

А. А. АЛЕКСАНДРОВ

ПОКРОВНЫЕ И ЧЕШУЙЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ В КОРЯЖСКОМ НАГОРЬЕ



Издательство • Наука •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

А. А. АЛЕКСАНДРОВ

ПОКРОВНЫЕ
И ЧЕШУЙЧАТЫЕ
СТРУКТУРЫ
В КОРЯКСКОМ
НАГОРЬЕ

2528



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

МОСКВА 1978



Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. Александров А.А., М., "Наука", 1978.

Работа посвящена анализу тектоники и истории развития обширного района в пределах северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. Особое внимание уделено характеристике офиолитов, их происхождению и положению в современной структуре. Приводится подробное описание многочисленных зон серпентинитового меланжа, олистостром, тектонических чешуй, покровов и рассматривается возможный механизм их происхождения. Специальный раздел отведен структурно-металлогеническому районированию северо-восточной части нагорья. Сформулированы выводы о заложении геосинклинальной системы на первичной океанической коре и о существенной роли горизонтальных движений в процессе формирования структур Корякского нагорья.

Ил. 35; библиогр. 110 назв.

Ответственный редактор

С.М. ТИЛЬМАН

Тектоническое изучение приокеанических зон востока Азии представляет большой интерес для геологов и геофизиков, поскольку оно позволяет глубже проникнуть в сущность геосинклинального процесса, в закономерности тектонического взаимодействия материковой и океанической коры в геологическом прошлом и в новейшее время. Наиболее привлекательным объектом исследований в этом отношении служит Корякское нагорье.

Корякское нагорье расположено на Северо-Востоке СССР и является составной частью Тихоокеанского тектонического пояса. Географически оно представлено системой горных цепей и кражей, ограниченных с юго-востока впадиной Берингова моря, а с запада и севера Пенжинско-Марковской, Бельской и Анадырской низменностями. Протяженность нагорья 700 км, ширина его около 300 км.

До начала 50-х годов о геологическом строении этой территории существовали лишь отрывочные сведения. Ее планомерное изучение начало проводиться с 1949 г. Северо-Восточным геологическим управлением (СВГУ), которое продолжает свои работы и в настоящее время. В 1955-1961 гг. геологические исследования этого региона проводила Корякская экспедиция Научно-исследовательского института геологии Арктики.

Корякское нагорье характеризуется очень сложным строением, и по поводу его тектонического устройства существуют весьма противоречивые суждения. Дискуссионными являются вопросы образования и размещения имеющихся здесь разнообразных полезных ископаемых.

С 1967 г. автор принимал постоянное участие в геологических исследованиях Корякского нагорья в составе Анадырской комплексной геологоразведочной экспедиции СВГУ. В результате им был собран большой фактический материал, который лег в основу настоящей работы. При изучении и обобщении этого материала выяснилось, что в структуре Корякского нагорья исключительная роль принадлежит надвигам, чешуям и покровам, в основании которых залегают протяженные зоны серпентинитового меланжа и олистостромы. Разносторонней характеристике перечисленных геологических образований, их генезису и возрасту, а также некоторым общим вопросам тектоники и истории геологического развития Корякского нагорья посвящается настоящая книга.

Особое место в ней отведено структурно-металлогеническому районированию северо-восточной части Корякского нагорья и выявлению критериев связи разнообразных проявлений полезных ископаемых с офиолитовыми и другими магматическими комплексами.

Новизна полученного материала потребовала иного подхода к его интерпретации. В результате выяснилось, что далеко не все вопросы могут быть решены однозначно и что ряд положений, касающихся тектонического районирования территории, тектонических движений, тектонической природы отдельных частных структур, остаются дискуссионными и требуют дальнейших специальных исследований.

Наряду с материалами, собранными автором, в работе нашли отражение фактические данные, полученные анадьрскими геологами: А.А. Мануйловым, В.И. Павловым, В.И. Чубаровым, В.Г. Решетовым, И.С. Розенблюмом, В.М. Кривоносным, В.А. Захаровым, Эр.Б. Невретдиновым, В.Г. Куприенко, В.П. Зинкевичем. Во время проведения полевых исследований в междуречье Великая – Хатырка и в районе оз. Пекульнейского автор получал ценные советы В.Е. Хаина, С.Г. Бялбужеского, Н.А. Богданова, М.С. Маркова, С.В. Руженцева, С.М. Тильмана, А.Д. Чехова. Всем им приношу свою искреннюю благодарность.

Особую признательность автор выражает члену-корреспонденту АН СССР Ю.М. Пушаровскому за научное руководство темой исследований, профессору С.М. Тильману за полезные советы и критику при редактировании книги, академику Н.А. Шило, способствовавшему выпуску в свет настоящей работы. Автор благодарен также Э.А. Александровой за большую помощь при оформлении рукописи.

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Корякское нагорье как самостоятельная тектоническая зона, имеющая определенные границы, впервые была выделена А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским на опубликованной ими в 1933 г. схеме тектоники СССР (Архангельский, Шатский, 1933). Она понималась как зона альпийской складчатости; ее западная граница проводилась по Пенжинско-Марковской депрессии, а восточная — по берегу Берингова моря.

В следующем году С.В. Обручев (1934) на схеме тектоники Северо-Восточной Азии в пределах Корякского нагорья выделил хребты Пекульней и Рарыткин, Парапольский дол, Пенжинскую и Анадырскую впадины. Центральная и восточная части нагорья были отнесены им к зоне вергентных альпийских складок Корякско-Камчатской кайнозойской дуги. В дальнейшем структуры Корякского нагорья он включил в так называемую Ниппонскую оросинклиналь (Обручев, 1938).

Последующие два десятилетия не внесли ничего нового в тектоническое районирование Корякского нагорья; лишь И.П. Атласов, следуя взглядам С.В. Обручева, разделил систему вергентных складок на мезозойские и раннетретичные структуры.

В 1956–1957 гг. под редакцией Н.С. Шатского была опубликована Тектоническая карта СССР и сопредельных стран с объяснительной запиской к ней, где территория Корякского нагорья была отнесена к области кайнозойской складчатости и где было подчеркнуто неоднородное строение этой области, обусловленное чередованием антиклинорий и различного типа прогибов.

В 1957 г. группа геологов СВГУ (Аникеев и др., 1957) предложила схему тектонического районирования Северо-Востока СССР, на которой в пределах Корякского нагорья (кайнозойская складчатая область) выделены Мургальский, Таловско-Майнский и Корякский антиклинории, а также Пенжинский, Парапольский и Олюторский грабен-синклинории. В этой работе был сделан первый шаг по пути структурно-морфологического районирования складчатой зоны. В дальнейшем это направление было поддержано геологами НИИГА И.М. Русаковым и Б.Х. Егизаровым при построении тектонических схем и карт.

В 1965 г. была опубликована первая тектоническая карта Корякской складчатой системы (Егизаров и др., 1965), в которой были учтены и систематизированы результаты исследований геологов НИИГА и СВГУ. Корякская складчатая система рассматривалась как сложное сооружение, формирование которого было обусловлено проявлениями тектонических движений в протерозое, палеозое и мезо-

зою — кайнозой. В соответствии с этим на карте выделялись структуры фундамента и несколько структурных комплексов, отвечающих субгеосинклинальному и геосинклинальному этапам развития. Неоген—четвертичные вулканогенные и рыхлые отложения объединены в послегеосинклинальный комплекс. Каждому ярусу свойственны собственные структуры: поднятия, блоки и горсты, линейно—вытянутые антиклинории и синклинории, наложенные и унаследованные впадины.

Верхнепротерозойские (возраст условен) метаморфические породы, представленные преимущественно фациями зеленых и голубых сланцев, выделены Б.Х.Егiazаровым в пределах тектонических блоков на правом берегу р.Иомраутваам и в верхнем течении рек Чирьнай и Ныгчеквеем. Палеозойские отложения показаны в ядрах Пикасваям—Хагырского, Майницкого и Научирьнайского антиклинориев либо в тектонических блоках, осложняющих синклинорные и антиклинорные структуры (Пенжинский синклинорий, Пекульнейский, Таловско—Майнский и Ваежский антиклинории).

Широко распространенные в Корякском нагорье гипербазиты, габбро и диориты (до плагиогранитов) объединены в четыре интрузивных комплекса: палеозойский, нижнемеловой, верхнемеловой и палеогеновый.

Важную роль в геологическом строении Корякского нагорья, по Б.Х. Егiazарову, играют разломы северо—восточного, субширотного и северо—западного направлений. Разломы северо—восточного простирания имеют характер надвигов с амплитудой перемещения по ним от нескольких сот метров до 1—2 км. Разрывные нарушения других направлений отнесены к сбросам и сбросо—сдвигам с амплитудой горизонтального и вертикального перемещений в сотни метров. Разломы, с которыми пространственно связаны выходы гипербазитов, пояса малых интрузий и даек отнесены к категории глубинных.

На тектонической карте СССР масштаба 1:2 500 000, составленной под редакцией Т.Н.Спижарского (1960), Корякское нагорье изображено по Б.Х.Егiazарову и И.М.Русакову, между которыми намечались некоторые расхождения во взглядах на тектонику нагорья. Например, Б.Х.Егiazаров считал, что инверсия мезозойско—кайнозойской геосинклинали приходилась на конец верхнего мела — палеоген, а И.М.Русаков полагал, что четвертичные отложения отвечают еще геосинклинальному комплексу, но на послеинверсионном этапе развития (Б.Х.Егiazаров относил четвертичные отложения к послегеосинклинальным образованиям). По—разному трактовались номенклатура и границы основных морфоструктур (антиклинориев и синклинориев). В остальном оба автора придерживались одинаковых точек зрения на тектонику и историю развития Корякского нагорья (Егiazаров, 1969; Русаков, 1973), но И.М.Русаков значительно детализировал схему тектоники Б.Х.Егiazарова. Большое значение он отводит Анадырской, Беринговской и Олюторской виргациям, которые считает главнейшими элементами в структуре нагорья. Он

подчеркивает гетерогенность фундамента в различных частях нагорья и высказывает мысль о полициклическом развитии складчатой структуры нагорья и т.д.

На тектонической карте Северо-Востока СССР, составленной С.М. Тильманом, В.Ф. Бельм, Л.Л. Николаевским, Н.А. Шило (карта опубликована в 1966 г., расширенная объяснительная записка к ней — в 1969 г.) Корякское нагорье отнесено к Корякско-Камчатской складчатой области, подразделяемой на Анадырско-Корякскую и Олюторско-Камчатскую системы. Шагом вперед явилось выделение на этой карте эв- и миогеосинклинальных зон. В отличие от схемы Б.Х. Егиазарова на этой карте складчатые образования условно протерозойского возраста не выделяются, а образования зеленосланцевой фации метаморфизма включены в состав палеозойского складчатого основания. Раннемезозойский (средний триас — средняя юра) комплекс основания отнесен к нейтралам, возникшим в условиях квазиplatformенного режима.

В 1966 г. под редакцией А.Л. Яншина была издана Тектоническая карта Евразии масштаба 1:5 000 000 и объяснительная записка к ней (Тектоника Евразии, 1966). Территория Корякского нагорья на этой карте (раздел, касающийся Корякского нагорья, подготовлен Ю.М. Пушаровским) входит в тыловую зону Азиатско-Аляскинского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. На ней выделяется ряд антиклинориев и синклинориев и отмечается, что ядра наиболее приподнятых структур сложены палеозойскими формациями, а в Майнском и Хатырском антиклинориях развиты палеозойские кремнисто-вулканогенные образования и офиолиты. Значительная роль отводится кремнисто-вулканогенным отложениям верхнеюрско-мелового времени, отвечающим начальным стадиям геосинклинального развития кайнозойского тектонического пояса. Подчеркнуто, что в неоген-четвертичное время продолжается интенсивный процесс структурообразования. С этим этапом связывается заложение молассовых прогибов, а также складчатость и образование разрывов, создающих блоковую структуру. Усматривается сходство в структурном развитии в кайнозое между Корякским нагорьем и Южной Аляской.

В 1970 г. вышел 30-й том "Геологии СССР", к которому приложена схема тектоники Северо-Востока СССР (рис. 1). В этой работе обобщен большой фактический материал по геологосъемочным работам, а также учтены все опубликованные работы до 1967 г. Тектоническое районирование проведено по возрасту складчатости. Большая (северная) часть Корякского нагорья отнесена к Охотской мезозойской складчатой области, южная, в которую входит территория Олюторского полуострова, — к Восточно-Камчатско-Курильской области незавершенного геосинклинального развития. Имеется ряд изменений и в расшифровке внутреннего строения выделенных складчатых областей, хотя структурно-морфологические единицы (антиклинории, синклинории, прогибы и т.д.) заимствованы из ранее опубликованных работ и тектонических схем.

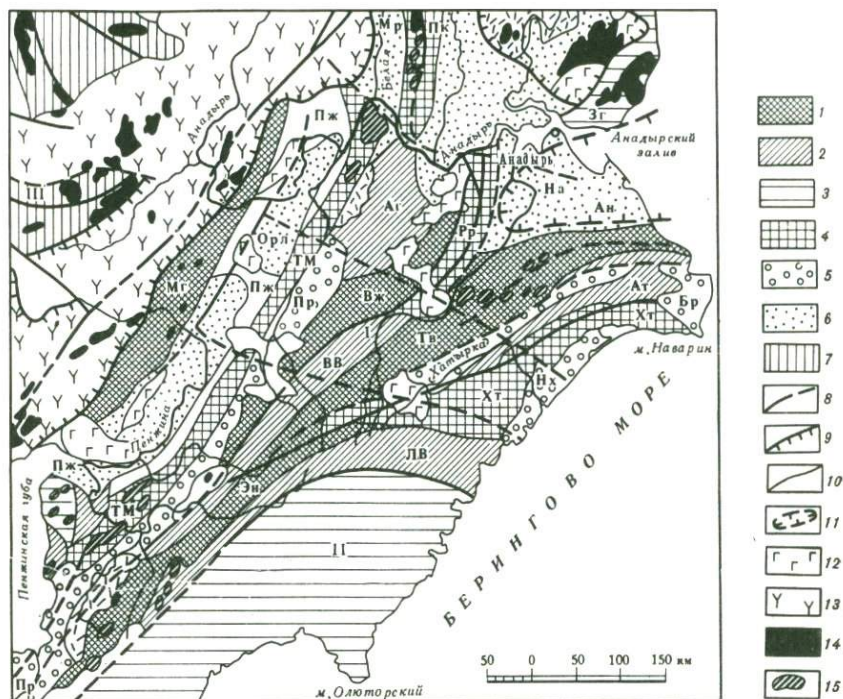


Рис. 1. Схема тектоники Корьякского нагорья (составили Н.П.Аникеев, А.П.Васьковский, И.Е.Драбкин, Г.Г.Попов, В.А.Титов в 1967 г.; приложение к 30-му тому "Геологии СССР")

I - Охотская складчатая область; II - Восточно-Камчатско-Курильская кайнозойская геосинклинальная область (Олюторский прогиб); III - Колымо-Омолонский массив

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 - контуры тектонических структур; 11 - контуры погребенных массивов; 12 - вулканические образования основного состава; 13 - вулканические образования сложного состава; 14 - интрузии гранитоидов; 15 - интрузии гипербазитов

Буквенные обозначения. Антиклинории: Мг - Мургалский, Вж - Ваежский, Тв - Тамватнейский, Эн - Эньчвааямский. Синклинории: Аг - Алганский, ВВ - Ванетат-Великореченский, ЛВ - Лулу-Ватынский, Ат - Алькатваамский. Поднятия, выступы, блоки: ТМ - Таловско-Майнский, Пк - Пекульнейский, Хт - Хатырский, Рр - Рарыткинский. Прогибы и впадины: Пж - Пенжинский, Орл - Орловская, Мр - Марковская, Ан - Анадырская, На - Нижнеанадырская, Бр - Беринговский, Нх - Нижнехатырский, Пр - Парапольская

Авторы не придают решающего значения палеозойским отложениям в современной структуре Корякского нагорья, считая, что палеозойские породы образуют мелкие тектонические блоки в зонах разломов. Они отмечают четкую зональность в размещении интрузивных комплексов, выражающуюся в ясной приуроченности гранитоидных интрузий к западной и северной границам Охотской складчатой области, и широкое развитие меловых дифференцированных интрузий габбро-гипербазитов во внутренней зоне. Такое своеобразие магматизма объясняется особенностями глубинного строения земной коры в зоне перехода от континента к океану. Важная роль в строении и истории развития складчатой области отводится разломам северо-восточного и северо-западного простирания, причем считается, что преобладающее падение плоскостей сместителей — крутое, до вертикального. Выделяются Майнский и Пекульнейский разломы фундамента, предопределившие заложение геосинклинальных трогов. Паралольская, Березовская, Пикась-Хатырская и Вивникская зоны глубинных разломов, согласно авторам, разделяют структурно-фациальные зоны. Крупные разломы северо-западного простирания справедливо отнесены к типу сдвигов, вдоль которых амплитуда горизонтальных перемещений достигает 40–60 км.

Как следует из анализа перечисленных схем тектонического строения Корякского нагорья, основные противоречия у разных исследователей сводились, с одной стороны, к определению времени образования складчатых сооружений, а с другой — к выяснению роли палеозойских образований в истории развития нагорья и определению их места в его современной структуре.

Противоречия по первому из упомянутых вопросов сводятся к тому, что разные исследователи, анализируя формационный состав мезозойско-кайнозойских образований, наличие стратиграфических перерывов и угловых несогласий, определяли время "инверсии" от готерива (Геология СССР, 1970) до неогена включительно (Русаков, 1973); соответственно получался меловый или кайнозойский возраст главной складчатости. Вместе с тем все исследователи отмечали, что заложение геосинклинальных прогибов и завершение геосинклинальных процессов в Корякском нагорье не было одновременным по всей его территории, а наблюдалось смещение во времени и пространстве геосинклинальных трогов с северо-запада на юго-восток. Поэтому некоторые авторы, например Б.Х.Егизаров, определяли возраст складчатой области как мезозойско-кайнозойский (Егизаров и др., 1965).

