцевой фации [157, 159, 202]. По типу стратификации и процентному соотношению пород выделяется три разновидности турбидитов [166]: 1) тонкослоистые алевролиты, содержащие единичные тонкие пластины песчаников; 2) флиш, сложенный алевролитами и песчаниками с градиационной слоистостью; 3) грубослоистые песчаники с тонкими прослоями алевролитов. Песчаники часто содержат "плавающую" гальку алевролитов. Сходные в формационном отношении комплексы фиксируются в хр. Фейрвеадзер. Он сложен тонкообломочными слоистыми граувакками, возраст которых, по-видимому, меловой [158, 199].

Граувакки Ситка являются наиболее древними породами зоны Валдез, о чем свидетельствуют находки титонских (?) и берриасских пелелипод [156, 181]. Это мощная, сильно деформированная толща флишеидных граувакк, которая регионально метаморфизована в целитовой, пренит-пумпелеитовой и местами зеленосланцевой фациях. В ее состав как доминантные породы входят алевролиты и песчаники, среди которых встречаются глинистые сланцы, темные тонкослоистые аргиллиты, брекчи и известняки.

На северо-востоке формационные комплексы зоны Валдез ограничены крупным разломом (Borger Ranges fault), отделяющим их от верхнепалеозойских метаморфических пород и мезозойских шельфовых отложений. На севере и северо-западе по практически горизонтальному надвигу (Eagle River fault) они перекрыты породами, входящими в состав зоны Селдовия.

Зона Селдовия прослеживается узкой прерывистой полосой от о-ва Кадьяк до восточного побережья Аляскинского залива. Она объединяет несколько схожих в возрастном и формационном отношении подразделений: комплекс Уйяк на о-ве Кадьяк, комплекс Селдовия Бей на о-ве Баррен и п-ове Кенай, комплекс Мак-Хью в горах Чугач северо-восточнее Анкориджа.

Северным ограничением зоны является крупный, круто падающий к северу разрыв (Borger Ranges fault), который протягивается от о-ва Кадьяк до района о-ва Ванкувер.

Комплекс Уйяк протягивается узкой полосой вдоль северо-западного берега о-ва Кадьяк. Он подразделяется на несколько обособленных подразделений, отличающихся друг от друга в основном степенью тектонической переработки (Cape current terrane, Uuyk Complex, Kodiak Islands schist terrane). Комплекс беден фаунистическими остатками, в терригенных породах найдены неопределимые остатки раковинной фауны, из кремнистых пород выделены радиолярии *Nassellariina* sp., по-видимому, палеозойского возраста; *Archaeodictyomitra* sp., вероятно, позднюрско-раннемелового возраста; *Parviclingulaboesi*, *Thanarla conica*, *Archaeodictyomitra* cf., *A. vulgaris* поздневаланжинского возраста и *Thanarla conica*, *Oarviclingula?* *Pseudodictyomitra*, *Archaeodictyomitra* sp. поздневаланжинско-позднеаптского возраста [161]. Отложения, слагающие комплекс Уйяк, представлены тонкослоистыми морскими песчаниками, аргиллитами, граувакками, спилитами, кремнистыми радиоляриевыми сланцами и в меньшей степени агломератами и известняками. Степень деформации их очень велика, местами породы полностью теряют первичную стратификацию, образуя автокластический меланж. К таким областям приурочены блоки полосчатых габбро, клинопироксенитов, дунитов и плагиоклазовых перидотитов, а также палеозойских кремнистых пород и известняков. Ультраосновные породы интенсивно серпентинизированы [17]. В северо-западной части острова параллельно основному простиранию структур прослеживается зона метаморфических сланцев, среди которых встречаются породы, содержащие лавсонит. Она отделяет комплекс Уйяк от вулканогенно-осадочных отложений формации Шуйяк, которые сложены слоистыми вулканокластическими турбидитами, конгломератами, аргиллитами, окремненными туфами, спилитами и агломератами. Породы бедны фаунистическими остатками, единственная находка макрофауны была сделана на севере острова, где среди вулканогенно-обломочных турбидитов найдены пелелиподы *Nalobia* cf. *balorica* позднетриасового возраста [161].

Комплекс Селдовия Бей распространен в южной части п-ова Кенай и на восточных островах группы Баррен (West and East Amatuli). Он представлен сильно деформированной толщей гетерогенного состава: аргиллиты, граувакки, кремнистые сланцы, спилиты, туфы основного и среднего состава. Среди этих отложений имеется несколько незначительных по площади выходов пород офиолитовой ассоциации — передробленных и измененных габброидов, пироксенитов и серпентинитов. Возраст комплекса Селдовия в настоящее время не совсем ясен. Единственная находка органических остатков была сделана на о-ве Юкон, где из кремнистых сланцев удалось выделить

радиолярии, указывающие на триасовый возраст вмещающих пород. По-видимому, это один из наиболее древних слоев зоны Селдовия.

Так же, как и на о-ве Кадьяк, по разрыву, маркируемому метаморфическими сланцами (*Seldovia Schist terrane*), вулканогенно-терригенные отложения зоны Селдовия отделены от расположенных западнее нижнемезозойских пород. Возраст последних устанавливается на основании находок микрофауны позднего триаса—ранней юры. Они представлены слонистыми туфоалевролитами, песчаниками, слабо сортированными конгломератами, туфами и реже известняками. Эти же отложения установлены на западных островах группы Баррен, где на спилитах залегает толща (600 м) туфов, песчаников, кремнистых аргиллитов и сланцев, содержащих остатки фауны позднего триаса. Толща погружается под более молодые отложения на восточном берегу залива Кука и появляется на его западной стороне. Она сопоставляется с зоной Врангелия [179].

Комплекс Мак Хью наиболее детально изучен в районе Анкордиджа. Он представляет собой интенсивно дислоцированную и частично метаморфизованную до цеолитовой и пренит-пумпелеитовой фаций совокупность пород, состоящую из двух групп: осадочной и вулканогенной. Среди осадочных преобладают серые и темно-серые алевролиты, полимиктовые песчаники, гравелиты и пудинговые конгломераты. В вулканогенную группу входят спилиты, переслаивающиеся с радиоляриевыми сланцами, кремнистыми алевролитами и аргиллитами. В виде изолированных линзовидных тел присутствуют ультрабазиты и метаморфизованные известняки. Возраст комплекса Мак Хью устанавливается на основании находок в разных его частях радиолярий: *Dictyomitra apiarium* Rust — берриас—баррем [170]; *Parvicingula citae* Pessagno — валанжин [192]; *Podobursa triacanthae* (?) Fischli — поздний валанжин [170, 192]; *Sethocapsa cetia* Foreman, *Stichocapsa* (?) *rotunda* Hinde — берриас—валанжин [170].

Заканчивая описание отложений зоны Селдовия, необходимо отметить, что среди американских геологов существует мнение [204], что комплекс Мак Хью, ныне тектонически перекрывающий группу Валдез, подстилал ее. Это предположение делается на том основании, что группа Турнагейн, относимая к комплексу Мак Хью, подстилает группу Валдез и конформно с ней дислоцирована.

Приведенный материал показывает, что по своим литолого-формационным характеристикам зона Селдовия соответствует Майнишской зоне, а зона Валдез — Аляктавааской. Кайнозойские отложения зоны Якатага, по мнению В.П. Зинкевича [81], аналогичны наблюдаемым комплексам Нижнехатерской зоны.

Структура. Зона Якатага имеет достаточно простое внутреннее строение. Слагающие ее породы кайнозоя вдоль побережья Алясского залива смяты в широкие синклинальные складки, разделенные узкими, часто асимметричными антиклиналями. Синклинали часто имеют корытообразную форму — плоские днища и крутые (50—60°) углы падения крыльев. Структуры нередко разбиты крутыми разрывными нарушениями, идущими как вдоль, так и вкрест их простирания. В центральной части зоны складки приобретают более спокойный брахиформный облик. Наиболее сильной деформации кайнозойские отложения зоны Якатага подверглись в северных, примыкающих к ограничивающему надвигу (Contact fault) районах. Вдоль него толщи смяты в сложные, часто изоклинальные и запрокинутые складки. Общая вергентность складчатости южная. Отложения смещены многочисленными, падающими на север взбросами, проходящими субпараллельно осевым поверхностям складок.

Зона Валдез, напротив, имеет достаточно сложное внутреннее строение. Выполняющие ее флишеидные породы мелового возраста деформированы в напряженные складки. Морфология этих складок разнообразная — фиксируются прямые, наклоненные, запрокинутые и реже лежащие складки. Более крупные складки осложнены дислокациями более высоких порядков. Степень сжатия структур значительная — углы падения крыльев колеблются в пределах 45—60°, имеются пояса изоклинально смятых пород. Почти повсеместно развит кливаж [166]. Складчатая структура зоны осложнена

многочисленными, наклоненными к северу и северо-западу разрывами [204]. Степень деформации пород резко возрастает вдоль границы с зоной Селдовия. Терригенные флишиодные породы интенсивно брекчированы и милонитизированы. Широкое развитие имеют зеленосланцевые измененные породы [159]. При тектоническом совмещении зон Валдез и Селдовия, видимо, происходило смешивание слагающих их комплексов. Об этом свидетельствуют отторженцы (до нескольких километров в поперечнике) турбидитов Валдез, наблюдаемые в современной структуре среди кремнисто-граувакковых отложений Селдовия [166].

Зона Селдовия имеет исключительно сложное внутреннее строение. Комплексы пород, входящие в ее состав, подверглись интенсивным деформациям. Они смяты в разнообразные напряженные складки. Необычайно широкое развитие имеют структуры кливажа и пластического течения пород. Многочисленные зеркала скольжения указывают на наличие постойных и секущих срывов. На обширных территориях степень деформации пород настолько велика, что первоначальная стратификация пород нарушается — толщи дезинтегрируются до состояния автокластического меланжа. Цемент его сложен измененными наименее компетентными породами — алевролитами, аргиллитами, мелкозернистыми песчаниками. В него погружены разнообразные блоки, глыбы и будины более компетентных слоев — грубые, хорошо сцементированные песчаники, кремни и кремнистые сланцы, сплиты и их туфы [165]. Помимо обломков вулканогенно-осадочных пород, часто встречаются блоки серпентинизированных ультрабазитов, габброидов, глаукофансодержащих зеленых сланцев [193, 194]. При кажущейся хаотичности меланж построен удивительно упорядоченно: ориентировка трещин кливажа и падение многочисленных разрывов строго выдерживаются — протягиваясь вдоль простирания зоны, они везде падают в северных румбах [162, 190]. Почти повсеместно породы затронуты процессами зеленосланцевого метаморфизма с появлением цеолитов, пренита и пумпелита.

История развития Южной и Юго-Западной Аляски большинством исследователей интерпретируется в настоящее время с позиций тектоники плит. Описанные комплексы возникли в результате длительного поддвижения с юга на север тектонической плиты под Северо-Американский континент [96, 161, 162]. Окраина последнего представляла, по мнению американских геологов [197], зону перехода континент—океан андийского типа. В ее пределах некогда существовала вулканическая островная дуга и южнее океанический желоб. На основании возраста отложений, выходящих ныне вдоль Аляскинского залива (аккреционный клин), устанавливаются периоды субдукции: 1) триас (220—195 млн. лет); 2) ранняя юра (?) (184—176 млн. лет); 3) средний мел (108—83 млн. лет); 4) ранний палеоген (65—60 млн. лет); 5) средний палеоген (50—40 млн. лет); 6) неоген (25?—0 млн. лет), которые чередуются с эпохами магматизма [179].

Предлагаемая схема подкупает своей простотой, однако при рассмотрении смежных территорий возникает впечатление, что история развития региона была более сложной. Это предположение основывается на том, что в прилегающих регионах широко развиты отложения, идентичные наблюдаемым в южной Аляске, но находящиеся в иных структурных взаимоотношениях. Наиболее показательным в этом отношении является район залива Гудньюз. Его геологическая структура имеет сложный покровно-складчатый характер. Выделяются автохтонный и аллохтонный комплексы [174]. Автохтон сложен отложениями группы Кускоквим. Это мощная терригенная толща, возраст которой на основании находок раковинной фауны датируется альбом—маастрихтом. Нижняя ее часть сложена морскими отложениями — граувакками, алевролитами, песчаниками, конгломератами. В верхней наряду с морскими появляются терригенные субазральные отложения. Общая мощность отложений группы Кускоквим достигает 3000 м [64].

Аллохтонный комплекс построен значительно сложнее. Основой его являются отложения группы Гемук, возраст которой датируется от позднего палеозоя до раннего мела включительно. Наиболее древние (пермские) ее слои содержат остатки раковин *Atomodesma*, которые встречаются как в известковых, так и в чисто терригенных

разностях. Более молодые породы несут в себе радиолярии мезозойского возраста и остатки фауны двустворок.

Среди этих отложений располагаются достаточно обширные тела ультрабазитов и полосчатых габбро, радиометрическое датирование которых указывает на их юрский возраст. На юге, в районе залива Гудньюз, обнаружены лавсонитсодержащие породы. Здесь же имеются остатки офиолитового комплекса: метасоматизированное, родингитизированное габбро, зеленые сланцы, мелкозернистые вулканогенные породы, спилиты, плагιοграниты [175].

По своим литолого-формационным характеристикам отложения группы Кускоквим близки к разновозрастным образованиям зоны Валдез, а комплексы зоны Селдовия практически идентичны с группой Гемук. Присутствующие в последней блоки палеозойских пород, по-видимому, являются реликтами тектонизированного основания, на котором происходило накопление слагающих ее кремнисто-вулканогенно-терригенных отложений. История развития сопредельных с южной Аляской регионов американскими геологами также рассматривается в свете плитной тектоники. Здесь в первую очередь необходимо остановиться на проблеме аллохтона Врангелия.

Врангелия представляет собой зону нижнемезозойских в основном триасовых отложений, которая прослеживается от о-ва Ванкувер на юго-востоке через о-в Королевы Шарлотты и далее на северо-запад параллельно побережью Аляскинского залива вплоть до гор Талкитна (около 300 км севернее Анкориджа). Она выполнена морскими вулканогенно-терригенными образованиями: *pillow-lava*, *pillow-breccia*, массивные толентовые базальты, туфы, терригенно-карбонатные породы, известняки и меньше алевролиты, аргиллиты, песчаники. Мощности этих образований колеблются в пределах 2000–6000 м [179].