Более сложной и запутанной является вторая часть существующих противоречий. Она связана с определением возраста и структурного положения вулканогенно-кремнистых образований, развитых в центральной и северо-восточной частях нагорья. Возраст вулканогенно-кремнистых отложений, развитых в бассейнах рек Пикасьваам и Хатырка, в районе оз. Пекульнейского и в междуречье Малый Нау-чирьнай — Нылчеквеем, И.М.Русаков и Б.Х.Егизаров считали палеозойским, ссылаясь на фауну, собранную в известняках из этих

отложений. Геологи СВГУ — Н.П. Аникеев, А.П. Васьяковский и И.Е. Дабкин, Г.Г. Попов, В.А. Титов (Геология СССР, 1970), а также Ю.Б. Гладенков (1963), Г.Г. Кайгородцев (1963) и другие определяли возраст этих же отложений юрско-меловым по радиоядриям, собранным в кремнистой части разреза, а известняки считали инородными телами ("клиппами", экзогенными глыбами). Противоречия между этими двумя группами геологов остаются неразрешенными до настоящего времени.

Существуют, однако, и другие взгляды на тектонику Корякского нагорья. В 1965 г. вышла книга П.Н. Кропоткина и К.А. Шахварстовой "Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса". Авторы предложили оригинальную схему тектонического районирования Корякского нагорья (рис. 2). Большая часть Корякской (кайнозойской) области складчатости отнесена к внутренней зоне Тихоокеанского пояса, которая отделена от внешней Олюторско-Вывенской зоны глубинным разломом. В пределах внутренней зоны выделяется несколько фаз складчатости, причем кульминации складкообразовательных процессов падают на предверхнетриасовое время, среднюю юру, вторую половину нижнего мела, верхний мел — палеоген и, наконец, на миоцен-плиоценовое время. При этом считается, что решающее значение в формировании складчатой структуры Корякского нагорья имели кайнозойские фазы диастрофизма.

П.Н. Кропоткин детально проанализировал стратиграфические разрезы, геологические карты и описания многочисленных исследователей Корякского нагорья (Русаков, Егiazаров, 1959а,б; Егiazаров, Закржевский, 1960; Егiazаров, 1963; Верещагин, Михайлов, 1958; Михайлов, 1959; Титов, 1959; Богдаева, Матвеев, 1960; Гладенков, 1963; Кайгородцев, 1963) и пришел к выводу, что "...здесь можно наметить тектоническую зональность, связанную с различными этапами развития тектонического пояса, и поставить вопрос о существовании покровных (надвиговых) структур, которые не были правильно интерпретированы или ускользали от внимания исследователей" (Кропоткин, Шахварстова, 1965, с.35).

Конкретные выводы П.Н. Кропоткина сводятся к тому, что ряд антиклинорий (Волчинский, Западно-Корякский, Хатырско-Наваринский) со всех сторон ограничен надвигами, в совокупности создающих систему тектонических чешуй в восточной части Корякского нагорья (см. рис. 2). Перемещение тектонических пластин (покровов) происходило в направлении с юга на север. Он впервые обратил внимание на своеобразное залегание палеозойских отложений в бассейнах рек Хатырка, Четкинваям, Эльгинваям, где пониженные участки рельефа сложены отложениями верхней юры-мела, а водоразделы — отложениями палеозоя. При этом мезозойские отложения отделены от палеозойских либо пологопадающими разрывами, либо телами ультрабазитов, которые представляли собой прекрасную "смазку" при движении надвиговых чешуй. Анализируя структурное положение клиппов и экзогенных глыб палеозойских пород (Кайгородцев, 1963; Гладенков, 1963), плавающих в

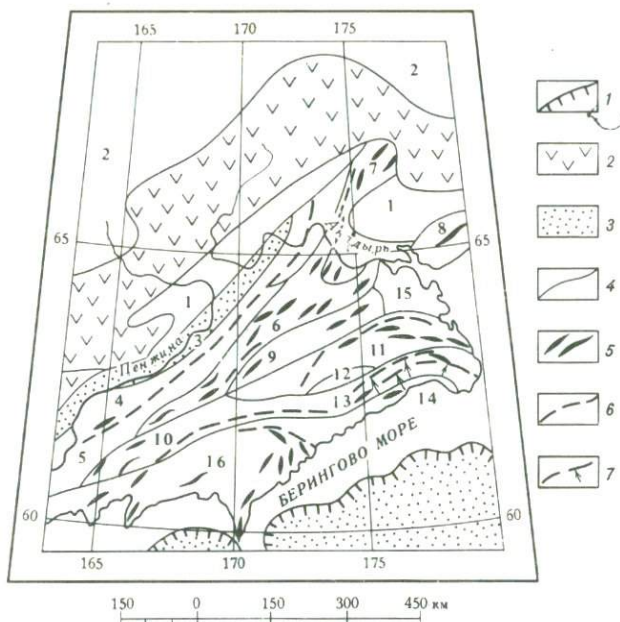


Рис. 2. Схема тектонического районирования Корякского нагорья (Кропоткин, Шахварстова, 1965).

1 – границы впадин с океанической корой; 2 – окраинный вулканический пояс; 3 – гыловые прогибы и связанные с ними глубокие впадины растяжения (окраинные моря); 4 – границы тектонических зон, отмеченных цифрами; 5 – оси геосинклинальных поднятий и антиклинальных складок в меловых и кайнозойских отложениях; 6 – крупные разрывные нарушения кайнозойского возраста (сдвиги, сбросы и пр.); 7 – надвиги; стрелки указывают направление надвигания

Цифры на схеме: 1 – мезозойские складчатые зоны бассейна р. Анадырь, 2 – складчатые зоны бассейна р. Анюй и Чукотского полуострова, 3 – Пенжинский гыловой прогиб, 4 – Майнское поднятие, 5 – Таловский прогиб, 6 – Ваегинский антиклинорий, 7 – Пекульнейский антиклинорий, 8 – антиклинорий Золотого хребта, 9 – Великореченский прогиб, 10 – Западно-Корякский антиклинорий, 11 – Восточно-Корякский антиклинорий, 12 – Верхнехатырский прогиб, 13 – Хатырско-Наваринский антиклинорий, 14 – Нижнехатырский прогиб, 15 – Нижнеанадырский прогиб, 16 – Олюторско-Вьювенская зона

терригенных отложениях мезозоя, П.Н.Кропоткин пишет: "Следует проверить, не указывают ли так же, как в Альпах и Татрах (где шарьяж с перемещением на 50 км недавно доказан бурением), эти зоны клиппов и отдельные надвиговые чешуи в Хатырско-Наваринском и Ваегинском антиклинориях на развитие покровных структур (шарьяжей)" (Кропоткин, Шахварстова, 1965, с. 37).



Рис. 3. Геологический разрез по р. Хатырке; черное – серпентинитовый меланж (Богданов, 1970)

Наиболее значительные по своим масштабам латеральные перемещения масс горных пород произошли, по мнению П.Н. Кропоткина, в результате общего коробления земной коры и глыбовых нарушений, происходивших в неогеновое время, на что указывает аллохтонное залегание меловых отложений в районе бухты Угольной и палеозойских отложений Верхнехатырского прогиба на осадках палеогена.

В целом П.Н. Кропоткин проводит аналогию в отношении тектоники и истории геологического развития между Корякским нагорьем и другими частями Тихоокеанского пояса, с одной стороны, и альпидами Евразии – с другой.

В 1968 г. в бассейне р. Хатырки полевые исследования проводил Н.А. Богданов (рис. 3). Им установлено, что отложения пекульнейской серии, которыми сложен Хатырский антиклинорий, интенсивно дислоцированы и что нередко можно встретить лежащие и опрокинутые складки, приуроченные чаще всего к плоскостям надвигов.

“В целом вся структура толщи, – пишет автор, – состоит из тектонических чешуй, которые перемещались с востока на запад, т.е. в результате поддвига ложа океана под континент. В большинстве районов аллохтон и автохтон сложены породами пекульнейской серии, и лишь в одном месте породы верхнего мела переместились по подвигу под граувакки верхней юры, а в другом – породы кремнисто-граувакковой юрской толщи по подвигу же перекрыты флишем верхнего мела. Плоскости поддвигов и надвигов горизонтальны или почти горизонтальны. Вдоль них прослеживаются серпентиниты” (Богданов, 1970, с.608).

Н.А. Богданов впервые для Корякского нагорья установил, что ультрабазиты, залегающие во фронтальной части тектонических чешуй, являются типичным серпентинитовым меланжем. Цементом в меланже являются серпентиниты; включения состоят из различных по размеру обломков и глыб габбро, диоритов, эффузивов основного состава, песчаников, известняков с фауной девона-верхней перми, сургучных яшм, терригенных пород с фауной мезозоя и даже верхнего мела. Восточную часть Корякского нагорья Н.А. Богданов относит к талассогеосинклиналиям.

В 1970 г. вышла в свет Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1:10 000 000 под редакцией Ю.М. Пущаровского и Г.Б. Удичева, где структуры нагорья разделены на две складчатые области: раннекайнозойскую и позднекайнозойскую



с еще незаконченной орогенной стадией развития. В области раннекайнозойской складчатости выделены опущенные и поднятые зоны; последним соответствуют выходы палеозоя и габбро-гипербазитов, тесно связанных с палеозойскими толщами.

Приведенный краткий обзор существующих представлений о тектонике Корякского нагорья показывает, что, несмотря на достигнутые успехи, остается еще много спорных и нерешенных проблем. Представляется, что одним из ключевых подходов к их разрешению является анализ офиолитовых серий, их структурного положения и истории становления, что принесло уже много интересных результатов в изучении приокеанических районов Тихоокеанского тектонического пояса. Такому анализу в нашей работе уделено значительное внимание на примере нескольких эталонных районов. Были выбраны Таловско-Пекульнейская тектоническая зона и обширная территория нагорья, расположенная между р. Великой и побережьем Берингова моря, где выделены Майницкая, Эконайская и Алькатваамская структурные зоны. Необходимо отметить, что именно в этих районах в современной структуре нагорья наиболее широко и полно представлены габбро-гипербазитовые образования и разновозрастные вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения.

ТАЛОВСКО-ПЕКУЛЬНЕЙСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНА

ОБЩИЙ ОБЗОР

На геологических картах Корякского нагорья четко выделяется почти прямолинейная зона, протягивающаяся от Пенжинской губы на северо-северо-восток до крупной излучины р. Анадырь (район Усть-Бельских гор). Вдоль долины р. Анадырь эта зона смещена к востоку по правостороннему сдвигу на 25–30 км и далее прослеживается вдоль хр. Пекульней в верховья р. Танюер. Центральная часть зоны хорошо выражена в рельефе цепью горных хребтов, к западу от которых лежит крупная Пенжинско-Марковская депрессия, а к востоку – Парапольская. Вдоль зоны прослеживаются выходы палеозойских пород и гипербазитов. С ней связаны также зоны тектонического дробления, динамометаморфизма, интенсивных и разнообразных складчатых и разрывных дислокаций. Именно этой зоной ограничены с запада выходы пород офиолитовой ассоциации в пределах Корякского нагорья.

Геологическое строение этой зоны, именуемой обычно Таловско-Пекульнейской¹, или ее отдельных частей описывалось в работах В.Ф. Белого (1963), В.Н. Верещагина и А.Ф. Михайлова (1958), В.Н. Верещагина (1959), В.Т. Матвеевко (1960а), А.Ф. Михайлова (1955, 1959), Г.Г. Кайгородцева (1953, 1961), В.А. Титова (1959), С.М. Тильмана (1963), Б.Х. Егиазарова (1963, 1969), И.М. Миговича (1963, 1972), Б.М. Чикова и В.К. Иванова (1963), П.В. Бабкина, Н.А. Шило, А.А. Сидорова (1972) и др.

Одними исследователями Таловско-Пекульнейская зона рассматривалась как сложно построенный антиклинорий, в ядре которого обнажаются палеозойские породы, а фланги сложены отложениями мезозоя-кайнозоя. Другие авторы считали ее региональным глубинным разломом, который прослеживается по интрузиям основного и ультраосновного состава. В некоторых работах обращалось внимание на то, что это своеобразная металлогеническая зона со специализацией мафического типа. Вместе с тем все без исключения исследователи полагали, что происхождение зоны связано с вертикальными движениями земной коры в мезозойско-кайнозойское время, сопровождавшимися внедрением габбро-гипербазитовых интрузий.

Исследования, проведенные автором в Усть-Бельских горах в 1967–1968 гг., и последующий анализ имеющегося фактического

¹ Эта зона названа по р. Таловке в Пенжинском крае.

материала (Александров, 1974; Александров, Мигович, Невретдинов, 1975) позволили наметить принципиально новую схему тектоники и истории геологического развития района Усть-Бельских гор и Таловско-Пекульнейской зоны в целом. Тщательное изучение разрезов, контактов между разновозрастными отложениями, характера взаимоотношений между габбро-гипербазитовыми массивами и осадочно-вулканогенными образованиями показало, что решающее значение в формировании рассматриваемой здесь зоны имеют горизонтальные (покровно-надвиговые), а не вертикальные движения земной коры.

Большую часть Усть-Бельских гор занимает одноименный габбро-гипербазитовый массив, расположенный в крупной излучине р. Анадырь; площадь его превышает 1000 км² (рис. 4). Контакты массива почти по всему периметру перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями.

На южных отрогах Усть-Бельских гор, в районе горы Отрожной, непосредственно в обнажениях можно наблюдать взаимоотношения между гипербазитами, габбро, толщей основных эффузивов, отложениями палеозоя и мезозоя-кайнозоя, которыми сложен ряд тектонических пластин, в совокупности создающих чешуйчато-покровное строение района.

Обнаженность в пределах района не везде одинакова. Наиболее обнажен участок междуречья Маврина и Чивэтыквеем (см. рис. 4), где автором выделены два относительно приподнятых блока - Толловский¹ и Отроженский, в строении которых главную роль играют гипербазиты, габбро и вулканогенно-осадочные отложения девона-нижнего карбона. Между этими блоками зажата пластина, сложенная терригенными отложениями валанжина. По отношению к Мавринскому блоку она является параавтохтонной, но на палеозойских отложениях района горы Отрожной осадки валанжина залегают аллохтонно.

Тектоническая пластина горы Отрожной залегает аллохтонно на терригенных осадках средней юры, что хорошо видно на левобережье р.левой Мавриной. К востоку от этого района, в бассейне р. Утесики (см. рис. 4; 1 на схеме), в пределах слабо всхолмленной равнины Параловского дола даже при картировании в условиях исключительно плохой обнаженности не удается установить первичных взаимоотношений между развитыми здесь габброидами, гипербазитами и вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя. Лишь вдоль левого берега р. Утесики в отдельных обнажениях по поведению контакта на местности удается установить аллохтонное налегание габбро-гипербазитов и связанных с ними отложений палеозоя на терригенную толщу сеноман-сантона, которая, видимо, и является автохтоном для всего пакета чешуй, развитых в междуречье Анадырь-Утесики.

¹ Название блока дано по р. Толвке в Усть-Бельских горах.

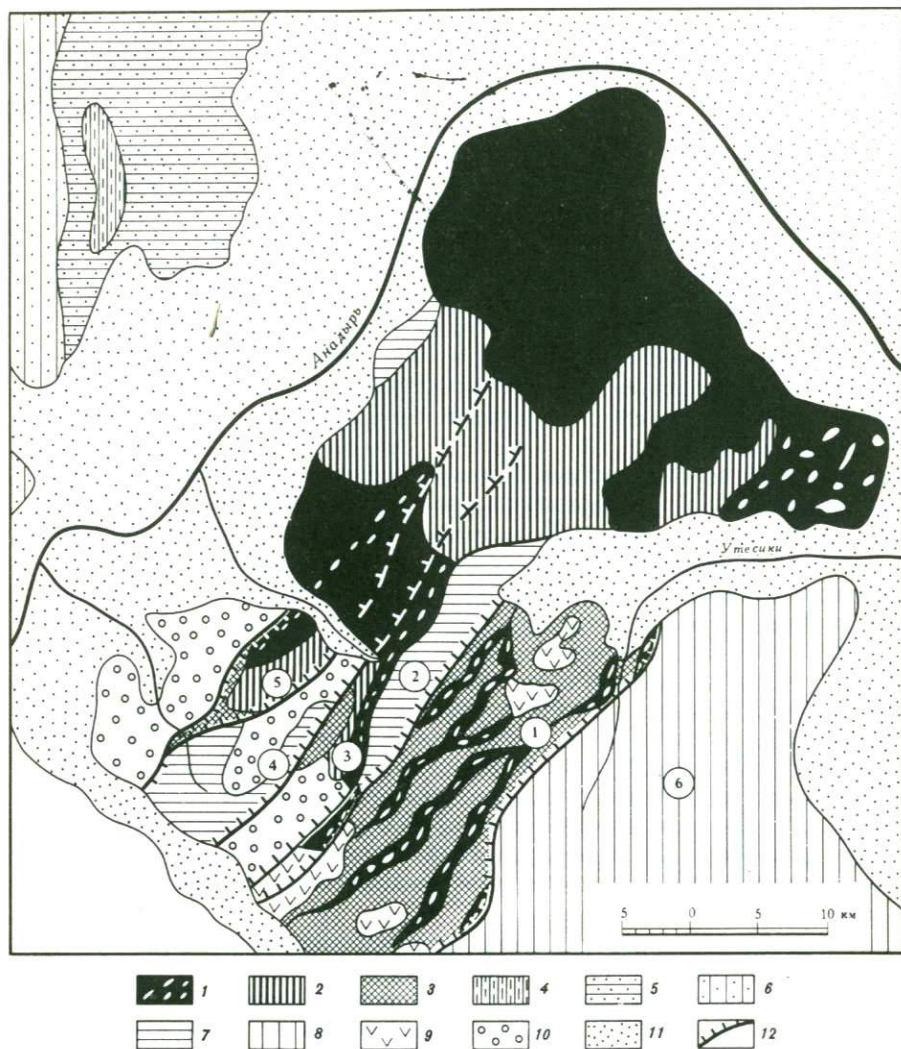


Рис. 4. Тектоническая схема Усть-Бельских гор (по автору, с использованием материалов В.А.Захарова, Г.Г. Кайгородцева и В.Г. Кальянова)

1 - гипербазиты и меланж; 2 - габбро; 3 - вулканогенно-осадочные отложения палеозоя; терригенные отложения: 4 - грис, 5 - юра, 6 - верхний мел; 7 - терригенные отложения волжского и валанжинского ярусов; 8 - терригенные отложения сенман-сантона; 9 - андезиты, дациты и их гуфы палеогенового возраста; 10 - моласса олигоцен-миоцена; 11 - рыхлые четвертичные отложения; 12 - надвиги

Цифры в кружках - тектонические пластины аллохтона: 1 - Утесинская, 2 - Мавринская, 3 - Отрожинская, 4 - Удачинская, 5 - Толювская, 6 - автохтон

СТРОЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛАСТИН

Характер обнаженности и соответственно степень изученности разрезов в пределах южных отрогов Усть-Бельских гор не везде одинаковы. Подробное описание тектонических пластин поэтому возможно для средней и верхней части чешуйчато-покровного комплекса, описание нижней части пакета чешуй будет дано более схематично.

Автохтон

От нижнего течения р. Утёсики вдоль его левого борта до верховьев р. Чивётыквеем (см. рис. 4) прослеживается фронт пакета тектонических чешуй, надвинутых на автохтонные отложения сеноман-турона, которыми сложены большие площади в междуречье Утёсики-Анадырь (см. рис. 4; 6 на схеме) и далее к юго-востоку в пределах Алганской синклиналиной зоны (см. рис. 1). Толща автохтона представлена грубым переслаиванием туфогенных и полимиктовых песчаников и алевролитов с незначительным количеством конгломератов, мергелей и кремней, смятых в систему линейных складок северо-восточного простирания. Складчатость напряженная; как правило, складки сжатые, с крутыми падениями на крыльях, изоклинальные, нередко веерообразные и осложненные многочисленными разрывными нарушениями. Особенно высокая степень дислоцированности отложений автохтона отмечается на левобережье р. Утёсики, т.е. непосредственно вдоль границы надвигания аллохтонного комплекса. Терригенные отложения здесь уплотнены и рассланцованы, пронизаны беспорядочно ориентированной сетью трещин, выполненных цеолитами и кальцитом. Количество микротрещин, выполненных цеолитами, бывает настолько велико, что цеолиты составляют до 30-50% от объема породы, при этом первичные породы приобретают грязно-серый землистый облик, а состав пород диагностируется с большим трудом.

Непосредственно в зоне контакта пакета тектонических чешуй и автохтона отложения последнего раздроблены до брекчий или перетерты до глин. Нередко можно видеть, как пластичные рассланцованные серпентиниты, играющие роль смазки в основании аллохтона, образуют тектонические инъекции в раздробленные отложения автохтона. Сеноман-туронский возраст отложений автохтона определен по находкам остатков *Inoceramus cf. nipponicus* Nagao et Mat., *I. cf. tenuistriatus* Nagao et Mat., собранным В.Г. Кальяновым в верхнем течении р. Чивётыквеем.

Юго-западнее, в формационно сходных отложениях, В.Ф. Белым собрана фауна, характерная для сантона (Белый, 1963). Поэтому возрастной диапазон отложений автохтона, вероятно, несколько расширится. Мощность отложений автохтона в бассейне р. Утёсики составляет около 900 м.

В строении аллохтона принимают участие разнообразные по генезису и возрасту образования. Давно было замечено (Staub, 1954), что чем выше гетерогенность шарьрируемых масс, тем труднее расшифровывается структура аллохтона. Именно этим обусловлено переплетение в пространстве габброидов и гипербазитов, палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений в рассматриваемом районе. В.Ф. Белый заметил, что "выходы палеозоя в Майнском антиклинории не представляют ядра антиклиналей — это либо тектонические блоки и клинья, либо "глыбы" неясного структурного происхождения" (Белый, 1963, с. 120). Усматривая тесную пространственную связь между гипербазитами и отложениями палеозоя, он писал: "Возможно, именно внедрением гипербазитов обусловлено образование большей части выходов наблюдаемых блоков и глыб палеозойского основания" (там же). Надо сказать, что эти строки писались тогда, когда геологическое строение Усть-Бельских гор было известно лишь по результатам мелкомасштабного картирования. Последующие геологические исследования (включая крупномасштабное геологическое картирование с комплексом геофизических работ), проведенные здесь нами, позволили расшифровать строение этого района и определить его покровно-чешуйчатое строение.

В составе аллохтона выделяются пять тектонических пластин, обозначенных цифрами на рис. 4. Приведем характеристику строения этих пластин снизу вверх.

Пластину 1 (Утёсинская). Плохая обнаженность не позволяет полностью расшифровать строение междуручья Левая Маврина — Утёсики даже после крупномасштабного геологического картирования. Однозначно устанавливается, что в пределах этой тектонической пластины развиты вулканогенно-осадочные отложения палеозоя, формационно и по составу аналогичные отложениям палеозоя района горы Отрожной, где последние охарактеризованы фауной, а состав их детально изучен. Пластину не является монолитным телом; она разбита множеством разрывных нарушений северо-восточного простирания, большинство из которых выполнено интенсивно расслабованными серпентинитами или серпофитовыми глинами с сохранившимися чечевицевидными обломками тех же серпентинитов. Обломки серпентинитов имеют гляцевую до перламутровой поверхность с тектоническими бороздами скольжения, что указывает на высокую степень динамометаморфизма, связанную с тектоническим скольжением в основании всего пакета чешуй. Какой-либо последовательности или закономерности в смене вулканогенно-осадочных образований вкрест и по простиранию пластин не наблюдается, что объясняется интенсивной раздробленностью и нарушением всех пород, слагающих пластину. Отдельные глыбы палеозойских эффузивов, кремней, известняков как бы "плавают" в серпентинитовой массе, и тогда эти участки напоминают меланж с серпентинитовым цементом. Аллохтонное налегание этой пласти-

ны на отложения сеноман-турона, развитые восточнее, наблюдались на левобережье р. Утёсики и описано выше.

Пластина 2 (Мавринская). Эта пластина сложена грубо переслаивающимися песчаниками и алевролитами с редкими прослоями конгломератов и мергелей средней юры. Отложения интенсивно дислоцированы, смяты в узкие до килевидных складки северо-восточного простирания. В береговых обрывах р. Лево́й Мавриной, в непосредственной близости от тектонического контакта с пластиной 3, отмечается наиболее высокая степень катаклаза и общей перематости терригенных отложений, слагающих пластину. Слоистость пород здесь угадывается с трудом, характерно наличие зеркал скольжения, S-образный кливаж и остро оскольчатая отдельность в алевролитах. Прослои песчаников в алевролитовой массе растащены вдоль плоскостей напластования и образуют характерные структуры будинажа. Многочисленные трещины выполнены цеолитами.

В плане пластина 2 имеет форму клина, сужающегося к югу, где среднеюрские терригенные отложения перекрываются серпентинитовым меланжем вышележащих чешуй; на севере она аллохтонно перекрыта габбро-гипербазитовым комплексом Усть-Бельского массива. Возраст отложений определяется находками фауны *Inoceramus porrectus* Eichw., *I. cf. bulunensis* Kosch. и других форм, характерных для батского яруса. В левом борту р. Лево́й Мавриной наблюдается налегание по крутому надвигу на батские отложения серпентинитового меланжа, залегающего в основании пластины 3. Характер взаимоотношения между тектоническими пластинами в верхней части пакета чешуй, а также внутреннее строение пластин изображено на геолого-геофизическом профиле по левобережью р. Мавриной (рис. 5).

Пластина 3 (Отрожнинская). В основании этой пластины залегают гипербазиты, которые непосредственно вдоль тектонического контакта с отложениями батского яруса превращены в серпентинитовый меланж, включающий глыбы полнокристаллических гипербазитов и подстилающий терригенные отложения пластины 2.

Мощность меланжированных гипербазитов на левобережье р. Лево́й Мавриной не превышает 100 м. Меланж прослеживается в основании пластины 3 на всем ее протяжении от р. Лево́й Мавриной на севере до среднего течения ручья Гусиного на юге. Описание зон серпентинитового меланжа будет приведено ниже, здесь же необходимо отметить лишь сам факт меланжирования гипербазитов в основании тектонической пластины.

В пределах пластины 3 (Отрожнинский блок) на двух участках — в бассейне р. Лево́й Маврина и в среднем течении ручья Гусиного сохранились первичные ненарушенные взаимоотношения между гипербазитами, габбро и толщей эффузивов основного состава (Александров, 1974). Рассмотрим характер этих взаимоотношений.

Гипербазиты в основании пластин (выше меланжа) представлены в различной степени серпентинизированными перидотитами, дунитами

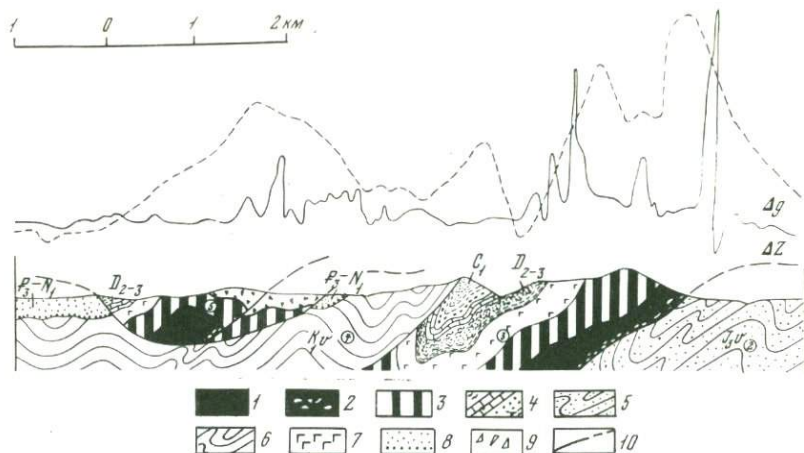


Рис. 5. Геолого-геофизический профиль левобережья р. Мавриной

1 - гипербазиты; 2 - серпентинитовый меланж; 3 - габбро; 4 - кремнисто-терригенные отложения девона - нижнего карбона; 5 - терригенные отложения волжского яруса; 6 - то же, валанжинского яруса; 7 - эффузивы основного состава (девон); 8 - континентально-морские отложения олигоцен-миоцена; 9 - тиллитовидная олистогстрома; 10 - надвиги

Цифры на схеме - номера тектонических пластин: 2 - Мавринская, 3 - Отрожнинская, 4 - Удачинская, 5 - Толовская

В верхней части рисунка геофизические графики: ΔZ - магнитный, Δg - гравиметрический

и гарцбургитами. В гипербазитах появляются кристаллы плагиоклаза, количество которых по мере приближения к контакту с габбро увеличивается. Порода постепенно переходит в оливниное габбро. Габбро в зоне перехода имеет четкое полосчатое строение, обусловленное переслаиванием лейко- и меланократовых полос. В целом структуры габбро в переходной зоне неравномернозернистые, на отдельных участках пегматоидные. Полосчатые текстуры сохраняются на значительном удалении от контакта с гипербазитами, но с приближением к контакту с толщей эффузивов основного состава они исчезают. Порода становится сначала средне-, а затем мелкозернистой. Структура породы постепенно изменяется от габбровой до офитовой, пойкилоофитовой и диабазовой. В зоне "контакта" с эффузивами основного состава была пройдена канава, но четкая линия контакта в коренном залегании не обнаружена, зато на расстоянии 200-300 м наблюдается постепенный переход от габбро к габбро-диабазам и нормальным диабазовым порфирирам. Последние образуют взаимопереходы с миндалекаменными диабазами и спилитами. Видимая мощность габброидов в этом разрезе достигает 1000 м.

Параллельно с геологическими работами в районе проводились геофизические исследования. Габброиды характеризуются спокойным

положительным магнитным полем, толща эффузивов основного состава — знакопеременным полем большой интенсивности. Была сделана попытка использовать эту особенность для проведения границы между габбро и эффузивами с помощью микромагнитных измерений по профилям вкрест простирания "контакта". Установлено, что переход от габбро к диабазам и далее к эффузивам основного состава отображается в магнитном поле плавным, без сколько-нибудь заметных скачков увеличением вертикальной составляющей магнитного поля.

Аналогичный характер взаимоотношений между гипербазитами и габбро наблюдался в пределах пластины 3 и в 15 км к югу, в бассейне ручья Гусиного. Зона перехода от габбро к толще эффузивов основного состава здесь нарушена более поздними надвигами незначительной амплитуды, подчеркивающими общее пологое залегание пластины и падение ее к северо-западу.

Описание разреза меланократовой части пластины будет продолжено по разрезам водораздела ручьев Отрожного и Майского. Непосредственно от "контакта" с габбро вверх по разрезу прослеживается толща основных эффузивов, представленных диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами и миндалекаменными базальтами. Все разности пород подвержены зеленокаменному перерождению, многочисленные микротрещины выполнены цеолитами, эпидотом, пумпеллитом и хлоритом. Венчается разрез горизонтом лавобрекчий диабазов. Общая мощность толщи основных эффузивов 450–500 м. Непосредственно на лавобрекчиях залегает толща тонкого переслаивания сургучных и пестроокрашенных ленточных кремней, туфов среднего и основного состава, базальтов, туфопесчаников, кремнисто-глинистых сланцев и туфогравелитов. Вверх по разрезу (на левобережье ручья Отрожного) увеличивается количество нормальных осадочных пород, представленных пачкой переслаивания известковистых песчаников, черных алевролитов, кремней и литокластических туфов. В известковистых песчаниках и песчаных известняках, переслаивающихся с черными алевролитами, собрана фауна *Chonetes* sp. indet., *Atrypa* sp. indet., *Athyris* sp. indet. и другие формы, характерные для среднего и верхнего отделов девона. В 4 км южнее в этих же отложениях собрана фауна *Favosites* cf. *multitabulatus* Janit. и *F.* cf. *kolymensis* Tchern. и др., характерная для эйфельского яруса. Мощность этой части разреза 700–750 м. Выше согласно налегает пачка переслаивания песчаников полимиктовых и туфогенных алевролитов, кремней, гравелитов, мелкогалечных конгломератов, известняков, известковистых песчаников. В известняках и песчаниках обнаружена многочисленная фауна брахиопод, кораллов и криноидей, характерных для нижнего отдела каменноугольной системы.

В конгломератах определена галька диабазов, спилитов, кремней, туфов и серпентинитов, в протолочках из грубозернистых песчаников — хромшпинелиды. Мощность пачки нижнекаменноугольных отложений более 250 м.

Отложения девона и нижнего карбона смяты в синклиналиную складку, опрокинутую к востоку. Западное крыло этой синклинали срезано крутым надвигом, наклоненным к западу под углом 60° , по которому на отложениях палеозоя залегает терригенная толща валанжина пластины 4. К плоскости надвига приурочены пластичные тектонические глины мощностью 5 м, в которых имеются многочисленные обломки с зеркалами скольжения, представленные подстилающими и перекрывающими отложениями. О пологонаклонном

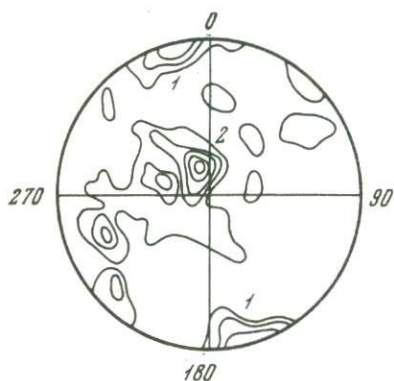


Рис. 6. Круговая диаграмма. Составлена по 380 замерам трещин в отложениях палеозоя в районе горы Отрожной

1, 2 – номера максимумов трещиноватости. Изолинии в процентах ($>1 > 2 > 3 > 4 > 5 \dots\%$)

залегании Отрожнинской пластины свидетельствует, в частности, наклонное залегание ее составных частей, представленных габбро, гипербазитами и вулканогенно-кремнистыми отложениями палеозоя. Это наглядно видно в обнажении на ручье Гусином и подтверждается массовыми замерами трещин отдельности с зеркалами скольжения. На круговой диаграмме (рис. 6) отчетливо выделяется максимум 2 с интенсивностью более 5%, указывающий на преобладающее падение тектонических трещин под углом около 20° на северо-запад. Замеры трещин скола с зеркалами скольжения в габброидах, эффузивах и терригенных отложениях палеозоя указывают на их преимущественное падение в западных румбах под углами от 20 до 46° ; наконец, по геофизическим данным, плоскости контактов пластины погружаются в западных румбах под углами $60-70^{\circ}$. Очевидно, с глубиной углы выполаживаются.

Все образования Отрожнинской пластины прорваны комплексом параллельных даек плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и в меньшей степени диабазов и конгadiaбазов. Замечено, что более кислые разности даек обнаруживают пространственную связь с гипербазитами и габбро, основные дайки приурочены к вулканогенно-осадочным отложениям палеозоя. Мощность даек колеблется в широких пределах – от первых сантиметров до 30 м. По простиранию они прослеживаются от 2–3 до 200 м. Наиболее насыщены дайками низы тектонической пластины, представленные гипербазитами и габбро. Дайки легко картируются благодаря тому, что они более устойчивы к процессам выветривания и образуют протяженные грив-

ки среди элювиально-делювиальных развалов и коренных выходов габбро-гипербазитов. Простираение дайкового комплекса северо-восточное. Абсолютный возраст пород, определенный калий-аргоновым методом (определения И.А. Загзузиной, СВКНИИ), колеблется от 180 до 304 млн. лет. Подмечено, что более древний возраст дают менее измененные свежие разности дайковых пород. Омоложение абсолютного возраста в измененных разностях пород надо, видимо, связывать с утратой ими радиогенных изотопов в процессе бластеза и милонитизации при тектонических деформациях.

Г.Д. Афанасьев, С.Б. Брандт и М.А. Гаррис показали, "... что значения аргонового возраста подавляющего большинства породообразующих минералов либо близки к истинным, либо омоложены" (Афанасьев и др., 1970, с. 75). Таким образом, наиболее близкими к истинным оказываются значения в 304 млн. лет. Палеозойский возраст дайкового комплекса подтверждается также четкой пространственной приуроченностью даек к габбро-гипербазитам и отложениям палеозоя и их полным отсутствием среди мезозойских отложений.