Имеющиеся геологические и палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что протягивающаяся более чем на 2000 км зона на всем своем протяжении аллохтонна. Палеомагнитные данные [172] указывают на то, что формирование этих отложений происходило на палеошироте 15° (северной или южной), т.е. их минимальное смещение к северу составляет 30° по широте. Северная часть аллохтона Врангелия (горы Талкитна, Врангелия) подстилается флишевыми отложениями в основном мелового возраста [168, 169], которые сопоставимы с разновозрастными образованиями зоны Валдез.

Все ранее сказанное, на наш взгляд, свидетельствует о том, что в пределах южной и юго-западной Аляски, а также в прилегающих регионах в юрско-меловое время существовала целая система седиментационных бассейнов. По крайней мере, часть из них (бассейн Гемук) формировалась как новообразованные моря, заложившиеся на раздробленном палеозойском фундаменте. Этапы тектонического растяжения и покоя чередовались с этапами сжатия (скупивания). Наиболее сильное сжатие, приведшее к формированию огромных аллохтонных масс, область испытала в конце мелового периода. Именно в это время были сформированы покровы районов залива Гудньюз и р. Суситна, аллохтон Врангелия, основные шарьяжи п-ова Кенай и о-ва Кадьяк. При формировании покровной структуры, видимо, основную роль играли процессы субдукции. К обдуктивным комплексам можно отнести аллохтон Врангелия и покровы р. Суситна.

* * *

Таким образом, приведенные фактические материалы указывают на то, что структура востока Корякского нагорья, прослеживаясь под акваторией Берингова моря вдоль южной части шельфа, прослеживается до юго-западной Аляски. На территории последней выявляются их четкие литолого-формационные и структурные аналоги: Нижнехатырской зоне соответствует зона Якатага, Аляктаваамской — зона Валдез, Майницкой — зона Селдовия. При становлении земной коры в конце мезозоя—кайнозоя определяющую роль играли процессы тектонического сжатия, приведшие к образованию крупных аллохтонных комплексов. Большинство покровов Аляски сформировалось в результате субдукции; процессы обдукции, так же как и для востока Корякского нагорья, были менее характерны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал позволяет сделать следующие основные выводы.

1. На основании нового фактического материала устанавливается, что доминирующую роль при формировании структуры играли процессы горизонтального перемещения блоков земной коры. Выявлено, что в пределах восточной части Корякского нагорья широкое развитие имеют крупноамплитудные тектонические покровы. Слагающие их комплексы представлены вулканогенно-кремнистыми и туфо-терригенными отложениями верхнего палеозоя и мезозоя.

В пределах восточной части Корякского нагорья выделяются две системы покровов: Эконайская, совпадающая по контуровке с одноименной зоной, и Корякская, которая объединяет Алькатваамскую и Майницкую структурно-формационные зоны. Выделение систем покровов основано на принципах одновозрастности этапа шарьирования и наличия общего неавтохтонного чехла, перекрывающего аллохтонные элементы. Это позволяет отказаться от выделения структурно-формационных зон, перейдя к выделению структурно-формационных комплексов и образованных ими систем покровов.

Более южная, Эконайская, система покровов представляет собой пакет аллохтонных комплексов, сложенных отложениями от верхнего палеозоя до сенона включительно и смятых в крупные, обращенные к югу, запрокинутые и лежащие складки. Они трансгрессивно перекрыты чехлом неавтохтонных отложений маастрихтского возраста. Становление покровной структуры произошло на рубеже кампана—маастрихта.

Расположенная севернее Корякская система занимает осевую часть Корякского хребта. По своему внутреннему строению она более гетерогенная. Ее нижние структурные элементы (Каутоямский автохтон, Велькильвеемский и Алькатваамский аллохтоны) смяты в морфологически простые складки, среди которых преобладают крупные синклинальные и антиклинальные структуры, осложненные более поздними субвертикальными разрывами. Верхние структурные элементы (Майницкие покровы) деформированы значительно сильнее — слагающие их породы дислоцированы в напряженные, морфологически разнообразные складки различных порядков и претерпели интенсивное брекчирование, катаклаз и низкотемпературную гидротермальную переработку (рис. 42).

2. Анализ покровно-складчатой структуры распределения фаций одновозрастных отложений и их мощностей приводит к выводу, что покровная структура восточной части Корякского нагорья представляет собой дивергентную систему. Смещение покровов Эконайской системы, а также Алькатваамского и Майницкого аллохтонов происходило с севера на юг (субдуктивный тип структуры). Вместе с тем доказано существование покровов (Велькильвеемский), шарьирование которых происходило с юга, из области современного Берингова моря, на север к континенту (обдуктивный тип структуры).

Формирование аллохтонных пластин происходило в процессе тектонического расчленения земной коры, глубина заложения тектонического срыва для разных покровов была различна. Субгоризонтальные поверхности срыва располагались на различных

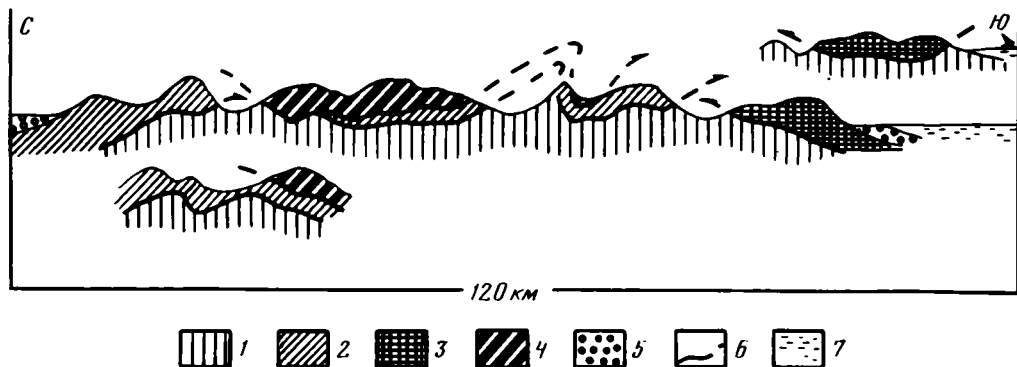


Рис. 42. Принципиальный профиль через восток Корякского нагорья

1 — Каутоямский автохтон и Калинейваемский параавтохтон (J_3v-K_2m); 2 — Алякватваамский покров (T_3-K_2); 3 — Велькильвеемский покров (J_3v-K_2); 4 — Майницкий покров (J_3-K_2); 5 — наложенные кайнозойские впадины; 6 — разломы; 7 — Берингово море

уровнях внутри меланократового основания (раздел ультрабазит—габбро, габбро-“дайковый” комплекс и т.д.), по границе меланократового основания и вулканогенно-осадочного чехла. Именно этим объясняется тот факт, что в основании покровов мы наблюдаем либо ультрабазиты (Майницкие покровы), либо породы габбро-плагиигранитного комплекса (Эконайский покров), либо полное отсутствие пород офиолитовой ассоциации (Калинейваемский параавтохтон, Велькильвеемский покров). Необходимо отметить, что в последнем случае покровная структура выявляется наиболее сложно, так как поверхность, по которой произошло сдвигание разреза, проходит между литологически однородными толщами и не маркируется серпентинитами. Таким образом, при становлении структуры восточной части Корякского нагорья происходило встречное перемещение покровных масс, по-видимому, вызванное общим сокращением площади региона.