Пластина 4 (Удачинская). Она имеет сравнительно простое строение. Пластина сложена толщей переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов с фауной *Buchia fisheriana* Orb., *B. volgensis* Lah. и другими формами, характерными для валанжинского яруса нижнего мела. Терригенные породы валанжина смяты в сравнительно простые складки северо-восточного простираения с углами падения на крыльях до 50°. Нижний контакт пластины описан выше, верхний контакт на значительном расстоянии перекрыт олигоцен-миоценовой молассой. В верховьях р. Толовки отложения валанжина аллохтонно перекрыты вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя тектонической пластины 5, венчающей пакет чешуй.

Пластина 5 (Толовская). Так же, как и ранее описанная Отрожинская пластина, она сложена гипербазами, габбро и вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя. Взаимоотношения между перечисленными разностями пород здесь более сложны, чем в Отрожинской пластине, что обусловлено наличием многочисленных мелких разрывных нарушений, послонных срывов и более высокой степенью складчатых дислокаций вулканогенно-осадочных отложений палеозоя. Нет надобности описывать взаимоотношения между всеми разновидностями пород, слагающих пластину (характер этих взаимоотношений можно наблюдать в отдельных обнажениях на ручьях Еонайваам, Сухом, Светлом, Вилка); сущность их та же, что и в уже рассмотренном районе горы Отрожной. Необходимо только отметить, что в основании пластины залегают (см. рис. 5) гипербазиты и габбро, которые вверх по разрезу перекрываются вулканогенно-осадочной толщей палеозоя. В отложениях палеозоя собран комплекс фауны, характерный для среднего-верхнего девона и нижнего карбона. Пластина аллохтонно перекрывает терригенные

отложения валанжина и континентально-морскую молассу олигоцен-миоцена. Мощность пластины не превышает 700 м¹.

Граница описанных тектонических пластин и их внутреннее строение хорошо читаются на графиках ΔZ и Δg . Наклонным контактам Отрожнинской пластины соответствует положительная аномалия вертикальной составляющей магнитного поля и с резко выраженными сопряженными минимумами (см. рис. 5). Толовской пластине (см. рис. 4; 4 на схеме), ограниченной снизу субгоризонтальной поверхностью надвига, соответствует сравнительно ровное магнитное поле без сколько-нибудь заметных градиентов в зоне пологих контактов.

СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ И ПОЛОЖЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВ В СТРУКТУРЕ ТАЛОВСКО-ПЕКУЛЬНЕЙСКОЙ ЗОНЫ

При описании внутреннего строения тектонических пластин было отмечено, что в основании трех из них существуют зоны серпентинитового меланжа. В бассейне р. Утёсики вдоль нижнего контакта аллохтона, несомненно, имеется серпентинитовый меланж, но плохая обнаженность не позволяет привести его систематическое описание. В отдельных фрагментарных обнажениях видно, как среди развалцованных серпентинитов, местами превращенных в серпофитовую глину, "плавают" обломки и глыбы различных по составу палеозойских пород, полнокристаллических гипербазитов и габбро.

В основании пластины 3 серпентинитовый меланж прослеживается на всем ее протяжении от р.левой Мавриной до среднего течения ручья Гусиного. К северу от р.левой Мавриной зона меланжа прослеживается в Усть-Бельском массиве в виде полосы рассланцованных и серпентинизированных гипербазитов и габбро. Мощность меланжа не везде одинакова и колеблется от нескольких десятков метров до 1500 м. Цементом в меланже являются интенсивно рассланцованные, с перламутровыми зеркалами скольжения серпентиниты. На отдельных участках они превращены в голубовато-зеленые тектонические глины, но и тогда в них встречаются обломки чечевицевидной формы рассланцованных серпентинитов. Кластическая часть меланжа представлена различными по величине (от первых сантиметров до нескольких сот метров в поперечнике) глыбами диабазов, кремней, песчаников, известняков, габбро, пироксенитов и дунитов. В Усть-Бельском массиве на продолжении зоны меланжа среди серпентинитов наряду с габбро и гипербазитами встречаются глыбы гранатсодержащих эклогитов. Форма обломков и глыб разнообразна: от идеальной шаровидной (рис. 7) до эллипсоидальной, вытянутой и уплощенной. В последнем случае уплощенные блоки длинной осью ориентированы вдоль зоны меланжа и в большинстве своем являются тектонически отслоенными кусками аллохтона и авто-

¹ Расчеты произведены по кривым ΔZ с помощью палеток Д.С.Микова (1952).



Рис. 7. Шаровидная форма глыбы габбро в серпентинитовом меланже на правом берегу ручья Гусиног

хтона. В среднем течении ручья Гусиног во фронтальной части меланжа отмечены глыбы андезито-дацитов каньчанской толщи палеогенового возраста, основное поле которых распространено непосредственно к востоку от зоны меланжа. Контакт между серпентинитами и основным полем эффузивов здесь тектонический, с многочисленными идеальными зеркалами скольжения. Создается впечатление об аллохтонном залегании меланжа и всей Отрожинской пластины на эффузивах палеогена.

В пределах пластины 5 серпентинитовый меланж прослеживается от верховьев ручья Сухого в северо-восточном направлении до верховьев ручья Еонайваам на расстоянии 15 км. Цементом меланжа здесь также являются интенсивно рассланцованные, с идеальными зеркалами скольжения серпентиниты. На отдельных участках они превращены в зеленовато-синие глины. Замеры сланцеватости и трещин скола в наиболее обнаженной части меланжа на правом берегу ручья Еонайваам указывают на падение зоны (и всей пластины в целом) к северо-западу (азимут падения $310-330^{\circ}$) под углами $10-40^{\circ}$. Кластическая часть меланжа представлена глыбами известняков, сургучных кремней, туфов, песчаников, эффузивов основного состава, габбро, слабо серпентинизированными дунитами и перидотитами. Благодаря тому, что тектонические блоки сложены более плотными породами, чем серпентинитовый цемент, зона меланжа хорошо выражена на местности в виде полосы останцового рельефа (рис. 8). Размер глыб изменяется от первых метров до 300-

400 м в поперечнике. Крупные блоки имеют утлогообразную форму, вытянутую вдоль зоны меланжа. Подмечена такая закономерность: в интервале между ручьями Светлым и Сухим в кластической части меланжа преобладают мраморизованные известняки, а вдоль правого борта ручья Еонайваам (в пределах Усть-Бельского массива) блоки пород внутри меланжа представлены преимущественно эффузивами основного состава и их туфами, интенсивно рассланцованными, метаморфизованными (до зеленых сланцев) и катаклазированными. Азимут падения сланцеватости $310-340^{\circ}$, углы изменяются от 25 до 45° . Контакты блоков с серпентинитами резкие, с зеркалами скольжения. Беспорядочно ориентированные трещины выполнены перидотитами.

Вдоль западного фланга пластины 5 серпентинитовый меланж наблюдался в верхнем течении ручья Дернового; здесь зона меланжа полого погружается к востоку под гипербазиты, что хорошо увязывается с залеганием всей пластины в виде линзы на отложениях мезозоя-кайнозоя.



Рис. 8. Останцовый рельеф в зоне серпентинитового меланжа на правобережье ручья Еонайваам. Зарисовка по фотографии В.Г.Кальянова

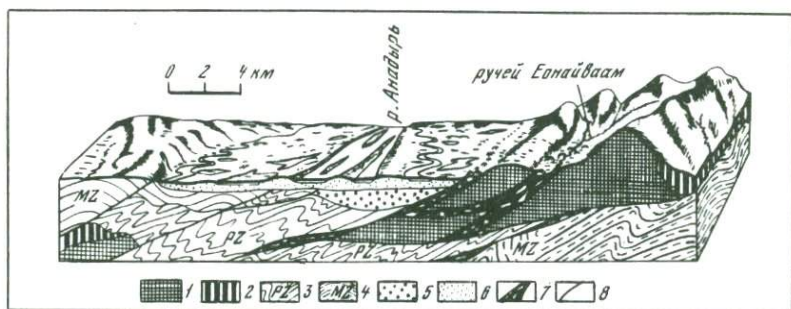


Рис. 9. Блок-диаграмма южных отрогов Усть-Бельских гор (характер залегания Усть-Бельского массива гипербазитов)

1 - гипербазиты; 2 - габбро; 3 - вулканогенно-осадочные отложения палеозоя; 4 - терригенные отложения позднего мезозоя; 5 - континентально-морская моласса олигоцен-миоцена; 6 - четвертичные отложения; 7 - серпентинитовый меланж; 8 - надвиги

Большую часть Усть-Бельских гор занимает одноименный габбро-гипербазитовый массив, имеющий в плане треугольную форму. Площадь его превышает 1000 км². Массив сложен в различной степени серпентинизированными гардбургитами, лерцолитами, дуни-тами, пироксенитами и габбро. Характер взаимоотношения между габброидами и гипербазитами такой же, как и в пакете тектонических чешуй, описанных ранее. Повсеместно (за исключением тектонических контактов) наблюдаются взаимопереходы от нормальных габбро к меланократовым оливиновым габбро и далее — к плагио-клазодержащим и нормальным гипербазитам. Аналогичный характер взаимоотношений между этими разновидностями пород приводит Г.В. Пинус (Пинус и др., 1973), считая, что переходные разности пород являются продуктами активного воздействия интрузии габбро на сформировавшийся гипербазитовый массив. В известных публикациях Усть-Бельский массив описан как интрузив, время внедрения которого относится к мелу. При сопоставлении гравиметрической карты с аэромагнитными данными выявляется, что Усть-Бельский массив на глубине ограничен субгоризонтальной поверхностью и двумя боковыми наклонными поверхностями. Падение боковых граней призмы западное, углы наклона не более 30°. Призма в горизонтальном направлении вытянута больше, чем в вертикальном. Мощность тела около 1500 м. Подбор формы тела осуществлен по палетке Г.А. Гамбурцева (выбор модели и математические расчеты выполнены Е.Н. Суровой).

На блок-диаграмме (рис. 9) изображены предполагаемая форма массива и характер его взаимоотношений с отложениями палеозоя и мезозоя-кайнозоя так, как она представляется автору в соответствии с произведенными расчетами и имеющимся фактическим материалом. Надо сказать, что Усть-Бельский массив не является монолитной пластиной, а представляет собой, видимо, систему чешуй, наклоненных в западных румбах, так как описанные ранее тектонические чешуи междуречья Чивётыквеем — Утёсики находят свое продолжение в массиве в виде зон серпентинитового меланжа, залегающего, как мы могли убедиться, в основании тектонических чешуй.

Если в пределах Усть-Бельского массива взаимоотношения между габбро и гипербазитами, с одной стороны, и вулканогенно-кремнистыми отложениями палеозоя — с другой, носят тектонический характер и приурочены к зонам серпентинитового меланжа, то в случае Мавринской и Отрожнинской тектонических пластин эти взаимоотношения носят "стратифицированный" характер (Александров, 1974). Факты взаимопереходов между гипербазитами, габбро и эффузивами палеозоя могут указывать на то, что габброиды образовались метасоматическим путем по эффузивам основного состава и по гипербазитам. Подобные взаимоотношения между этими тремя разновидностями пород доказаны М.С. Марковым (1970, 1973) для п-ова Камчатский мыс, А.Л. Книппером (1970) для Кавказа, В.Ф. Морковкиной (1962) и А.А. Ефимовым (1973) для Урала.

Тесная пространственная связь между гипербазитами, габбро и кремнисто-вулканогенными отложениями палеозоя, факты взаимопереходов между перечисленными разновидностями пород, четкая стратификация, образующая направленный ряд снизу вверх (гипербазиты, габбро, основные эффузивы, радиолариты), залегание офиолитовой триады в виде тектонических пластин в основании надвиговых структур — все это невольно заставляет отказаться от привычной теории интрузивного внедрения габбро и гипербазитов в кремнисто-

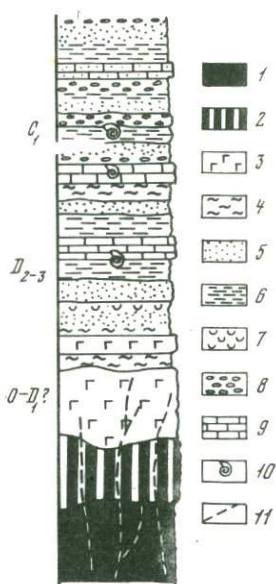


Рис. 10. Разрез океанической коры (Огрожинская пластина)

1 — гипербазиты; 2 — габбро; 3 — эффузивы основного состава; 4 — радиолариты, кремни; 5 — песчаники, гупфопесчаники; 6 — алевролиты, ленточные кремни; 7 — гупфы; 8 — конгломераты, гравелиты; 9 — известняки; 10 — места находок фауны; 11 — комплекс параллельных даек

вулканогенные толщи начальных этапов развития эвгеосинклиналей и искать другое решение вопросов тектоники и истории развития рассматриваемого здесь района.

На основании изложенного автор относит гипербазиты и габбро к низам стратифицированного разреза (рис. 10), считая их "фундаментом" коры океанического типа. В отличие от Альпийско-Гималайского пояса, где мезозойские эффузивно-радиоларитовые толщи залегают на метаморфизованном фундаменте с перерывом (Пейве, 1969), в районе Усть-Бельских гор существует непрерывный ряд от гипербазитов до осадочных образований карбона со всеми промежуточными звеньями, характерными для океанической коры геологического прошлого¹. Время формирования меланократового

¹ Здесь и в дальнейшем при отсутствии ярко выраженного стратиграфического контакта между габбро-гипербазитами и перекрывающими их вулканогенно-кремнистыми отложениями термин фундамент будет употребляться в кавычках с тем, чтобы подчеркнуть определенную условность этого понятия.

"Фундамента" устанавливается согласным наложением на него фаунистически охарактеризованных отложений девона и определением абсолютного возраста перидолитов из Усть-Бельского массива (Пинус и др., 1973), равным 380 ± 100 млн. лет, и относится, видимо, к раннему палеозою.

Перемещение габбро-гипербазитового "фундамента" совместно с перекрывающими его вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя происходило с запада на восток, о чем свидетельствует наклон тектонических пластин, многочисленных трещин скола и ориентировка сланцеватости в западных и северо-западных румбах. Корни тектонических покровов находятся, видимо, в среднем течении р. Чинейвеем и в настоящее время закрыты четвертичными отложениями Пенжинско-Марковской впадины. Минимальное расстояние латерального перемещения масс горных пород составляет 35-40 км. Гравитационная аномалия в бассейне р. Чинейвеем, по интенсивности сопоставимая с аномалией над Усть-Бельскими горами, является косвенным подтверждением залегания там на небольшой глубине пород океанического "фундамента".

Механизму формирования океанической коры и меланократового фундамента будет посвящен специальный раздел. Здесь же необходимо только отметить, что надвигово-чешуйчатое строение и залегание габбро-гипербазитов в виде тектонических пластин характерно не только для района Усть-Бельских гор, но и для Таловско-Пекульской зоны в целом.

В Пенжинском кряже (юго-западное окончание зоны), анализируя материал А.Ф. Михайлова (1955, 1959), А.Ф. Михайлова и И.Б. Заединовой (1960), можно видеть, что габбро и гипербазиты пространственно везде тесно связаны с вулканогенно-кремнистыми отложениями ильпенейской и кингивеемокой свит. Наиболее крупным габбро-гипербазитовым массивом юго-западной части Пенжинского кряжа является Кукульский массив, сложенный в значительной степени серпентинизированными гардбургитами, дунитами, верлитами, пироксенитами и габбро. Площадь массива 350 км^2 , он вытянут в северо-восточном направлении на 75 км. Юго-восточный контакт массива перекрыт четвертичными отложениями Паропольского дола; на северо-западе массив контактирует с разновозрастными отложениями от девонских до верхнемеловых. Отложения девона (ильпенейская свита) представлены толщей переслаивания диабазов, спилитов, кремней, яшм и известняков с фауной кораллов и брахиопод девонского возраста. В состав ильпенейской свиты А.Ф. Михайлов включает лавсонит-глаукофановые сланцы, но вместе с тем указывает, что преимущественное развитие эти породы получили в зонах разломов, а их миндалекаменный облик указывает на происхождение по основным эффузивам. Отмечается тесная пространственная связь между вулканогенно-кремнистыми отложениями девона и габбро-гипербазитами.

По данным Л.Г. Пономаревой и Н.Л. Добрецова (1966), абсолютный возраст метаморфических пород Пенжинского кряжа равен

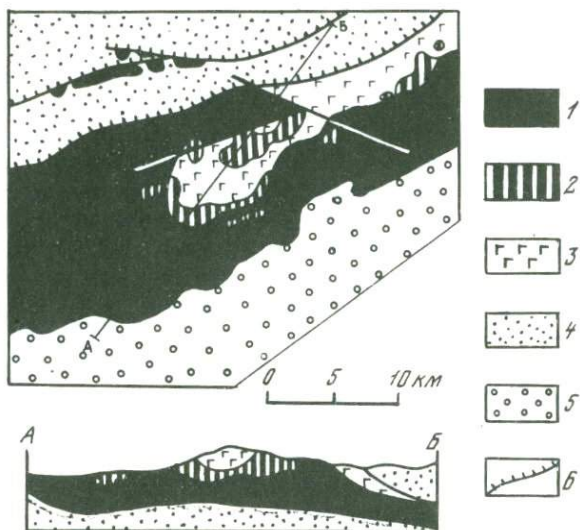


Рис. 11. Схема геологического строения Куюльского массива (по А.Ф. Михайлову, разрез по автору)

1 - гипербазиты; 2 - габбро; 3 - эффузивы основного состава; 4 - нижнемеловой флиш; 5 - четвертичные отложения; 6 - надвиги. А-В - линия геологического разреза

330-350 млн. лет. Отложения карбона (кичиваямская свита) представлены толщей переслаивания алевролитов, песчаников и известняков с фауной брахиопод и криноидей, характерных для визейского яруса. Пермские отложения А.Ф. Михайлов объединил в две свиты - харитонинскую и упупкинскую. Состав отложений терригенный, возраст их определен по многочисленным находкам пермской фауны брахиопод, лилий и фораминифер. В гальке туфоконгломератов описаны спилиты, диабазы, яшмы, радиолариты. Л.Г. Пономаревой и Н.Л. Добрецовым (1966) в базальном горизонте нижней перми в бассейне р.Таловки описана галька габбро.