3. Мезозойская история геологического развития восточной части Корякского нагорья представляется нам как отражение процесса преобразования коры океанического типа в континентальную кору. Имеющиеся фактические материалы позволяют сделать вывод о сложности развития рассмотренного региона, установить основные этапы его тектонической эволюции. Периоды тектонического сжатия (конструктивный процесс) и связанного с ним скупивания чередовались с периодами растяжения (деструктивный процесс). Необходимо отметить, что в ряде случаев локальное тектоническое сжатие (с образованием покровов и генетически связанных с ними олистостром) было резонансом на интенсивное растяжение в смежных областях. На основании формационного анализа мезозойских отложений показано, что их формирование происходило в условиях островодужных поднятий, междугловых прогибов и окраинных морей. На основании палинспастических реконструкций воссоздан палеотектонический профиль востока Корякского нагорья в позднюрско-меловое время.

4. Сопоставление литолого-формационных комплексов Корякской системы покровов с отложениями более северных сопредельных территорий позволило установить следующее: а) выделяемые Великореченская и Рарытчинская структурные зоны по своему формационному выполнению идентичны Алякватваамской — Каутоямской автохтон, Алякватваамский и Велькильвеемский покровы; б) состав формационных комплексов Майницких покровов полностью совпадает с отложениями Ваежской и Алганской структурно-формационных зон. Это позволяет утверждать, что в юрско-меловое время существовали две области с различным типом седиментации. Накопление вещественных комплексов, ныне входящих в состав первых трех зон, происходило в условиях сложно построенной системы островных дуг, междугловых бассейнов и осложнявших их поднятий. Формирование отложений Майницких покровов, а также

Ваежской и Алганской зон происходило в пределах новообразованного окраинного моря.

5. На основании анализа геофизических материалов, а также данных драгирования шельфа и континентального склона показано, что тектонические структуры востока Корякского нагорья протягиваются под акваторией Берингова моря до южной части Аляскинского полуострова, образуя дислоцированный акустический фундамент.

Сопоставление аллохтонных комплексов Эконайской и Корякской систем покровов с одновозрастными образованиями юго-западной и южной Аляски привело автора к выводу об их формационной близости и сходстве их тектонического положения. Это, в свою очередь, позволило предположить, что уже начиная с конца палеозоя—начала мезозоя северный сектор Тихоокеанского тектонического кольца представлял собой единую геодинамическую систему, тектоническое развитие которой происходило по единому плану. Значительную роль в истории геологического развития южной Аляски, так же, как и Корякского нагорья, по-видимому, играли процессы тектонической деструкции земной коры, приводившей к формированию новообразованных прогибов с субокеаническим типом коры.

6. Генеральным процессом эволюции земной коры является процесс трансформации коры океанического типа в кору континентальную. Это преобразование происходит двумя основными способами: автохтонным и аллохтонным [134]. Проведенные исследования позволили установить, что восточную часть Корякского нагорья следует относить к областям, в которых формирование континентальной коры происходит автохтонным способом за счет многократного тектонического сдвигания формационных комплексов океанической и переходной стадий развития земной коры с последующим их аллохимическим метаморфизмом. Корякское нагорье в своем развитии к настоящему моменту прошло только первую часть указанной трансформации — тектоническое скучивание слагающих его масс горных пород. Этап вещественного преобразования этих масс еще не наступил. Более того, в новейшее время исследованная область подвергалась частичному растяжению, о чем свидетельствуют трещинные излияния базальтоидов, содержащих ксенолиты ультраосновных пород. Процесс тектонического скучивания определялся в основном последовательным поддвижением более внешних (по отношению к континенту) частей сформированных седиментационных бассейнов под более внутренние. Другими словами, определяющим типом движений в процессе формирования складчатой системы был субдуктивный тип поддвижения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 153 с.
2. Аганитов Д.И., Иванов В.В. История тектонического развития Пенжинско-Анадырско-го района в позднем мезозое и кайнозое. — Геотектоника, 1969, № 1, с. 68–82.
3. Аганитов Д.И., Иванов В.В., Мужиков В.Г., Шабатин И.В. Палеогеновые и неогеновые отложения Анадырской впадины. — В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976, с. 89–98.
4. Александров А.А. Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирыйнай (Корякское нагорье). — Геотектоника, 1973, № 4, с. 83–94.
5. Александров А.А. Офиолиты Усть-Бельских гор (Корякское нагорье). — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1, с. 171–174.
6. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
7. Александров А.А., Богданов Н.А., Бялобжецкий С.Г. и др. Новые данные по тектонике Корякского нагорья. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 60–72.
8. Александров А.А., Мигович И.М., Писаренко Л.А. Новые данные о составе и стратиграфии позднемезозойских отложений северо-западной части Корякского нагорья. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1975, с. 83–84.
9. Алексеев Э.С. О тектоническом положении юго-восточной части Корякского нагорья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, № 3, с. 141–154.
10. Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 85–95.
11. Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майской зоны (Корякское нагорье). — Геотектоника, 1981, № 1, с. 105–120.
12. Андреев С.И., Ржевский Н.Н., Шмарев В.Н., Устинов Н.В. Тектонические особенности западной части Берингова моря по геофизическим данным. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1976, вып. 11, с. 39–42.
13. Андреев С.И., Ржевский Н.Н., Шмарев В.Н., Устинов Н.В. Тектоническое строение западной части Берингова моря по геофизическим данным. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 1, с. 158–161.
14. Аникеев Н.П., Драбкин И.Е., Евангулов Б.Б. и др. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1957, вып. 11, с. 18–25.
15. Аристов В.А., Брагин Н.Ю. Триас в вулканогенно-кремнистых образованиях Корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 6, с. 1432–1434.
16. Афанасьев Н.С., Гладенков Ю.Б., Серова М.Я. Новые данные о расчленении и возрасте третичных отложений центральной части Пенжинского прогиба (Корякское нагорье). — Сов. геология, 1974, № 1, с. 53–67.
17. Безруков П.Д. Осадочные формации Тихого океана и его окраинных морей. — В кн.: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970, кн. 2, с. 134–185.
18. Белый В.Ф. О тектоническом строении побережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды Северо-Востока Азии). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963, вып. 16, с. 106–126.
19. Белый В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1969. 213 с.
20. Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана. — Геотектоника, 1974, № 4, с. 85–101.
21. Белый В.Ф. Складчатые системы Корякского нагорья. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, 1976, с. 149–164.
22. Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.Н., Шило Н.А. Тектоническая карта. Северо-Востока СССР. Масштаб 1:2 500 000. — В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, с. 9–18. (Тр. СВКНИИ АН СССР; Вып. 11).
23. Богданов Н.А. Строение палеозоя запада Тихоокеанского кольца. — Геотектоника, 1966, № 2, с. 43–56.
24. Богданов Н.А. Некоторые особенности тек-