Неопределенное положение в разрезе Пенжинского кряжа занимают кремнисто-вулканогенные отложения так называемой кингивемской свиты. А.Ф. Михайлов (1959) относил эти отложения к верхнему палеозою-нижнему мезозою, ссылаясь на определения радиоларий и микрофауны, выполненные Р.К. Липман и А.И. Жамойдой. На геологической карте Северо-Востока СССР (Геология СССР, 1970) эти отложения отнесены к валанжину по находкам Г.П. Авдейко (1966) бужий в терригенных отложениях, пространственно связанных с вулканогенно-кремнистыми образованиями.

Габбро Пенжинского кряжа постоянно ассоциируют с вулканогенно-кремнистыми отложениями ильпенейской свиты и гипербазитами, причем в пространственном размещении габброидов отмечается такая

же закономерность, что и в Усть-Бельских горах, т.е. при наличии всех трех разновидностей пород габбро всегда занимают промежуточное положение между гипербазитами и эффузивами основного состава. Изолированные в плане выходы вулканогенно-кремнистых отложений ильпенейской свиты среди Куюльского массива, как правило, окаймляются габброидами (рис. 11). Контакты между габбро и гипербазитами нечеткие, расплывчатые. В краевых зонах габбро постепенно становятся более меланократовыми, в них заметно увеличение оливина и пироксена; в то же время в гипербазитах на контакте с габбро отмечаются гибридные разности пород, обогащенные плагиоклазом.

По данным Н.Б. Заборовской и Г.Е. Некрасова (1974), в Понтонейских горах вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения нижнего и среднего палеозоя (ордовик-нижний карбон) образуют узкий тектонический клин сложного чешуйчатого строения. В основании стратифицированных отложений залегают меланократовые породы докембрия-нижнего палеозоя, представленные зеленокаменно-измененными габброидами, амфиболитами и разнообразными сланцами глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма в фаунистически охарактеризованных отложениях силура.

Таким образом, изложенный материал позволяет автору предположить, что гипербазиты, габбро и основные эффузивы Пенжинского кряжа, образующие непрерывный ряд, являются фундаментом океанической коры или соответствуют геофизическим слоям 3 и 4 океанов (Пейве, 1969).

Куюльский массив считался А.Ф. Михайловым (1955, 1960) интрузивом, имеющим сложную форму, близкую к факолиту. Анализ магнитного поля над Куюльским массивом и качественная интерпретация графиков ΔT_a , проведенная способом высших производных, а именно по кривой горизонтального градиента $\frac{\partial \Delta T_a}{\partial x} \cdot \Delta x$, показывает, что Куюльский габбро-гипербазитовый массив совместно с эффузивами ильпенейской свиты имеет форму пластины мощностью 800-900 м, наклоненной к северо-западу под углом 5-10° (расчеты выполнены Н.А. Тепкиным).

Габбро-гипербазитовые комплексы Пенжинского кряжа совместно с вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя выведены на поверхность по системе протяженных надвигов северо-восточного простирания. Корни надвигов находятся, видимо, в районе мыса Вальжген, где отмечаются фрагментарные выходы меланократового фундамента. Минимальная величина латерального перемещения составляет 60-70 км.

Чрезвычайно интересным, но и сложно построенным является северное окончание Таловско-Пекульнейской структурной зоны, пространственно совпадающей с хр. Пекульней. По данным анадырских геологов А.А. Мануйлова и В.И. Шкурского, осевая часть хребта представлена типичным серпентинитовым меланжем. Цементом меланжа являются интенсивно расслабленные развальцованные ми-

лонитизированные серпентиниты. Кластическая часть меланжа представлена блоками разнообразных по возрасту и генезису пород. Форма блоков, как правило, вытянута в северо-восточном направлении, эллипсоидальная, утлогообразная. Блоки пород, участвующие в меланже, представлены эффузивами основного состава, кремнями, радиоляритами, известняками, габбро, туфами, песчаниками, конгломератами, алевролитами, пироксенитами, эклогитоподобными породами, амфиболитами, лавсонит-глаукофановыми сланцами. Наиболее молодыми отложениями в меланже являются глыбы известняков готеривского возраста с фауной аммонитов. Об условиях залегания меланжа отсутствуют достоверные сведения, хотя, судя по аэрофотоснимкам, большинство блоков в меланже и его контакты круто наклонены в западных румбах. Меланж залегает в основании пластин, сложенных вулканогенно-кремнистыми толщами и габбро-гипербазитовыми комплексами.

Г.Г. Кайгородцев (Геология СССР, 1970) считает, что многочисленные надвиги придают осевой части хребта чешуйчатое строение, а сложно построенные складки, как правило, опрокинуты к востоку.

В хр. Пекульней до недавнего времени отложений палеозоя не выделяли, но после находки в 1967 г. А.А. Мануйловым в базальтовых конгломератах апт-альба гальки кремнистых пород с остатками кораллов *Favosites* возраст вулканогенно-кремнистых отложений, пространственно и структурно связанных с габбро-гипербазитовым комплексом и меланжем, относится этим исследователем к ордовик-силуру. На существующих геологических картах возраст вулканогенно-кремнистых отложений (пекульнейевская свита¹) центральной части хр. Пекульней определяется как валанжинский. Состав свиты аналогичен отложениям девона Усть-Бельских гор и юго-западной части Пенжинского кряжа.

Все исследователи отмечают резкую асимметрию в геологическом строении хребта. Его западное крыло сложено преимущественно валанжин-готеривскими породами, прорванными интрузиями кислого состава. И те, и другие перекрыты терригенными отложениями сенона и молассой неоген-четвертичного возраста. Большую часть восточного склона хребта занимают вулканогенно-кремнистые отложения предположительно ордовик-силурийского возраста, габбро и гипербазиты, надвинутые на флишеподобную толщу баррем-альба. Пространственно с выходами вулканогенно-кремнистых отложений, представленных почти исключительно зеленокаменно-измененными эффузивами основного состава, связаны тела габбро и габбро-диабазов. Считается, что габбро прорывают толщу основных эффузивов,

¹ Не следует путать с пекульнейской серией, выделенной в районе оз. Пекульнейского М.И. Бушуевым (1954) и описанной в работах Ю.Б. Гладенкова (1963) и Н.А. Богданова (1970) по исследованиям в нижнем течении р. Хатырки.

Рис. 12. Схема сопоставления разрезов по простиранию Таловско-Пекульней-ской структурной зоны

I - Таловские горы (по материалам В.Ф. Михайлова; основание разреза - по автору); II - Усть-Бельские и Алганские горы (по автору с использованием материалов В.А. Захарова); III - хр. Пекульней (по материалам А.А. Мануйлова, В.И. Шкурского; основание разреза по автору)

1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - радиоляриты; 4 - известняки; 5 - лавобрекчии; 6 - туфопесчаники; 7 - галька габбро и гипербазитов; 8 - прослой углей; 9 - эффузивы смешанного состава; 10 - конгломераты; 11 - эффузивы основного состава (диабазы, базальты, спилиты); 12 - габбро; 13 - гипербазиты



но вместе с тем описаны переходные разности пород от типичных полосчатых габбро к габбро-диабазам и спилитам.

Взаимоотношение между габбро и гипербазитами аналогично тому, что описано нами для района Усть-Бельских гор и Пенжинского кряжа. Вот что пишет по этому поводу Г.В. Пинус: "... контакт гипербазитов с габброидами имеет здесь сложное строение, обнаруживая все переходы от нормальных габбро через меланократовые оливиновые габбро к троктолитам и пироксенитам. Среди этой пестрой гаммы пород встречаются небольшие, линзовидной формы ксенолиты перидотитов, содержащих плагиоклаз... По мере удаления от контакта с габброидами количество плагиоклаза в гипербазитах быстро сокращается до полного исчезновения" (Пинус и др., 1973, с. 51).

Заканчивая обзор структурного положения офиолитовой ассоциации, необходимо отметить тесную пространственную связь между гипербазитами, габбро и кремнисто-вулканогенными отложениями в пределах рассматриваемых районов Таловско-Пекульнейской структурной зоны. Факты взаимопереходов между этими тремя комплексами пород, довольно четкая "стратификация", образующая направленный ряд (рис. 12) снизу вверх: гипербазиты, габбро, основные эффузивы, радиолариты, залегание офиолитовой триады в виде тектонических пластин в основании покровно-надвиговых структур - все это побудило автора отказаться от традиционной интерпретации строения и истории развития Таловско-Пекульнейской зоны, в основе которой лежало признание ведущей роли вертикальных тектонических движений.

ОЛИСТОСТРОМА

В Усть-Бельских горах, в верхнем течении ручьев Светлого, Сухого и по левобережью ручья Удачного развиты своеобразные рыхлые тектонические образования, напоминающие тиллиты по составу, формационным признакам и структуре. По происхождению эти образования являются своеобразной олистостромой, образовавшейся, видимо, в условиях суши или мелководного бассейна перед фронтом движущейся тектонической пластины. По составу тиллитовидная олистострома представляет собой беспорядочную смесь разрушенных олигоцен-миоценовых конгломератов, со щебнем и туфами различных размеров (от 10-15 см до 10 м в поперечнике), представленных габбро, гипербазитами, известняками, эффузивами основного состава, туфами, песчаниками, алевролитами, радиоларитами и другими породами. Эти образования изучены в верхнем течении ручьев Сухого и Светлого, где они вскрыты шурфами и скважинами на всю мощность (до 150 м) вплоть до подстилающей молассы олигоцен-миоценового возраста. Здесь на протяжении более 5 км прослеживается почти прямолинейный в плане контакт северо-восточного простирания между фронтальной частью тектонической пластины, сложенной отложениями девона, и тиллитовидными отложениями. Непос...

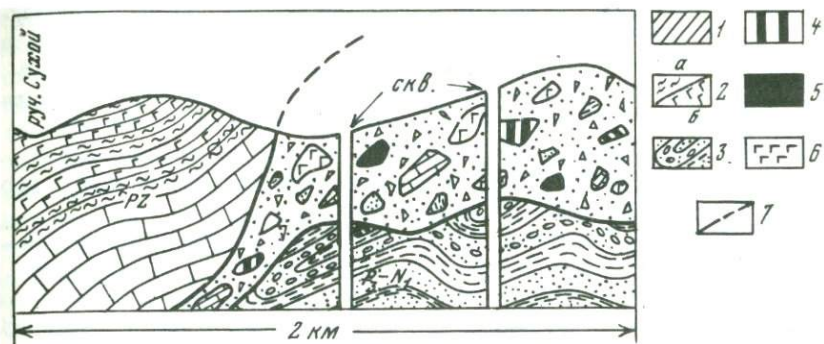


Рис. 13. Разрез тиллитовидной олистостромы в верхнем течении ручья Сухого

1 — известняки; 2 — вулканогенно-осадочные образования: а — кремни, б — базальты; 3 — терригенная моласса (конгломераты, песчаники, алевролиты); 4 — габбро; 5 — гипербазиты; 6 — эффузивы основного состава; 7 — тектонический контакт

редственно вдоль режущей кромки пластины прослеживается полоса своеобразной брекчии (рис. 13), цементом которой является тонко-обломочный, перетертый до глины материал, а кластическая часть представлена глыбами известняков, габбро, гипербазитов и терригенных пород. На поверхности многих глыб видны идеальные зеркала скольжения.

Многими геологами, проводившими исследования в этой части Усть-Бельских гор, тиллитовидная олистострома относилась к прибрежным фациям олигоцен-миоценовой молассы. Основанием этому служило присутствие в тиллитовидных образованиях гальки и валунов, характерных для олигоцен-миоценовых конгломератов, а также остатки фауны, такой же, как и в заведомо молассовых отложениях. Эти отложения вскрыты шурфами и скважинами на глубину до 150 м и доказано их аллохтонное налегание на молассу олигоцен-миоцена (см. рис. 13). Установлено, что валуны, галька и фауна олигоцен-миоценовых отложений являются переотложенными в результате тектонического перемешивания перед фронтом почти горизонтально движущейся пластины, которая, как бульдозер, выдвигала перед собой и перемешивала слаболитифицированную молассу с разнообразными по возрасту и генезису породами.

На левобережье ручья Удачного тиллитовидная олистострома развита перед фронтом пластины 5, сложенной в этой части габброидами и гипербазитами. В соответствии с составом режущей кромки кластическая часть представлена здесь преимущественно глыбами и щебнем габброидов и гипербазитов. Глыбы осадочных пород палеозоя здесь встречаются реже.

Время формирования тиллитовидных образований устанавливается по спорово-пыльцевым комплексам, характерным для позднего плио-

цена-раннего плейстоцена. В спектрах преобладает пыльца холоднолюбивых хвойных и в подчиненном количестве присутствует пыльца широколиственных. Наличие в районе послемiocеновой тиллитовидной олистостромы указывает на то, что в неоген-четвертичное время тектоническая обстановка не стабилизировалась; наоборот, с этим временем связаны значительные по величине латеральные перемещения масс горных пород покровно-надвигового характера с формированием своеобразной олистостромы.

В 100 км к юго-западу вдоль восточного фланга Таловско-Пекульнейской структурной зоны, на правом берегу р. Березовой В.Ф. Белым описана терригенная толща с неясно выраженными прослоями конгломератовидных пород: "... сортировка и окатанность обломочного материала весьма плохая; конгломераты редкого галечные, пласты их лишены четко выраженной кровли и подошвы. В составе галек и валунов установлены различные вулканические породы, гранитоиды, яшмы, вулканомиктовые песчаники, которые среди псефитовой фракции иногда резко преобладают; они представлены как мелкими гальками, так и валунами и совершенно неокатанными остроугольными обломками до 50 см в поперечнике . . . Вблизи от обнажения конгломератов, на водораздельной возвышенности обнаружен выход силурийских известняков размером 20 × 5 м" (Белый, 1963, с. 120). В бассейне р. Пырканайвеем в песчаниках В.Ф. Белым описаны глыбы спилитов и известняков. Возраст вмещающих отложений определяется находками фауны *Neocrioceras cf. spinigerum* (Jimbo) и *Kosmaticeras cf. bhavam* (Stok) как нижний сенон. Толща этих отложений прослеживается к северу от р. Березовой до бассейна р. Утэсики, где она описана нами как автохтон. Положение толщи в автохтоне покровно-надвиговых чешуй и ее своеобразный состав дают основание считать, что хотя бы часть нижнесенонских отложений должна быть отнесена к олистостроме. Далее будет показано, что верхнемеловая олистострома широко распространена в основании чешуй и покровных структур в центральной и восточной частях Корякского нагорья.

В итоге мы приходим к заключению, что покровно-надвиговое строение Таловско-Пекульнейской структурной зоны обусловлено выдвиганием в верхние структурные этажи пород меланократового "фундамента" и его "чехла" по зонам протяженных глубинных надвигов. Необходимо отметить, что процесс этот не был одноактным, а носил пульсационный характер и был тесно связан с вполне определенными периодами диастрофизма, проявлявшимися вдоль рассматриваемой зоны на протяжении всей истории ее развития. Неоднократное сжатие зоны привело в конечном счете к сложному распределению разновозрастных и различных по генезису пород в пакетах тектонических чешуй и в отдельных аллохтонных пластинах. Индикаторами выдвигания меланократового "фундамента" служат гальки габбро, гипербазитов и лавсонит-глаукофановых сланцев в отложениях карбона, перми, раннего мела и кайнозоя (см. рис. 12). Последней страницей в истории тектонического развития Таловско-Пекульней-

ской зоны тектонических чешуй явились латеральные перемещения масс горных пород в послемiocеновое время, доказательством чему служит тиллитовидная олистострома с набором обломков и глыб офиолитов, залегающая во фронтальных частях тектонических пластин.

Перемещение пластин происходило с северо-запада на юго-восток, доказательством чему служит повсеместный наклон тектонических пластин в северо-западных румбах, а также предполагаемое наличие корней, сложенных породами меланократового "фундамента" в Пенжинской и Марковской депрессиях, о чем писалось ранее.

СТРУКТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕЖДУРЕЧЬЯ ВЕЛИКАЯ - ХАТЫРКА И РАЙОНА ОЗ. ПЕКУЛЬНЕЙСКОГО

Исследованный район с севера ограничен долинами рек Великой, Тамватвеем и Анадырской низменностью, с юга — побережьем Берингова моря и долиной р. Хатырки, с запада — долинами рек Кой-вэрэлан и Маракаваам и, наконец, с востока — линией, соединяющей меридиональное течение р. Нонмыкэнвеем с оз. Пекульнейским.

Чтобы яснее представить картину строения рассматриваемой части Корякского нагорья, необходимо вкратце остановиться на результатах предшествующих работ (Егiazаров и др., 1965; Геология СССР, 1970), а уже затем изложить собственные новые материалы.

От р. Великой по направлению к побережью Берингова моря авторы 30-го тома "Геологии СССР" (см. рис. 1) выделяют Тамватнейский антиклинорий (Майницкий антиклинорий, по Б.Х. Егiazарову и др., 1965), Алякватваамский синклинорий (обе группы авторов) и Хатырское поднятие (Пикасьваям-Хатырское поднятие, по Б.Х. Егiazарову и др., 1965).

Составители 30-го тома "Геологии СССР" считают, что ядро Тамватнейского антиклинория сложено отложениями валанжина и готерива общей мощностью 4500 м, а на крыльях развиты породы апт-альба и сенона. Возникновение антиклинория связывается с инверсией геосинклинального прогиба в готерив-барреме. Отмечается, что в его пределах развиты линейные складки с размахом крыльев 8-10 км и более, осложненные мелкими, нередко изоклинальными складками и дизъюнктивными нарушениями, которые сопровождаются зонами смятия и дробления, придающими антиклинорию блоковое строение. Вдоль протяженных разломов вытянуты цепочки тектонических отторженцев размером от нескольких метров до 1-2 км в длину при ширине до нескольких сот. метров. Сложены блоки карбонатными, эффузивными и кремнистыми породами предположительно палеозойского возраста. Подчеркивается, что среди зеленокаменных пород валанжина широко развиты интрузии гипербазитов и небольшие тела габброидов и гранитоидов. Б.Х. Егiazаров в строении этой структуры значительное место отводит метаморфическим сланцам протерозоя, вулканогенно-кремнистым образованиям среднего-верхнего палеозоя и перекрывающим их раннемезозойским и меловым отложениям. Как и у авторов 30-го тома, выделяются линейные складки с размахом крыльев 10-12 км, осложненные крутыми складками мелких порядков и зонами смятия и дробления пород, к которым приурочены цепочки ультраосновных и основных интрузий.

В строении Алякватваамского синклинория (Геология СССР, 1970) принимают участие терригенные отложения от валанжина до олигоцена, смятые в спокойные линейные складки с углами падения на крыльях не более 30° , нередко отмечаются участки с горизон-

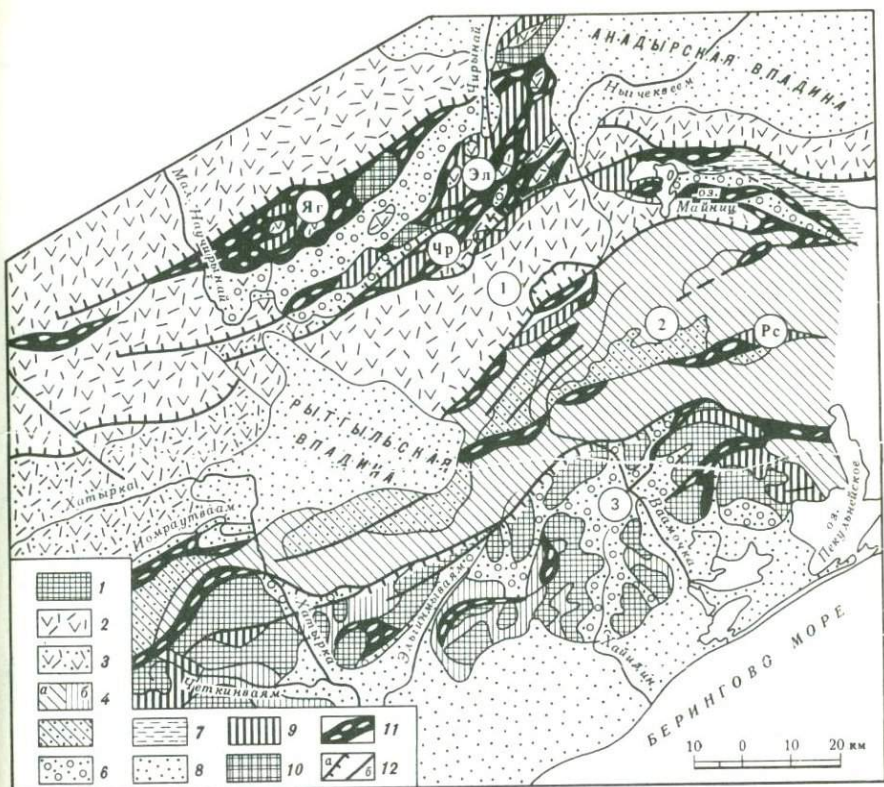


Рис. 14. Геолого-структурная схема северо-восточной части Корякского нагорья

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 Алякватваамской 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 – Эльгеваямский, Чр – Чирыйнаиский, Рс – Россомашинский); 12 – надвиги (а) и крутопадающие разломы (б)

Цифры на схеме в кружках – структурные зоны: 1 – Майницкая, 2 – Алякватваамская, 3 – Эконайская

тальным залеганием слоев. Из разрывных нарушений выделяются сбросы, как правило, осложняющие южные крылья складок. Б.Х.Егиазаров приводит аналогичное описание этой структуры.

Хатырское поднятие (Геология СССР, 1970) относится к структурам раннего этапа развития: возникновение его связывается с замыканием эвгеосинклинали в барремское время; допускается, что эвгеосинклинали преглиб здесь существовал в среднем палеозое. В современном виде поднятие трактуется как складчато-глыбовая структура, сложенная кремнисто-вулканогенными породами верхней юры-валанжина. На склонах поднятия и в грабенах развиты сенонские отложения. Характерной особенностью поднятия считаются многочисленные блоки и тектонические отторженцы палеозойских карбонатных, кремнисто-вулканогенных и терригенных пород. Высказывается предположение, что часть из них представляет собой фации обвалов кальдеры островного вулкана раннемелового возраста. К разломам северо-восточного простирания приурочены небольшие интрузии гипербазитов. Б.Х.Егиазаров в строении этой структуры большую роль отводит отложениям силура (?), девона, карбона, перми, триаса-юры и верхней юры-валанжина. Он считает, что основная масса этих разновозрастных отложений представлена вулканогенно-кремнистыми образованиями с рифогенными известняками, терригенные же отложения имеют резко подчиненное значение. Комплекс вулканогенно-кремнистых палеозойских отложений совместно с интрузиями базитов и гипербазитов рассматривается как древняя офиолитовая формация. Отложения смяты в систему линейных складок северо-восточного простирания, осложненных складками более высоких порядков и зонами интенсивных смятий и дроблений пород. Углы падения на крыльях складок крутые, до вертикальных. Из приведенного краткого обзора видно, что структуру Корякского нагорья в рассмотренных трудах было принято рассматривать как линейную складчато-глыбовую, образовавшуюся в результате вертикальных движений, разрывные же нарушения понимаются в них как сбросы и взбросы.

Материалы, полученные автором в процессе проведения крупномасштабного геологического картирования (Александров, 1973) и специализированных тематических работ (Александров, Богданов и др., 1975; Александров, Бялбожеский и др., 1975; Александров, Мигович, Писаренко, 1975; Чехов и др., 1974), позволяют говорить о принципиально отличном от общепринятого покровно-чешуйчатом строении рассматриваемой здесь части Корякского нагорья. По особенностям геологического строения различаются три структурно-фациальные зоны (с севера на юг): Майницкая, Алякватваамская и Эконайская (рис. 14). Эконайская и Майницкая структурные зоны примерно соответствуют Хатырскому поднятию и Тамватнейскому антиклинорию (Геология СССР, 1970, рис. 1), а разделяющая их Алякватваамская структурная зона — одноименному синклинорию. Первые две зоны характеризуются отчетливым покровно-чешуйчатым строением и на значительной площади являются аллохтонными, Алякватваамская структурная зона — автохтонная по отношению к двум первым.

МАЙНИЦКАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНА

ОБЩИЙ ОБЗОР

Майницкая структурная зона вытянута в субширотном направлении и прослежена нами на расстоянии 220 км от верховьев р. Нонмыкэнвеем до среднего течения р. Кэнкэрэвеем; ширина зоны достигает 50 км в центральной части и сужается на флангах до 25 км. С севера и северо-запада она ограничена четвертичными впадинами (соответственно Анадырской и р. Великой), а с юго-востока контактирует с Алыктаваамской зоной сложных дислокаций (см. рис. 14).

В строении зоны участвует мощный комплекс вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений, разбитый на протяженные тектонические чешуи северо-восточного и субширотного простирания. В основании каждой крупной чешуи постоянно залегает серпентинитовый меланж; в пространственной связи с зонами меланжа ассоциируют олистостромовые образования (Александров, 1973; Александров, Богданов и др., 1975; Александров, Бялбжеский и др., 1975; Александров, Мигович, Писаренко, 1975; Чехов и др., 1974).

Ранее отмечалось, что вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения Майницкой структурной зоны одними исследователями относились к палеозою, а часть из них — даже к протерозою. Выделялись многочисленные свиты, толщи и серии: янданайская, наанкнейская, ныгчеквеемская, майницкая, талякаурухенская, койвэрэланская, кангыкаирская, чирьнайская, вилюнейская, лозовская, крестовая, талягинская и др. Названные подразделения невозможно было сопоставить или увязать между собой, так как в одних случаях они отражали попытку стратифицировать разрез, в других — под разными названиями объединялись хотя и одновозрастные, но литологически, а нередко и генетически отличные образования. Например, к палеозою обычно относились, как теперь установлено, серпентинитовый меланж, олистострома или те части стратифицированных отложений, которые непосредственно контактируют с меланжем. и, как правило, сильно вторично изменены (катаклазированы и цеолитизированы). Данных о возрасте, составе и площадном распространении вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений до последнего времени было недостаточно, а проведение аналогий и сопоставлений с другими частями Корякского нагорья основывалось на противоречивых и умозрительных заключениях.

Автором установлено, что в этой части нагорья имеется формационно единый мощный комплекс пород, включающий вулканогенные, кремнистые, терригенные и олистостромовые образования, связанные между собой сложными взаимопереходами и обладающие быстрой фашиальной изменчивостью как по латерали, так и по разрезу. Приведем краткое описание сводного разреза вулканогенно-крем-

нисто-терригенных отложений, развитых в Майницкой структурной зоне.

Нижняя часть комплекса, с размывом залегающая на габбро-гипербазитовых образованиях Ягельной зоны меланжа, представлена толщей шаровых и подушечных лав базальтов и спилитов, их лавобрекчий и туфов с карманами гиадокластитов и линзовидными прослоями яшм сургучного цвета, содержащих радиолярии *Lithomitra* cf. *capito* Rust., *L. cf. capitoidea* Zham., *Lithocampe* ex gr. *kiparissovae* Zham. охотского подкомплекса верхней юры (определения Л.И. Казинцовой). В базальном горизонте, представленном туфоконгломератами и лавобрекчиями, на левом берегу р. Научирынай и в истоках р. Ягельной описаны многочисленные валуны, гальки и обломки подстилающих толщу габбро и гипербазитов. Мощность эффузивной толщи не менее 350–400 м.

По простиранию зоны к юго-западу эта часть разреза постепенно фашиально замещается толщей переслаивания песчаников, алевролитов и лав основного состава. В алевролитах О.П. Дундо найден *Perisphinctes* sp. верхнеюрского облика (определение В.Н. Верещагина). Выше согласно залегает мощная толща пестроокрашенных яшмоидов, литокластических туфов, базальтов и андезитов, туфопесчаников, известковистых яшм и аргиллитов сургучного цвета, известковистых гравелитов, песчаников и алевролитов; по всему разрезу встречаются маломощные прослои вариолитов с шаровой и подушечной отдельностью и спилитов. Подмечено, что горизонты лав основного состава постоянно ассоциируют в разрезе с сургучными, реже голубовато-зелеными яшмами. Эта часть разреза обладает сложной и быстрой фашиальной изменчивостью.

Покровы базальтов прослеживаются на расстоянии не более 5–7 км; пространственно связанные с ними яшмоиды по простиранию быстро выклиниваются или замещаются аргиллитами вначале сургучного, а затем черного цвета. Литокластические туфы содержат характерные обломки красных и голубых кремней; как вверх по разрезу, так и по простиранию они замещаются туфопесчаниками, в кластической части которых при рассмотрении под лупой или под микроскопом в шлифе также устанавливаются пестроокрашенные кремни. Более выдержаны по простиранию пачки граувакковых песчаников и алевролитов. И в тех и в других часто отмечается турбидитная слоистость.

Описанная часть разреза подразделяется на две пачки: нижнюю, в составе которой заметно преобладают терригенные разности пород и линзовидные прослои пестроокрашенных яшм (мощность 1400 м), и верхнюю, в которой туфы, лавы основного состава и пестрые яшмы доминируют над терригенными разностями пород (мощностью 900 м). В нижней пачке собраны *Buchia* cf. *okensis* Pavl., *B. aff. krotovi* Pavl., *B. cf. volgensis* и другие формы, характерные для берриаса (определения К.В. Паракецова); в верхней части пачки собраны *Buchia* cf. *inflata* Toulal, *B. cf. nuciformis* Pavl., *B. cf. crassa* Pavl., присущие валанжину (определения К.В. Паракецова), и белемниты *Arcotenthis* cf. *subporrecta* Bodyl., характеризующие нижний

готерив (определения В.Н. Сакса). По всему разрезу собраны радиолярии *Strichocorys* cf. *korjakensis* Zham., *Lithomitra* cf. *capitoidea* Zham., *Lithocampe* ex gr. *kiparissovae* Zham., *Eucyrtidium* cf. *khaba-kovi* Zham. койвэрэланского комплекса берриас-валанжина (определения Л.И. Казинцовой). Венчается разрез мощной толщей (около 2500 м) туфобрекчий, туфогравелитов, тонкополосчатых туфов, туфопесчаников и алевролитов с маломощными прослоями пестроокрашенных кремней, базальтов с шаровой и подушечной отдельностью и реже кератофиров. Этой части разреза свойственна меньшая фашиальная изменчивость и монотонность разреза. Возрастной диапазон ее определяется от баррема до альба включительно по согласному налеганию на слои с фауной валанжин-готерива и находкой аммонита из сем. *Gastropplitidae* (материалы В.И. Павлова, 1968 г.) в верхней части разреза, характерного, по заключению Г.П. Тереховой, для верхнего альба. Кроме этого, по всему разрезу собраны радиолярии *Cenosphaera*, *Stihocapsa*, *Dictiomitra*, характеризующие меловые отложения вообще (заключение Л.И. Казинцовой).

Этот своеобразный и фашиально пестрый комплекс пород предлагается объединить в чирынайскую серию от волжского яруса до альбского включительно (Александров, Мигович, Писаренко, 1975). Расчленение чирынайской серии при проведении дальнейших картосоставительских работ может опираться на предложенную схему стратиграфии с выделением отдельных маркирующих и выдержанных по простиранию и литологически однородных пачек пород, сопоставление которых должно проводиться исключительно по биостратиграфическому принципу.

Надо сказать, что отложения чирынайской серии исключительно бедны фаунистическими остатками. Бухии встречаются лишь в маломощных и очень редких прослоях известковистых яшмоидов и только в трех случаях были найдены в граувакках и алевролитах. Это послужило основной причиной разногласий по определению возраста вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений, широко развитых в Майницкой структурной зоне, и привело к использованию метода аналогий и сравнений (в данном случае необоснованному) с фаунистически охарактеризованными и литологически сходными палеозойскими отложениями других частей Корякского нагорья. Дополнительную, а нередко единственную информацию о возрасте описанного комплекса пород дают радиолярии, имеющиеся, как выяснилось, практически во всех прослоях кремнистых пород среди вулканогенной и туфотерригенной частей разреза. Радиоляриевый метод широко использовался автором при литолого-стратиграфическом расчленении вулканогенно-кремнистых толщ Корякского нагорья и показал хорошую сходимость результатов возрастной датировки по комплексам радиолярий, описанных О.П. Дундо и А.И. Жамойдой (1963; Жамойда, 1972), и макрофауне.

На левобережье р. Хатырки, от западного окончания Рытгыльской впадины и до среднего течения р. Маракаваам, развита толща существенно терригенных осадков, входящая в рамки выделенной нами

Майницкой структурной зоны, но фашиально резко отличающаяся от описанных выше разрезов. В составе этой толщи преобладают мощные пласты кварц-полевошпатовых песчаников и биотитовых песчаников, встречаются пласты гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность толщи не менее 1600 м. Возраст определяется единственной находкой *Inoceramus* sp. (сообщение А.А. Мануйлова, 1974 г.), по заключению Г.П. Тереховой, сеноман-туронского облика. Соотношение этих отложений с чирынайской серией до конца не выяснено. Видимо, толща грубозернистых терригенных отложений наращивает разрез чирынайской серии, формационно отличаясь от него. В ряде мест в междуречье Великая - Хатырка наблюдалось налегание по надвигам вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений чирынайской серии на отложения сеноман-турона.

Латеральное перемещение тектонических чешуй по плоскостям протяженных надвигов обусловило высокую степень складчатых, разрывных и катакластических деформаций в отложениях чирынайской серии; наиболее сильно деформированы породы в основании чешуй. Вообще говоря, складчатая структура расшифровывается с трудом, несмотря на то, что на значительных площадях вулканогенно-кремнистые отложения хорошо обнажены и доступны для изучения в коренном залегании. Причин тому две: первая - монотонность отдельных частей разреза и массивные текстуры пород в мощных пачках граувакк и литокластических туфов, обусловивших отсутствие четко выраженной слоистости, и вторая - высокая степень катаклаза отложений с развитием широких и протяженных зон интенсивно цеолитизированных катаклизитов. В последнем случае породы настолько сильно изменены, что нередко невозможно определить не только ориентировку слоистости, но и первичный состав пород.

Зоны катаклаза и цеолитизации в вулканогенно-кремнисто-терригенных отложениях пространственно четко связаны с серпентинитовым меланжем, причем наиболее ярко они проявлены в лежащем боку тектонических чешуй под меланжем и в самом меланже. Выклинивание зон серпентинитового меланжа в юго-западном направлении обуславливает исчезновение широких зон цеолитизированных пород, несмотря на то, что катакластические структуры продолжают сохраняться вдоль плоскостей надвигов, послынных срывов и вертикальных разломов. Но здесь - это брекчии трения и милониты (бассейны рек Гытгыл, Завитая, Длинная) с небольшим количеством цеолитов или их полным отсутствием. Этот факт наводит на мысль о том, что связь между зонами цеолитизации и серпентинитовым меланжем не только пространственная, но и генетическая. Ширина зон цеолитизированных катаклизитов достигает 3-5 км, по простиранию они прослеживаются на 30-40 км. Цеолитизации подвергаются все породы независимо от их возраста и состава, если они попадают в зону катаклаза вблизи меланжа.

В одном из обнажений на западном берегу оз. Майниц видно, как габбро свежего облика, попадая в зону катаклаза и цеолитизации, постепенно становятся будинированными, а затем напоминают

валунные конгломераты. В "валунах" — свежие габбро, а промежутки между ними заполнены интенсивно цеолитизированной дресвой. Когда породы доведены до такой степени, состав их определить уже невозможно. Цеолиты нередко занимают 30–40% объема катаклазированной породы. Исключение составляют лишь метаморфические сланцы лавсонит–глаукофановой фаши метаморфизма, для которых цеолитизация не характерна. На причинах этого явления остановимся несколько позже, при описании процессов метаморфизма.