- тоники востока Корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3, с. 607–610.
25. Богданов Н.А. Вопросы тектоники Берингова моря и его обрамления: О симпозиуме по геологии и геофизике Берингова моря, г. Фербенкс (Аляска, США). — Геотектоника, 1971, № 1, с. 125–127.
 26. Богданов Н.А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1975. 241 с.
 27. Богданова М.В., Матвеев В.Г. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР). — Тр. Всесоюз. ин-та золота и редких металлов, 1960, вып. 59, с. 60–64.
 28. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 160 с.
 29. Бурлин Ю.К. О связи нефтегазоносности с тектоникой и формациями на северо-западе Тихоокеанского тектонического пояса. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 101–107.
 30. Бурлин Ю.К., Архипов В.Е., Иванов М.К. Типы и условия формирования осадочных бассейнов северной части Тихоокеанского тектонического пояса. — Докл. АН СССР, 1976, т. 247, № 3, с. 643–646.
 31. Бурлин Ю.К., Баженова О.К., Карнюшина Е.Е. Кайнозойские осадочные формации северо-запада Тихоокеанского пояса. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980, с. 192–199.
 32. Бурлин Ю.К., Дробинин И.Е., Иванов В.В. Структура северной части Корякско-Камчатской складчатой области. — В кн.: Орогенетические пояса. М.: Наука, 1968, с. 154–161.
 33. Бурлин Ю.К., Куприн П.Н., Калятин О.А., Иванов М.К. Геологическая структура дна Берингова моря и смежных территорий суши. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1972, № 5, с. 50–59.
 34. Бушуев Н.И. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта. Л.: Водтрансиздат, 1954. 62 с.
 35. Бычков Ю.М., Чехов А.Д. Находка триасовых тетических аммонойд в Корякском нагорье. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 3, с. 676–678.
 36. Бялобжеский С.Г. Тектоника Корякского хребта: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1979. 24 с.
 37. Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д. и др. Тектоника Корякского хребта. — В кн.: Тез. докл. на XXIV Тихоокеан. науч. конгр. Секция В, Хабаровск, 1979, с. 84–86.
 38. Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д. и др. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоидов Корякского хребта в связи с тектоническим развитием района. — Геотектоника, 1981, № 3, с. 94–104.
 39. Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Новые данные о палеозойских отложениях Корякского нагорья. — В кн.: Доклады и палеозой Северовостока СССР, Магадан, 1974, с. 161–162.
 40. Верба М.Л., Ермаков Б.В. Тектоническое районирование северо-западной части шельфа Берингова моря и прилегающих побережий. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 101–110.
 41. Верба М.Л., Гапоненко Г.И., Иванов С.С. и др. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности северо-западной части Берингова моря. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1971, с. 70–75.
 42. Волобуева В.И., Красный Л.Л. Маастрихт — неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. 125 с.
 43. Волобуева В.И., Терехова Г.Н. Новые данные о возрасте вулканитов хр. Рарыткин. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972, вып. 20, с. 53–67.
 44. Волобуева В.И., Терехова Г.П. О пограничных слоях мела и палеогена в северо-восточной части Корякского нагорья. — В кн.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л., 1974, с. 53–57.
 45. Гайдаров А.Г., Косминская И.П., Строев А.П. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 8, с. 3–11.
 46. Гапоненко Г.И., Верба М.Л., Иванов С.С. Отражение основных тектонических элементов северо-западной части шельфа Берингова моря в геофизических полях и морфологии дна. — В кн.: Геоморфология и геофизика, Л., 1972, с. 162–167.
 47. Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963. 163 с.
 48. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 213 с.
 49. Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Кн. 2. Геологическое описание. М., 1970. 378 с.
 50. Гладенков Ю.Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье). — В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1963, с. 120–129. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 89).
 51. Гладенков Ю.Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья. — В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М.: Наука, 1964, с. 7–23. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 113).
 52. Гнибиденко Ю.Н. Тектоника дна Берингова моря. — Геотектоника, 1973, № 4, с. 94–108.
 53. Граувакки. М.: Наука, 1973. 264 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238).

54. Григоренко Ю.Н., Берсон Г.Д., Драновский А.А., Смирнов В.Н. Основные типы формаций Корякско-Камчатского региона. — В кн.: Тектоника и нефтегазоносность востока СССР. Л.: Недра, 1972, с. 9–20.
55. Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Крылов К.А., Соколов С.Д. Структурное положение и петрохимия дат-палеоценовых базальтоидов Алькатваамской зоны Корякского хребта. — Геотектоника, 1984, № 3, с. 88–99.
56. Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейвее А.А., Соколов С.Д. Геохимическое строение Росомашинского меланжа (Корякское нагорье). — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, вып. 3, с. 666–669.
57. Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Похилайнен В.П. Альб-туронские отложения Беринговского полуострова. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 1, с. 47–57.
58. Дитмар А.В. О новом выходе триасовых отложений в центральной части Корякского хребта. — В кн.: Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л., 1960, с. 9–11. (Тр. НИИГА; Вып. 20).
59. Дундо О.П. Схема стратиграфии меловых отложений Корякского нагорья. — В кн.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: Недра, 1974, с. 5–51.
60. Дундо О.П., Василевская Н.Д., Короткевич В.Д., Василенко Л.В. Новые данные о возрасте и объеме чукотской свиты в восточной части Корякско-Анадырской области. — В кн.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: Недра, 1974, с. 58–64.
61. Дундо О.П., Жамойда А.И. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Великой и характерный комплекс валажинских радиоларий. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963, с. 64–86.
62. Дундо О.П., Короткевич В.Д., Кореньков Г.П. Опорный разрез маастрихтских отложений Центрально-Корякской структурно-фациальной зоны. — В кн.: Опорный разрез маастрихтских отложений центральной части Корякского нагорья. Л., 1971, с. 5–51.
63. Егиазаров Б.Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М.: Госнаучтехиздат, 1963, с. 5–37.
64. Егиазаров Б.Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л.: Недра, 1969. 174 с.
65. Егиазаров Б.Х., Закржевский Г.А. Кайнозойский вулканизм восточной части Корякского нагорья. — Тр. НИИГА, 1960, т. 114, с. 135–146.
66. Елисеев Б.Н. Материалы к геологии и полезным ископаемым Анадырского края. Л.: Морской транспорт, 1963. 134 с.
67. Елисеева В.К., Черняк Г.Е. Каменноугольная система. — В кн.: Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978, т. 1, с. 74–95.
68. Ермаков Б.В. К стратиграфии позднемезозойских флишевых отложений на правобережье р. Укэлаята (Корякское нагорье). — Геология и геофизика, 1966, № 1, с. 109–112.
69. Ермаков Б.В. Флишевый комплекс центральной части Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1971. 24 с.
70. Ермаков Б.В. Укэлаятско-Шумагинский флишевый прогиб Корьякии и Южной Аляски. — Геология и геофизика, 1975, № 6, с. 42–46.
71. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых образований Корякско-Камчатской области. — Сов. геология, 1975, № 12, с. 53–65.
72. Ефимова А.В., Терехова Г.П. О возрасте гинтервальной свиты в бухте Угольной. — В кн.: Материалы по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1966, вып. 12, с. 63–76.
73. Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Колымских мезозой к Корякско-Камчатской области. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 103–117.
74. Занюков В.Н., Родионов Р.И., Неверов Ю.Л. Включения ультраосновных пород в щелочных базальтах восточной части Корякского нагорья. — В кн.: Вулканизм Курило-Камчатского региона и о. Сахалин. Владивосток, 1976, с. 75–81. (Тр. Сах КНИИ; Вып. 48).
75. Занюков В.Н., Сваричевский А.С., Шкуть Г.И. Особенности тектоники и магматизма восточной части Корякского нагорья. Владивосток, 1977, с. 62–72. (Тр. Сах КНИИ; Вып. 41).
76. Звезда Т.В. Палеозойские образования бассейна р. Хатырки. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1976, вып. 23, с. 20–22.
77. Зинкевич В.П. Особенности геологического строения северной части Корякского нагорья. — Сов. геология, 1977, № 8, с. 107–122.
78. Зинкевич В.П. Орогенные структуры северной части Корякско-Камчатской области и их роль в формировании континентальной земной коры. — Геотектоника, 1978, № 2, с. 83–95.
79. Зинкевич В.П. Формации и этапы технического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 107 с.
80. Зинкевич В.П., Захаров В.А., Розенблюм И.С. Стратиграфия палеогеновых эффузивов Корякского нагорья. — В кн.:

- Кайнозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1975, с. 108–110.
81. *Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А.* О структурных связях восточной Корякии и юго-западной Аляски. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 408–411.
 82. *Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А.* Тектоника континентального обрамления Берингова моря. — Геотектоника, 1983, № 6, с. 93–108.
 83. *Золотарев Б.П.* Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 22–35.
 84. *Иванов В.В., Пушаровский Ю.М., Тильман С.М.* Тектоническое положение и особенности строения осадочных бассейнов на северо-западном обрамлении Тихого океана. — Геотектоника, 1981, № 4, с. 3–19.
 85. *Игуменцев С.П., Мизович И.П., Терехова Г.П., Эпштейн О.Г.* Одних эпох кремнеаккумуляции в восточной части Корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 406–409.
 86. *Казимиров А.Д.* Покровы и палинспатика Аляска-Камчатской зоны (Корякское нагорье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 9, с. 78–88.
 87. *Колясников Ю.А.* К формированию серпентинитовых меланжей корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 3, с. 680–683.
 88. *Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 362 с.
 89. *Кутолин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 150 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 189).
 90. *Леснов Ф.П., Занюков В.Н.* Ксенолиты ультраосновных пород в четвертичных базальтах мыса Наварин (Корякское нагорье). — В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 85–92.
 91. *Маркевич П.В.* Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 143 с.
 92. *Марков М.С.* Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 234 с.
 93. *Матвеев Ю.И., Верба М.Л.* Новые данные о геологическом строении беринговоморского шельфа. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1973, вып. 8, с. 52–55.
 94. *Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.* М.: Наука, 1967. 113 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 168).
 95. *Мизович И.М., Похилайнен В.П.* Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 196–201.
 96. *Мур Г.В.* Древняя континентальная окраина Аляски. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3, с. 163–168.
 97. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 187 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 280).
 98. *Некрасов Г.Е.* Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульной (лево-бережье р. Анадырь). — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1433–1436.
 99. *Некрасов Г.Е.* Типы офиолитов и латеральные неоднородности мантии и коры Пенжинско-Анадырского региона. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 679–683.
 100. *Обручев С.В.* Материалы по тектонике Северо-Восточной Азии. — Пробл. сов. геологии, 1934, № 7, с. 5–17.
 101. *Обручев С.В.* Очерк тектоники Северо-Восточной Азии. — В кн.: Сборник, посвященный В.А. Обручеву. М.: Изд-во АН СССР, 1938, т. 1, с. 255–308.
 102. *Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных областях.* М.: Наука, 1979. 235 с.
 103. *Паракецов К.В., Похилайнен В.П., Терехова Г.П.* Биостратиграфическое расчленение отложений Анадырско-Корякского региона. — Тр. СВКНИИ, 1974, вып. 63, с. 196–227.
 104. *Пейве А.А.* Строение полосы Пыттыльско-серпентинитового меланжа (Корякское нагорье). — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1980, № 3, с. 108–111.
 105. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5–23.
 106. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л.* и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657–659.
 107. *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, № 5, с. 6–23.
 108. *Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П.* и др. Алюминотитовые гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.
 109. *Полевой П.И.* Анадырский край. — В кн.: Главнейшие результаты Анадырской экспедиции. — Тр. Геолкома. Н.С., 1915, вып. 10, с. 3–27.
 110. *Пушаровский Ю.М.* Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9, с. 15–28.
 111. *Пушаровский Ю.М.* Некоторые вопросы тектоники северной части Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Геология и металлогения. М., 1963, с. 51–54.
 112. *Пушаровский Ю.М.* Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны. — В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1963, с. 28–54. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 89).

113. Пушаровский Ю.М. Основные черты строения Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, 1965, № 6, с. 19–34.
114. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 234 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
115. Пушаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры. — Геотектоника, 1969, № 1, с. 3–12.
116. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н., Шмидт О.А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей. — Геотектоника, 1977, № 5, с. 83–94.
117. Пушаровский Ю.М., Яншин А.Л. Тихоокеанский тектонический пояс. — В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974, с. 12–21.
118. Ржевский Н.Н., Шимарев В.Н. Основные черты геологической структуры западной части Берингова моря. — Сов. геология, 1978, № 10, с. 129–132.
119. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта. — В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982, с. 136–189.
120. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Особенности развития покровной структуры Эконайской зоны Корякии. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1171–1172.
121. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 63–80.
122. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Соколов С.Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта. — Докл. АН СССР, 1973, т. 239, № 5, с. 1186–1189.
123. Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е., Бялобжеский С.Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей. — Геотектоника, 1977, № 5, с. 95–113.
124. Руженцев С.В., Соколов С.Д. Система фронтальный надвиг–тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы (Корякское нагорье). — В кн.: Горизонтальная расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 15–23. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
125. Русаков И.М., Егиазаров Б.Х. Стратиграфия докембрийских и палеозойских отложений Корякского хребта. — Тр. НИИГА, 1958, т. 85, с. 3–9.
126. Русаков И.М., Егиазаров Б.Х. Стратиграфия мезозойских отложений южного склона восточной части Корякского хребта. — В кн.: Тр. Совещ. по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959, с. 307–310.
127. Русаков И.М., Егиазаров Б.Х. Схема стратиграфии и палеозойских отложений Корякского хребта. — В кн.: Тр. Совещ. по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959, с. 58–63.
128. Русаков И.М., Трухалев А.И. Находка триасовой фауны в восточной части Корякского хребта и ее значение. — Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 2, с. 394–395.
129. Сахно В.Г. Петрохимические и геохимические аспекты проблемы происхождения кислых вулканитов различных зон Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 59–72.
130. Серова М.Я., Даниленко Л.А., Коляда А.А., Петрина Н.М. Расчленение верхнемеловых и палеогеновых отложений Корякского нагорья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 10, с. 73–83.
131. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 280 с.; Т. 2. 264 с.
132. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 183 с.
133. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 240 с.
134. Тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000/Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Д. и др. М.: Наука, 1980. 198 с.
135. Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000. М.: ГУГК, 1966.
136. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1:2 500 000. М.: ГУГК, 1966.
137. Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000: Объяснительная записка/Под ред. Т.Н. Спичарского. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 136 с.
138. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:5 000 000: Объяснительная записка/Под ред. Н.С. Шатского. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 156 с.
139. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1:10 000 000. М.: ГУГК, 1970.
140. Терехова Г.П., Басов И.А. Находки переотложений альбской и валанжинской фауны в бассейне р. Майна. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972, № 20, с. 192–199.
141. Терехова Г.П., Эпштейн О.Г. Новые данные по стратиграфии и литологии кремнисто-вулканогенного палеозоя восточной части Корякского нагорья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 3, с. 132–135.
142. Тильман С.М. Особенности орогенного развития Тихоокеанских мезозойд. Магадан, 1973, с. 23–33. (Тр. СВКНИИ АН СССР; Вып. 33).
143. Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А. Тектоника Северо-Востока СССР. Магадан, 1973, с. 34–43. (Тр. СВКНИИ АН СССР; Вып. 33).
144. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.Л. Особенности формирования

- континентальной коры на Северо-Востоке СССР. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 15–29.
145. *Титов В.А.* Стратиграфия меловых отложений Корякского нагорья. — В кн.: Тр. Совещ. по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959, с. 357–372.
 146. *Титов В.А.* Отложения меловой системы Корякского нагорья. — В кн.: Тр. Совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских о-вов. М., 1961, с. 351–364.
 147. *Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 240 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 37).
 148. *Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Руженцев С.В.* Раннегеосинклинальные формации Сакмарской зоны Южного Урала. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 4, с. 28–39.
 149. *Херасков Н.П.* Геологические формации (опыт определения). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, т. 37, вып. 5, с. 31–52.
 150. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации: Избр. тр. М.: Наука, 1967. 404 с.
 151. *Чехов А.Д., Бялбжецкий С.Г., Александров А.А.* Меланж и олистостромы восточной части Корякского нагорья. — В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 5–7.
 152. *Шмидт О.А.* Проблемы тектонического развития Командорских островов. — Геотектоника, 1974, № 6, с. 121–134.
 153. *Шмидт О.А.* Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 120 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 320).
 154. *Allison R.C.* Late Oligocene through Pleistocene molluscan faunas in the Gulf of Alaska region. — In: Intern. Congr. Pacific Neogene stratigr.: Abstr. Tokyo, 1976, p. 10–13.
 155. *Barth T.W.F.* Geology of the Pribilof Islands. — Geol. Surv. Bull., 1956, p. F101–F160.
 156. *Berg N.G., Ninkley D.W.* Reconnaissance geology of northern Baranof Island. — Geol. Surv. Bull., 1963, N 1141-0, p. 24.
 157. *Brabb E.E., Miller D.I.* Reconnaissance traverse across the Eastern Chugach Mountains, Alaska: US Geological Survey Miscellaneous Geologic Investigations map 1-341, 1 sheet, scale 1:96000. Wash., 1962.
 158. *Brew D.A., Morrel R.P.* Correlations of the Sitka Graywacke, unnamed rocks in the Fairweather Range and Valdez Group, southeastern and south-central Alaska. — The United States Geological Survey in Alaska — accomplishments during 1978: US Geol. Surv. Circ. 804-B, 1979, p. B123–B125.
 159. *Brew D.A., Morrel R.P.* Tarr Inlet suture zone, Glacier Bay National Monument, Alaska. — The United States Geological Survey in Alaska — accomplishments during 1977: US Geol. Surv. Circ. 772-B, 1978, p. B90–B92.
 160. *Clark S.H.B.* The McHugh Complex of south-central Alaska. — Geol. Surv. Bull., 1973, N 1372-D, p. D1–D11.
 161. *Connelly W.* Uyak Complex, Kodiak Island Alaska: A Cretaceous subduction complex. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 5, p. 755–769.
 162. *Connelly W., Moore J.C.* Geological map of the northwest side of the Kodiak Island, Alaska. — In: US Geol. Surv. open-file map. Wash., 1978, p. 77–82.
 163. *Cooper A.K., Marlow M.S.* Geologic and geophysical cruise across the outer Bering continental margin. — The United States Geological Survey in Alaska — accomplishments during 1978: US Geol. Surv. Circ. 804-B, 1979, p. B132–B134.
 164. *Cooper A.K., Scholl D.W., Marlow M.S.* Plate tectonic model for the evolution of the eastern Bering Sea Basin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, N 6, p. 1119–1126.
 165. *Cowan D.S.* Deformation and metamorphism of the Franciscan subduction zone complex northwest of Pacheco Pass, California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, N 7, p. 1623–1634.
 166. *Cowan D.S., Boss R.F.* Tectonic framework of the southwestern Kenai Peninsula Alaska. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 1, p. 155–158.
 167. *Cox A., Hopkins D.H., Dalrymple G.B.* Geomagnetic polarity epochs; Pribilof Island, Alaska. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1966, vol. 77, N 3, p. 883–910.
 168. *Csejty B., jun.* Tectonic implication of a late Paleozoic volcanic arc in the Talkeetna Mountains, south-central Alaska. — Geology, 1976, vol. 4, p. 49–52.
 169. *Csejty B., jun.* Regional significance of tectonics of the Talkeetna Mountains, south-central Alaska. — The United States Geological Survey in Alaska — accomplishment during 1978: US Geol. Surv. Circ. 804-B, 1979, p. B125–B129.
 170. *Foreman H.P.* Radiolaria from the North Pacific. — In: Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Off., 1975, vol. 32, p. 579–673.
 171. *Hill B.B.* Layered gabbroic and ultramafic rock in a tectonic melange, Kodiak Island, Alaska. — Geol. Soc. Amer. Abstr. with Progr., 1975, vol. 7, p. 1116.
 172. *Hillhouse J.* Paleomagnetism of the Triassic Nikolai Greenstone, south-central Alaska. — Canad. J. Sci., 1977, vol. 14, p. 2578–2592.
 173. *Hoare J.M., Condon W.H., Cox A., Dalrymple G.B.* Geology, paleomagnetism and potassium-argon ages of basalts from Ninivak Island, Alaska. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1968, vol. 116, p. 337–413.
 174. *Hoare J.H., Coonrad W.L.* New geologic map of the Goodnews–Hagameister Island quadrangle region, Alaska. — The United States Geological Survey in Alaska — accomplishment during 1977: US Geol. Surv. Circ. 772-B, 1978a, p. B50–B55.
 175. *Hoare J.M., Coonrad W.L.* Lawsonite in southwestern Alaska. — The United States Geological Survey in Alaska — accomplishment during