Катаклиз и цеолитизация, изменяя текстурно–структурные особенности пород, придают им палеотипный облик, что в ряде случаев служило основанием для искусственного удрежнения возраста пород (допалеозойского) при проведении геологических съемок. Термин "цеолитизированная толща" (не зона!) служил как бы индикатором при отнесении отложений к так называемой ныгчеквеевской толще карбон–пермского возраста. Как впоследствии было установлено исследованиями автора, к палеозою относились отложения с фауной бухий, широко развитые в междуречье Лесная — Ныгчеквеем, и даже фаунистически охарактеризованные отложения палеогена в бассейне р. Кэнкэрэвеем, где они развиты в пространственной связи с серпентинитовым меланжем.

Несмотря на сказанное, складчатая структура Майницкой зоны все же поддается расшифровке главным образом в участках развития четкостойстых частей разреза и даже в монотонных толщах, если в них присутствуют маркирующие горизонты. Широко развиты складки с размахом крыльев 3–5 км, осложненные складками более мелкого порядка. Преобладают крутые до вертикальных углы падения слоев.

Простираание всех складчатых структур — от северо–восточного до субширотного, т.е. согласное с вытянутостью тектонических чешуй и зон меланжа, их подстилающих. Нередко слои смяты изоклиналино, что особенно хорошо подчеркивается горизонтами сургучных яшм, резко выделяющихся своим цветом на фоне зеленовато–серых граувакк и туфов.

Изоклиналиные складки с вертикальными осевыми плоскостями легко читаются на местности даже в условиях средней и плохой обнаженности по положению в рельефе устойчивых к выветриванию пластов яшмоидов и базальтов и по их центри– или периклиналиному замыканию под очень острым углом. Лежачие и опрокинутые складки картируются труднее, так как при их пересечении создается впечатление моноклиналино залегающих, полого наклоненных слоев, и только в том случае, если обнаженность позволяет наблюдать замок такой складки, удается правильно расшифровать ее положение в пространстве. Крупные лежачие складки с размахом крыльев до 4 км, как правило, запрокинуты к юго–востоку; в мелких складках, с размахом крыльев в первые десятки метров, наблюдалось и обратное — северо–западное опрокидывание. Нередко можно наблюдать сложную дисгармоничную складчатость в пластах алевролитов или в пачках тонкого ритмичного переслаивания мелкозернистых песчаников

и алевролитов, зажатых между мощными пластами массивных грубозернистых граувакк. Это складки течения пластичных пород, образующиеся в результате латерального перемещения пластов жестких пород относительно друг друга. При беглом взгляде создается впечатление углового несогласия на границе двух литологически различных пачек пород; при внимательном рассмотрении всегда удается найти следы сильного катаклаза и зеркал скольжения вдоль границы двух сред.

Наряду с региональными надвигами, обусловившими чешуйчатое строение зоны, широко развиты послонные субгоризонтальные срывы с амплитудой перемещения в сотни метров и, возможно, первые километры, по которым совмещены литологически разнородные и разновозрастные отложения чирынайской серии, а также зоны вертикальных разрывных нарушений типа сбросов и сбросо-сдвигов. Вертикальные разломы не определяют генерального структурного плана Майницкой зоны, но они играют важную роль в размещении дайковых поясов субширотного и северо-западного простирания. Дайковый пояс северо-восточного (до субширотного) простирания прослеживается от среднего течения р. Койверелан до р. Малый Научирынай, где он обрезается Ягельной зоной меланжа; пояс даек северо-западного простирания прослеживается на правом берегу р. Ныгчеквеем. Состав даек изменяется от диорит-порфиров до плагиогранит-порфиров. Мощность отдельных даек не превышает 20 м при преобладающем значении 1-2 м; по простиранию они прослеживаются на первые сотни метров. Нижняя возрастная граница дайкового комплекса устанавливается по контактовым изменениям в фаунистически охарактеризованных отложениях готерива и, возможно, альба, верхняя — неизвестна. Абсолютный возраст даек, определенный калий-аргоновым методом (определения И.А. Загзузиной, СВКНИИ), колеблется от 32 до 36 млн. лет, что соответствует палеогену.

СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ

Серпентинитовый меланж широко распространен в Майницкой структурной зоне. Вкрест простирания этой зоны с северо-запада на юго-восток здесь выделяются Ягельная, Эльгеваямская, Чирынайская и Ныгчеквеемская зоны меланжа (см. рис. 14). По своему внутреннему строению, составу кластической части, положению в современной структуре зоны и, видимо, происхождению выделенные меланжи не равнозначны. По классификации, предложенной С.В. Руженцевым (1976), Ягельный меланж должен быть отнесен к полимиктовому меланжу первой категории, т.е. к такому меланжу, в составе которого преобладают глыбы меланократового фундамента, но наряду с ними (в подчиненном количестве) встречаются глыбы вулканогенных и осадочных пород местного происхождения. Эльгеваямская, Чирынайская и Ныгчеквеемская зоны меланжа являются типичными представителями полимиктового меланжа второй категории — в их

строении значительное место принадлежит экзотическим глыбам. Нет нужды описывать каждую из выделенных зон меланжа в отдельности — все они имеют сходные или близкие черты строения. Приведем детальное описание лишь Ягельного меланжа первой категории, а на примере Чырынайской зоны рассмотрим строение полимиктового меланжа второй категории.

Ягельный меланж прослеживается на расстоянии 120 км от Анадырской впадины до истоков р. Лесной; максимальная ширина меланжа в бассейне р. Ягельной составляет 12 км. В плане зона меланжа имеет форму двояковыпуклой линзы: к юго-западу на правом берегу р. Луговой меланж выклинивается вдоль зоны крутопадающего надвига. На северо-востоке зона меланжа обрывается контурами современной Анадырской впадины, но ряд признаков указывает на продолжение ее под чехлом рыхлых позднекайнозойских отложений. На левобережье р. Ныгчеквеем, по данным сейсморазведочных работ МОВ, проводимых Анадырской комплексной геологоразведочной экспедицией, здесь на глубине 1500 м прослеживается зона потери корреляции отраженных волн, связанная с разрывным нарушением северо-восточного простирания. Зона разрывного нарушения имеет четковидную в плане форму; ширина ее достигает 1,5 км, лежит она на простирании Ягельного меланжа.

Габбро-гипербазитовые образования Ягельного меланжа занимают площадь более 700 км², т.е. по площади выхода ультрабазитов Ягельный меланж сопоставим с известным Усть-Бельским габбро-гипербазитовым массивом. Тем не менее на существующих геологических картах Корякского нагорья здесь показаны два-три интрузивных тела гипербазитов общей площадью не более 30 км². Впервые эта полоса габбро-гипербазитов, или зона серпентинитового меланжа, выделена автором (Александров, 1973).

Цементом в меланже на всем его протяжении являются расслабленные серпентиниты с идеальными перламутровыми зеркалами скольжения. Они окрашены в яркие цвета голубых, зеленых, коричневых и желтых оттенков и в сочетании с мрачными экзотическими глыбами, "плавающими" в серпентинитовом цементе, создают в общем неповторимые по своей красоте пейзажи. На отдельных участках серпентиниты перетерты до вязких пластичных глин.

Набор глыб в меланже однообразен: в центральной (осевой) части меланжа одни глыбы представлены исключительно эффузивами основного состава, их лаво- и туфобрекчиями, часто содержащими обильную гальку, обломки и "валуны" полнокристаллических гипербазитов и габброидов, другие — пироксенитами, перидотитами, дунитами и породами полосчатого габбро-амфиболитового комплекса.

Вдоль периферии меланжа к описанным породам примешиваются глыбы туфотерригенных пород чырынайской серии. Форма глыб разнообразная, но существует определенная зависимость формы и условий залегания глыб от их состава и, в конечном счете, от характера генетической связи их с меланжем. Крупные глыбы, сложенные ба-

зальтами, вариолитами и спилитами, как правило, имеют углошпенную форму, иногда как бы повторяющую слабо всхолмленную поверхность меланжированных габбро-гипербазитовых образований. Мощность таких пластин не превышает 150–200 м, несмотря на то, что они могут занимать площадь до нескольких квадратных километров.

Контакты полей основных эффузивов с подстилающими гипербазитами в большинстве случаев тектонические, но нередко можно видеть, как покров эффузивов перекрывает габбро-гипербазитовые образования Ягельной зоны меланжа; тогда в базальном горизонте отмечаются "валуны" и обломки подстилающего габбро-гипербазитового субстрата. На правом берегу р. Многоводной в одной из таких пластин наблюдалось, как флюиальность в лавах повторяет неровности габбро-гипербазитового фундамента, на который они изливались. В краевых частях меланжа на левом берегу р. Научирынай, в истоках р. Ягельной, на р. Малый Научирынай в коренном залегании видно, как лавы основного состава перекрываются согласно туфотерригенными отложениями чирьнайской серии, наращивающими стратифицированный разрез верхнеюрско-нижнемеловых отложений. Мелкие глыбы лав основного состава имеют, как правило, форму, близкую к изометричной или эллипсоидальную; встречаются глыбы, беспорядочно разбросанные по поверхности серпентинитовой щебенки, а также закатанные в нее.

Глыбы полнокристаллических гипербазитов, как правило, небольших размеров (от первых сантиметров до 10–15 м в поперечнике), форма их преимущественно округлая, нередко шаровидная. Исключение составляет массив горы Красной (см. рис. 14), сложенный дунитами, перидотитами и пироксенитами. Детальное описание пород, слагающих этот массив, дано Г.В. Пинусом (Пинус и др., 1973). Площадь массива достигает 25 км², в плане он имеет овальную форму. Контакты с вмещающими серпентинитами тектонические, полого погружающиеся со всех сторон под массив, из чего нетрудно заключить, что он имеет линзовидную форму с субгоризонтальной нижней кромкой. По всей вероятности, массив горы Красной представляет собой останец меланократового фундамента, не нарушенный процессами меланжирования.

Глыбы туфотерригенных отложений чирьнайской серии, как уже отмечалось выше, распространены исключительно вдоль контактов меланжа; форма их разнообразна – от изометричной до пластинообразной. Площадь наиболее крупных пластин достигает нескольких квадратных километров.

Глыбы габбро-амфиболитов имеют размеры от первых сантиметров до нескольких квадратных километров, форма их изменяется от округлой до пластинообразной. Мелкие глыбы беспорядочно разбросаны по поверхности меланжа или закатаны в него, крупные погружены в дресву серпентинитов; контакты их с серпентинитами тектонические. В верхнем течении р. Ягельной, выше крупной излучины, где река меняет свое направление с широтного на меридиональное,

в глыбе полосчатых габбро-амфиболитов площадью около 8 км² можно наблюдать, как полосчатый комплекс смят в узкие напряженные изоклинальные складки с размахом крыльев до 30 м. Простирание складок северо-восточное. Центри- и периклинальное замыкание "слоев" можно наблюдать непосредственно в обнажениях. Полосчатость обусловлена четким переслаиванием различной зернистости или цвета меланократовых и лейкократовых габбро, габбро-диабазов, миндалекаменных эффузивов основного состава и туффитов. Полосчатость настолько четкая, что создается впечатление ритмичнослоистой терригенной толщи, смятой в складки. В 130 м от отметки русла р. Ягельной 341,0 наблюдалось следующее соотношение пород в полосчатом комплексе:

	Мощность, м
1. Габбро авгитовое; текстура породы трахитовидная с реликтами миндалекаменной, миндалинны выполнены радиально-лучистым агрегатом актинолита	0,65
2. Кристаллокластический туф базальта; в обломках преобладают миндалекаменные базальты, пепловые туфы, в подчиненном количестве - зерна пироксена и кварца	0,35
3. Августовый гялобазальт с хорошо выраженной шаровой отдельностью	0,30
4. Диабазовый порфирит, амфиболитизированный моноклиновый пироксен вкрапленников и основной массы почти полностью замещен роговой обманкой	0,40
5. Туф, аналогичный слою 2	0,50
6. Габбро авгитовое, тонкополосчатое, слабо амфиболитизированное	0,30
7. Амфиболит с реликтами порфириковой структуры лавы основного состава	около 3,0

Описанный характер переслаивания сохраняется на всем протяжении береговых обрывов р. Ягельной в районе отметки русла 341,0. Характер взаимоотношений между составляющими полосчатого комплекса может свидетельствовать о том, что он образовался за счет эффузивов и туфов основного состава в процессе их габброизации. На отдельных участках в габброидах и переходных разностях пород сохранились реликты миндалекаменных текстур и шаровая отдельность.

Описанная глыба, как и массив горы Красной, по-видимому, является останцом меланократового фундамента, на котором трансгрессивно залегает чирынайская серия.

Сложнее решается вопрос об условиях залегания Ягельной зоны меланжа. Вдоль северо-западной границы меланжа на всем его протяжении видно, как он полого погружается к северо-западу под

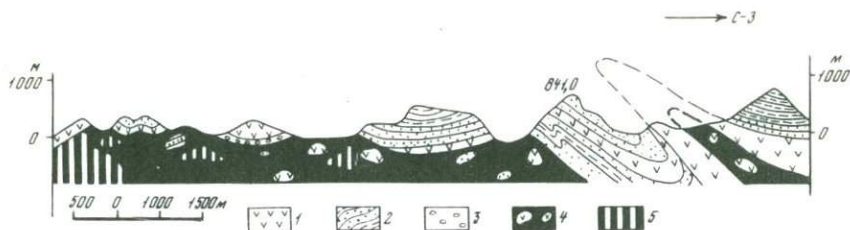


Рис. 15. Меланж в своде лежачей антиклинальной складки (правая часть рисунка); в левой части – стратиграфическое налегание лав основного состава на габбро-гипербазитовый фундамент Ягельной зоны

1 – лавы основного состава; 2 – туфотерригенные осадки; 3 – туфоконгломераты; 4 – меланж; 5 – габбро-амфиболиты



Рис. 16. Куполовидная структура Ягельного меланжа на правобережье р.Многоводной

Вулканогенно-туфотерригенные отложения верхней юры – нижнего мела: 1 – туфопесчаники, туфоалевриты, туфы; 2 – лавы основного состава. Меланократовый фундамент: 3 – габбро-амфиболитовый полосчатый комплекс; 4 – перидотиты, дуниты, пироксениты; 5 – серпентинитовый меланж

отложения чирынайской серии. На отдельных участках характер контакта трансгрессивный, в других местах – тектонический, но всегда он наклонен в одну и ту же сторону. Даже в тех случаях, когда меланж совместно с перекрывающими отложениями участвует в складчатых структурах, слагая антиформы (рис. 15) в составе опрокинутых складок, положение контакта не меняется. Иная картина наблюдается вдоль юго-восточного контакта меланжа.

На левобережье р.Ягельной меланж полого погружается вдоль плоскости надвига к юго-востоку под отложения чирынайской серии; на правом берегу р.Малый Научирынай наблюдалось налегание меланжа на отложения чирынайской серии по надвигу, наклоненному к северо-западу, т.е. обратное взаимоотношение. Первичное положение контакта здесь осложнено молодым надвигом, маскирующим общее положение контакта в пространстве. На юго-западном окончании меланжа в бассейне рек Многоводной (рис. 16) и Луговой сохранилось не нарушенное молодыми тектоническими подвижками соотношение меланжа с отложениями чирынайской серии, перекрывающими его. Здесь оба контакта погружаются под вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения верхней юры – нижнего мела, т.е. в сторо-

ну от осевой линии меланжа, образующего куполовидную структуру, в ядре которой, вероятно, и залегают полнокристаллические, не нарушенные процессами меланжирования габбро-гипербазитовые образования доюрского меланократового фундамента.

Чирынайский меланж в виде полосы северо-восточного простирания прослеживается на расстояние 60 км от р. Малый Научирьнай до Анадырской впадины. В береговых обрывах р. Малый Научирьнай наблюдалось выклинивание меланжа по зоне пологого надвига, наклоненного к северо-западу. По направлению к Анадырской впадине его ширина быстро увеличивается до 12-14 км, и на правом берегу р. Чирынай он соединяется с Эльгеваямским меланжем (см. рис. 14). Очевидно, южная ветвь меланжа в среднем течении р. Ныгчеквеем резко изменяет свое направление с северо-восточного на субширотное, прослеживаясь через оз. Майниц, вдоль южных склонов хр. Кэнкэрэн и на правом берегу р. Кэнкэрэвеем.

Таким образом, общая протяженность Чирынайского меланжа достигает 120 км, площадь выходов ультрабазитовой брекчи в пределах Чирынайского меланжа не менее 800 км². На существующих геологических картах Корякского нагорья в пределах так называемого Майницкого антиклинория выделено несколько небольших изометричных интрузий габбро и гипербазитов; одни из них активно контактируют с вмещающими отложениями, другие ограничены геометрически правильными разрывными нарушениями. Площадь габбро-гипербазитов в пределах выделенных тел не превышает 40-50 км².

Ультрабазиты, являющиеся цементом гигантской брекчи, представлены исключительно серпентинитами. Это интенсивно рассланцованные породы черного, бутылочно-зеленого или салатного цвета с идеальными до гляцевых зеркалами скольжения на поверхности трещин. Отдельные узкие (до 5-10 м мощностью) "выжимки" серпентинитов превращены в пластичную глиноподобную массу, среди которой встречаются многочисленные чечевицеобразные обломки с гляцевыми поверхностями рассланцованных серпентинитов. Среди серпентинитов встречаются отдельные глыбы и целые блоки неизмененных гигантозернистых пироксенитов или полосчатых гипербазитов; полосчатость обусловлена чередованием полос тех же пироксенитов и дунитов. Размер обломков и глыб неизмененных гипербазитов колеблется от 1-2 до 100-150 м в поперечнике. Форма глыб, как правило, вытянутая, эллипсоидальная, утюгообразная. Контакты с серпентинитами четкие, с идеальными зеркалами скольжения.