- 1977: US Geol. Surv. Circ. 772-B, 1978b, p. B55-B57.
176. *Hopkins D.N., Scholl O.W., Addicott W.O.* et al. Cretaceous, Tertiary and Early Pleistocene rocks from the Continental Margin in the Bering Sea. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 5, p. 1471-1480.
177. *Hopkins D.N., Silberman M.L.* Potassium-argon ages of basement rocks from St. Mattvey Island, Alaska. US Geol. Surv. J. Res., 1978, vol. 6, p. 435-438.
178. *Jones D.L., Clark S.H.B.* Upper Cretaceous (Maastrichtian) fossils from the Kenai-Chugach Mountains, Kodiak and Shumagin Islands, Southern Alaska. — US Geol. Surv. J. Res., 1973, vol. 1, p. 125-136.
179. *Jones D.L., Silberling N.J., Hillhouse J.* Wrangellia — a displaced terrane in northwestern North America. — Canad. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, p. 2565-2577.
180. *Earl S., Decker J., Jones D.L.* Early Cretaceous radiolarians the McHugh Complex, south-central Alaska. — The United States Geological Survey in Alaska — accomplishments during 1978: US Geol. Surv. Circ., 804-B, 1979, p. B88-B90.
181. *Loney R.A., Brew D.A., Muffler L.J.P., Pomeroy J.S.* Reconnaissance geology of Chichagof, Baranof and Kruzof Island, southeastern Alaska. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1975, N 792, p. 105.
182. *Marlow M.S., Cooper A.K.* Mesozoic and Cenozoic structural trends under Southern Bering Sea shelf. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, vol. 64, N 12, p. 2139-2155.
183. *Marlow M.S., Scholl D.W., Cooper A.K., Buffington E.C.* Structure and evolution of Bering Sea shelf South of St Lawrence Island. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, vol. 60, N 2, p. 161-183.
184. *Miller T.P., Patton W.W., jun., Lanphere M.A.* Preliminary report on a plutonic belt in west-central Alaska. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1966, N 550-D, p. D158-D162.
185. *Moore G.W.* New formations on Kodiak and adjacent islands, Alaska. — US Geol. Surv. Bull., 1969, N 1974-A, p. A27-A35.
186. *Moore J.S.* Complex deformation of Cretaceous trench deposits, southwestern Alaska. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 10, p. 2005-2020.
187. *Moore J.S.* Geologic and structural map of part of the outer Shumagin Islands, southwestern Alaska: US Geol. Surv. Misc. Inv. Ser. Map 1-815, scale 1:63 360. Wash., 1974a.
188. *Moore J.S.* Geologic and structural map of the Sanak Islands, southwestern Alaska: US Geol. Surv. Misc. Inv. Ser. Map 1-817, scale 1:63 360. Wash., 1974b.
189. *Moore J.S.* Orientation of underthrusting during latest Cretaceous and earliest Tertiary time, Kodiak Island, Alaska. — Geology, 1979, vol. 6, N 4, p. 209-213.
190. *Patton W.W., jun., Lanphere M.A., Miller T.P., Scott R.A.* Age and tectonic significance of volcanic rocks on St. Matthew Island; Bering Sea, Alaska. — J. US Geol. Surv., 1976, vol. 4, N 1, p. 67-73.
191. *Pessagno E.A., jun.* Lower Cretaceous radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges. — Univ. Tex. Inst. Geol. Sci. Contrib., 1977, N 323, p. 194.
192. *Plafker G., Jones D.L., Pessagno E.A.* A Cretaceous accretionary flush and melange terrane along the Gulf of Alaska. — The United States Geological Survey in Alaska — accomplishment during 1976: US Geol. Surv. Circ. 751-B, 1976, p. B41-B43.
193. *Plafker G., Jones D.L., Pessagno E.N., jun.* An upper Mesozoic accretionary flush and melange terrain along the Gulf of Alaska margin. — Geol. Soc. Amer. Abstr. with Progr., 1977, vol. 7, p. 1131-1132.
194. *Pratt R.H., Rutstein H.S., Walton F.W., Burchur J.A.* Extension of Alaska structural trends beneath Bristol Bay, Beelin shelf, Alaska. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, p. 4994-4999.
195. *Raymond L.A.* Episodic accretion and plutonism in southwestern Alaska. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 49, N 1, p. 29-33.
196. *Raymond L.A., Swanson S.E.* Recurrent plutonism and accretion of convergent plate margins. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1979, vol. 60, N 3, p. 390-395.
197. *Reed B.L., Lanphere M.A.* Alaska-Aleutian Range Batolith: Geochronology, chemistry and relation to Circum-Pacific plutonism. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 10, p. 2583-2610.
198. *Rossmann D.L.* Geology and petrology of two stocks of layered gabbro in the Fairweather Range, Alaska. — US Geol. Surv. Bull., 1963, N 1121-F, p. F1-F50.
199. *Scholl D.W., Buffington E.C., Hopkins D.M.* Exposure of basement rock on the continental slope of the Bering Sea. — Science, 1966, vol. 153, N 3739, p. 64-66.
200. *Scholl D.W., Buffington E.C., Hopkins D.M.* Geological history of the continental margin of North America in the Bering Sea. — Mar. Geol., 1968, vol. 6, N 4, p. 297-330.
201. *Sharp R.P., Rigsby G.P.* Some rocks of the central St Elias Mountains, Yukon Territory, Canada. — Amer. J. Sci., 1956, vol. 254, p. 110-122.
202. *Simpson G.L., Vallier T.L., Pearl J.E., Lee-Wong F.* Potassium-argon ages and geochemistry of basalt dredger near St George Island, southern Bering Sea. — US Geological Survey in Alaska — accomplishment during 1978: US Geol. Surv. Circ. 804-B, 1979, p. B134-B135.
203. *Tysdal R.G., Case J.E.* Placer fault, Sewars and Blying Sound quadrangles. — The United States Geological Survey in Alaska — accomplishment during 1976: US Geol. Surv. Circ. 751-B, 1977a, p. B47-B48.
204. *Tysdal R.G., Case J.E.* The McHugh Complex in the Seward quadrangle, south-central Alaska. — The United States Geological Survey in Alaska — accomplishment during 1976: US Geol. Surv. Circ. 751-B, 1977b, p. B48-B49.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Обзор представлений о тектонике Корякского нагорья	5
Глава вторая	
Тектоническое районирование восточной части Корякского нагорья	10
Глава третья	
Стратиграфия, типовые разрезы и фации мезозойских отложений	13
Эконайская система покровов	13
Корякская система покровов	24
Фации мезозойских отложений	43
Глава четвертая	
Тектоническая структура восточной части Корякского нагорья	47
Эконайская система покровов	48
Корякская система покровов	51
Глава пятая	
Геологическое строение Великореченско-Рарытгинской и Ваежско-Алганской зон	78
Стратиграфия	78
Структура	80
Глава шестая	
Формации и история тектонического развития восточной части Корякского нагорья в мезозое	82
Формации мезозойских отложений	82
История тектонического развития	88
Глава седьмая	
Сравнительная характеристика геологического строения восточной части Корякского нагорья с шельфом Берингова моря и южной Аляски	91
Основные черты геологического строения шельфа Берингова моря	91
Основные черты геологического строения юго-западной и южной Аляски	95
Заключение	101
Литература	104

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Review of the concepts on the Koryak highland tectonics	5
Chapter two	
Tectonic zonation of the eastern part of the Koryak highland	10

Chapter three	
Stratigraphy, type sections and facies of Mesozoic deposits	13
Ekonai system of nappes	13
Koryak system of nappes	24
Facies of Mesozoic deposits	43
Chapter four	
Tectonic structure of the eastern part of the Koryak highland	47
Ekonai system of nappes	48
Koryak system of nappes	51
Chapter five	
Geological structure of the Velikorechensk-Rarytkin and Vaezh-Algan zones	78
Stratigraphy	78
Structure	80
Chapter six	
Formation and history of tectonic development of the eastern part of the Koryak highland in Mesozoic	82
Formations of Mesozoic deposits	82
History of tectonic development	88
Chapter seven	
Comparative characteristic of the geological structure of the Koryak highland eastern part with the Bering Sea shelf and South Alaska	91
The main features of the geological structure of the Bering Sea shelf	91
The main features of the geological structure of Southwest and South Alaska	95
Conclusion	101
Bibliography	104

Андрей Дмитриевич Казимиров

**ПОКРОВЫ ВОСТОКА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ
И ИХ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ГОМОЛОГИ**

*Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом*

Редактор *А.В. Копп*. Художественный редактор *Л.В. Кабатова*
Технический редактор *М.К. Серегина*. Корректор *О.А. Разуменко*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27997

Подписано к печати 12.09.85. Т-19509. Формат 70 × 100 1/16
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 9,1. Усл.кр.-отт. 9,3. Уч.-изд.л. 10,7. Тираж 600 экз. Тип.зак. 701. Цена 1 р. 60 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