Необходимо отметить, что неизмененные гипербазиты в пределах меланжа встречаются в резко подчиненном количестве в сравнении с серпентинитами. Исключение составляют две глыбы гипербазитов, отображенные специальным знаком (рис. 17). Первая из них имеет площадь 4 км², вторая - 25 км²; последняя известна в литературе под названием Чирынайского массива. Массив имеет форму пластины мощностью 2-3 км, наклоненной к юго-востоку под

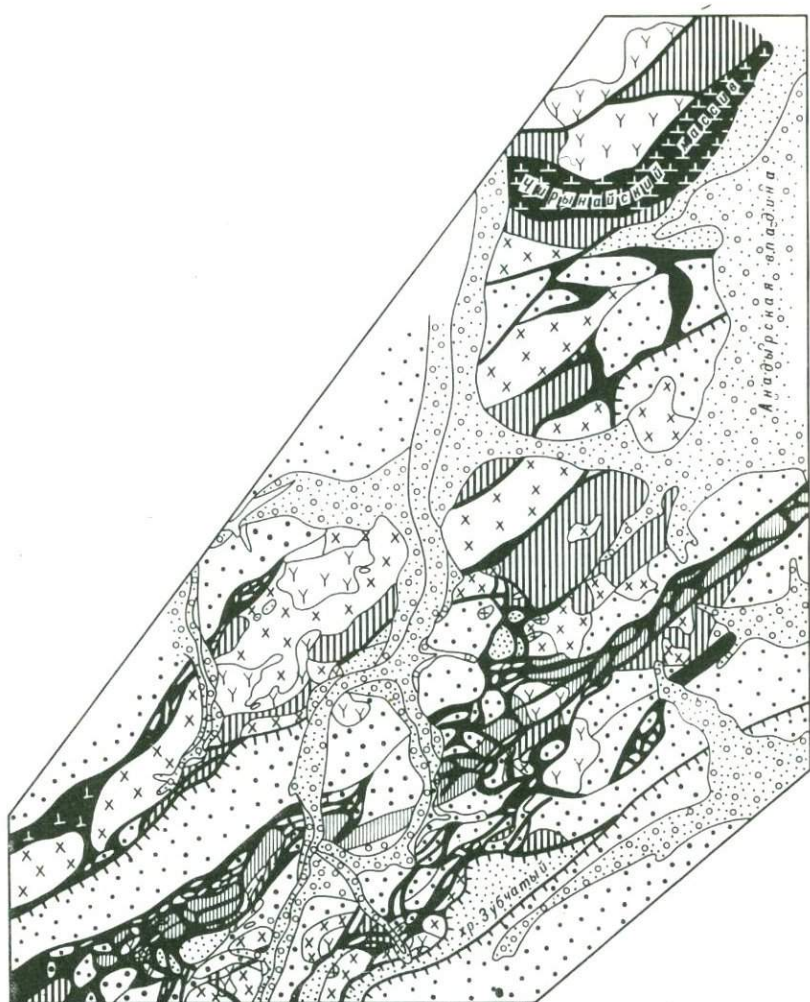


Рис. 17. Схематическая геологическая карта верхнего течения р. Чирьнай (серпентинитовый меланж)

1 - полнокристаллические гипербазиты; 2 - серпентиниты; 3 - габбро-амфиболиты. Чирьнайская серия: 4 - лавы основного состава; 5 - туфы; туфопесчаники, яшмы; 6 - терригенные осадки; 7 - метаморфические сланцы; 8 - комплекс малых интрузий; 9 - плагиограниты; 10 - рыхлые четвертичные отложения; 11 - геологические границы; 12 - надвиги

углом 10° (устное сообщение П.И. Полякова). Контакты Чирынайского массива по всему периметру погружаются под массив; причем на юге они крутые (до $40-50^{\circ}$), а на севере пологие, близкие к горизонтальным.

Кластическая часть меланжа представлена разнообразными по составу, генезису и возрасту породами. Здесь в самых различных соотношениях, без какого-либо порядка встречаются глыбы сургучных яшм, серых пльчатых кремней, фтанитов, граувакк-эффузивов основного и кислого состава, туфов габброидов, габбро-амфиболитов, гранодиоритов, родингитов, мраморов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Свообразными породами, для которых наблюдается четкая закономерность в пространственном размещении, являются лавсонит-глаукофановые сланцы. Глыбы и блоки этих пород в виде полосы северо-восточного простираия шириной до 1 км прослеживаются вдоль всей зоны меланжа. Отдельные блоки метаморфических сланцев отделены друг от друга и от окружающих инородных по составу глыб теми же серпентинитами.

Другими, не менее интересными образованиями являются пластообразные залежи ртутносных листовитов. Мощность отдельных залежей колеблется в широких пределах (от 1-2 до 25-30 м), по простираию они прослеживаются на расстояние до 500 м. Отдельные глыбы листовитов также отделены друг от друга серпентинитами и нередко кулисообразно смещены. Блоки разнообразных по составу пород, входящих в состав гигантской тектонической брекчии, как правило, сложены породами, более плотными, чем серпентиниты, поэтому они сохранились в виде отдельных глыб и холмов (рис. 18), создающих в совокупности полосу останцового рельефа, которая хорошо читается на местности и аэрофотоснимках. Размер отдельных блоков меняется в широких пределах - от микроскопических до 2-3 км в поперечнике.

Такое мозаичное строение характерно для юго-восточной части описываемой зоны. В ее северо-западной части глыбы значительно крупнее. Размер отдельных блоков и пластин достигает 2-4 км мощности, и по простираию они прослеживаются на 12-15 км. Они сложены граувакками, кремнисто-вулканогенными породами, гранодиоритами, габбро, эффузивами, туфами, песчаниками, конгломератами и реже мраморизованными известняками и метаморфическими сланцами. Наиболее крупные по размерам пластины представлены гранодиоритами и габбро (обе разновидности пород образуют между собой сложные взаимопереходы через габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и граувакки). Контакты между всеми разновидностями пород тектонические, к ним приурочены примазки серпентинитов. Мелкие по размеру глыбы и блоки пород представлены мраморами, сургучными яшмами, туфами. Вдоль северо-западной границы зоны встречаются редкие глыбы метаморфических сланцев. Подавляющее большинство блоков интенсивно раздроблено мелкой, беспорядочно ориентированной сетью трещин, выполненных лаumontитом и



Рис. 18. Серпентинитовый меланж. Мраморизованные известняки (белое), лавы основного состава и кремни (темно-серые глыбы) среди рассланцованных серпентинитов

пренитом. Нередко количество цеолитов достигает 15–20% всего объема породы, причем цеолитизации подвергаются любые породы независимо от их состава, за исключением метаморфических сланцев, для которых характерно только окварцевание. Очевидно, что наблюдаемое с поверхности мозаично-брекчиевое строение меланжа сохраняется и с глубиной. Во всяком случае, в пределах эрозионного вреза (по разнице абсолютных отметок) на глубину до 1000 м внутреннее строение рассматриваемой зоны сколько-нибудь заметных изменений не претерпевает.

Возраст пород, входящих в меланж, в большинстве случаев условен, хотя среди экзотических глыб часто различаются слоистые кремни и фтаниты палеозойского облика и мраморизованные известняки, характерные для достоверно палеозойских разрезов, изученных автором на юге Корякского нагорья. Эффузивы основного состава глыб меланжа могут быть как верхнеюрскими из основания чырынайской серии, так и палеозойскими. Макроскопически они не различаются, что, видимо, можно объяснить одинаковыми условиями происхождения и накопления океанических базальтов на габбро-гипербазитовом фундаменте, обнажавшемся на разных этапах тектонического развития Корякской складчатой системы. Более отчетливо различаются глыбы туфотерригенных отложений берриас-валанжина благодаря характерному облику и специфическому составу. Возраст некоторых из них подтверждается радиоляриями койвэрэланского комплекса и единичными находками бухий раннемелового облика.

Специально следует остановиться на вопросе о возрасте метаморфических глаукофановых сланцев, принимающих участие в строении меланжа. И.М. Русаков и Б.Х. Егизаров (1958) условно датировали их верхним протерозоем и считали, что они являются составной частью древнего сиалического субстрата.

Всеми исследователями, занимающимися изучением эвгеосинклинальных зон Альпийско-Гималайского пояса (Пейве, 1969), Японии (Miyashiro, 1961), Новой Зеландии (Богданов, 1969), Калифорнии (Бейли, Блейк, 1969) и Корякского нагорья (материалы автора), было установлено, что породы фации лавсонит-глаукофановых сланцев почти всегда группируются в виде узких, линейно-вытянутых локально развитых полос перед фронтом шарьяжей или меланжа. Тектоническое происхождение тех и других ни у кого не вызывает сомнений. Образование этих специфических ассоциаций пород связано с колоссальным односторонним стрессом, а индекс-минералы метаморфических сланцев - лавсонит, стильпномедан и глаукофан (Miyashiro, 1961; Марков, 1970; Добрецов, 1964, 1968) - указывают на высокое давление и низкие температуры и не характерны для метаморфических пород, связанных с региональным термическим и плутоническим метаморфизмом. Кроме того, автором в описываемом районе Корякского нагорья наблюдались постепенные переходы от нормальных граувакк и основных эффузивов чирьнайской серии к глаукофановым сланцам и к интенсивно рассланцованным порфиритоидам. Это дало основание прийти к выводу, что возраст метаморфических сланцев здесь скорее всего послееюрский и что их образование связано с формированием собственно чешуйчатого комплекса Майницкой структурной зоны.

Рассмотрим далее вопрос о возрасте магматических образований, составляющих серпентинитовый меланж. Ранее отмечалось, что возраст "интрузий" габбро-гипербазитов и плагиогранитов колеблется в весьма широком диапазоне - от среднего палеозоя до верхнего мела. Между тем известно, что немалую роль в ошибках при определении возраста габброидов и плагиогранитов сыграли многочисленные датировки этих пород калий-аргоновым методом. Большинство из имеющихся определений (а их более 15) укладываются в рамки 62-240 млн. лет (определения И.А. Загрузиной, СВКНИИ), причем преобладают определения в 62-100 млн. лет. Лишь три определения дают более древний возраст: это габбро с правобережья р. Койтаргынвеем (160 млн. лет), плагиогранит из одного массива с этим же габбро (239 млн. лет) и плагиогранит с левобережья р. Лозовки (240 млн. лет). Такой разброс цифр объясняется радиогенным омоложением, связанным с утерей радиогенных изотопов в процессе метаморфического преобразования пород (Афанасьев и др., 1970). Надо думать, что определения абсолютного возраста дают время последних метаморфических преобразований и, возможно, габброизации. Но и в этом случае даже наиболее древние определения оказываются омоложенными.

Как отметил А.В. Пейве (1969), источником ошибок в определении возраста габбро-гипербазитов является смешение времени формирования их как горных пород со временем протрузивного становления их в верхних структурных этажах, поэтому радиологические определения возраста магматических образований не могут служить сколько-нибудь серьезным основанием для их уверенной датировки. В нашем случае мы можем говорить лишь о допозднеюрском возрасте гипербазит-габбровой ассоциации, поскольку обломки и галька этих пород содержатся в базальных слоях чирынайской серии.

Следует заметить, что автор не готов однозначно ответить на вопрос о том, являются ли ультрабазиты и габброиды меланократового фундамента Майницкой зоны очень древними (докембрийскими) или же они формировались в процессе повторного образования океанической коры.

Единственно достоверными интрузивными образованиями Чирынайской зоны меланжа являются малые интрузии умеренно кислого состава. Об этих дайковых комплексах указывалось выше, однако здесь надо лишь отметить, что становление их скорее всего связывается с формированием позднего гранитно-метаморфического слоя в процессе развития геосинклинали, и тогда возраст их определяется как датско-палеогеновый, что не противоречит имеющимся определениям.

Контакты меланжа с вмещающими вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями четкие, прихотливо извилистые и всегда сопровождаются многочисленными зеркалами скольжения. На северных склонах хр. Зубчатого наблюдалось пологое погружение меланжа под отложения чирынайской серии по плоскости пологого надвига. Северо-западный контакт меланжа в этом районе не имеет постоянного наклона и меняет свое падение от юго-восточного через вертикальное к северо-западному. В районе горы Серой оба контакта погружаются к северо-западу; это направление падения меланжа прослеживается и далее к юго-западу до береговых обрывов р. Малый Научирынай, где меланж полностью выклинивается, и тектонические чешуи, которые он разделяет, здесь соприкасаются по плоскости пологого надвига северо-западного падения.

Аналогичное строение имеет Эльгеваямский меланж, расположенный между Ягельным и Чирынайским.

Ныгчеквеемский меланж расположен перед фронтом пакета тектонических чешуй вдоль границы Майницкой и Аьлгаваамской структурных зон. Состав и строение Ныгчеквеемского меланжа аналогичны только что описанному Чирынайскому меланжу: глыбы представлены лавами основного состава, мраморизованными известняками и кремнями палеозойского облика, габбро-амфиболитами, полнокристаллическими гипербазитами, породами туфогерригенной чирынайской серии, зелеными и лавсонит-глаукофановыми сланцами. Меланж вместе с подстилающей его олистостромой образует опрокинутую к юго-востоку антиформу (рис. 19) и совместно с перекрывающими его отложениями чирынайской серии надвинут на валанжин-сенонские отложения Аьлгаваамской структурной зоны. Так

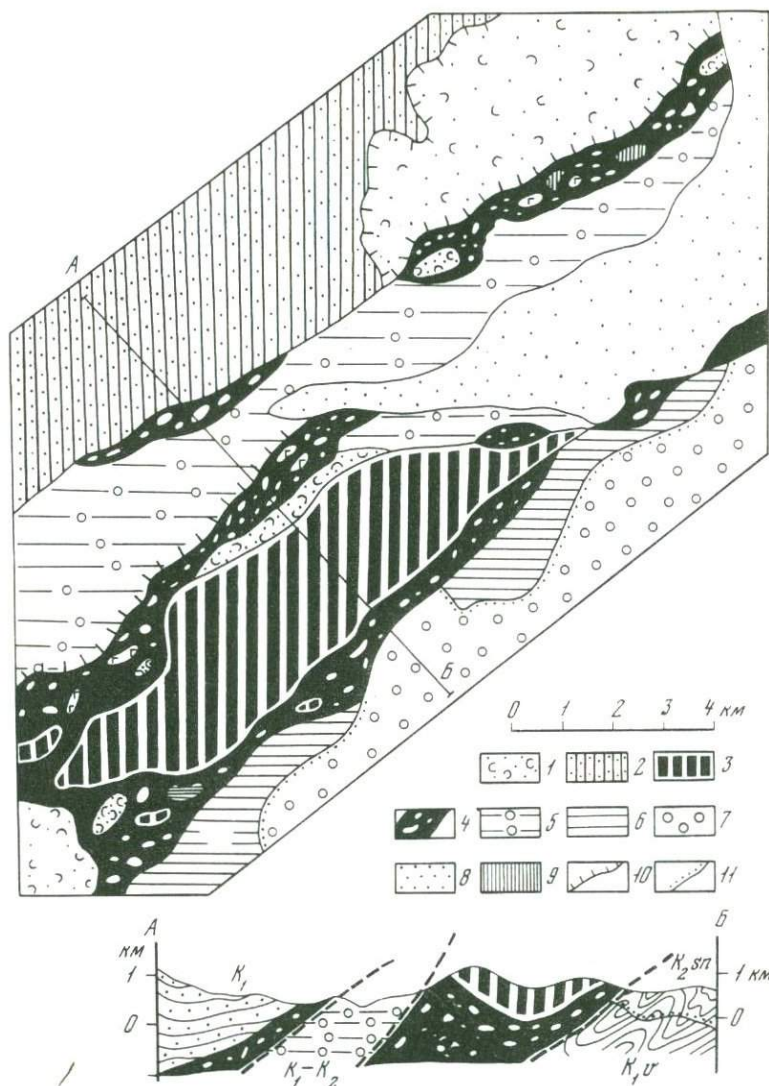


Рис. 19. Схематическая геолого-структурная карта и разрез верхнего течения р. Ныгчкеев

Вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения чирьнайской серии: 1 - верхняя юра - готерив; 2 - баррем - альб; 3 - габбро-амфиболитовый полосчатый комплекс; 4 - серпентинитовый меланж; 5 - олистострома; терригенные отложения Алыкатваамской структурной зоны: 6 - валанжин-готерив; 7 - сенон; 8 - рыхлые четвертичные отложения; 9 - метаморфические сланцы; 10 - надвижки; 11 - граница стратиграфического несогласия; А-Б - линия геологического разреза

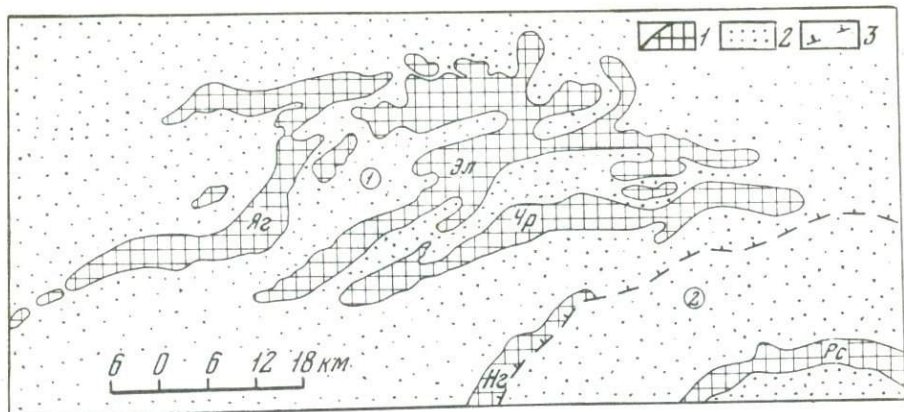


Рис. 20. Характер связи магнитного поля ΔT_a с зонами серпентинитового меланжа

1 – положительное высокоаномальное магнитное поле; 2 – отрицательное магнитное поле; 3 – граница структурных зон (цифры на схеме в кружках): 1 – Майнишской и 2 – Алькагваамской. Меланжи: Яг – Ягельный, Эл – Эльгеваямский, Чр – Чирьнайский, Нг – Ныгчеквеемский, Рс – Россомашинский

же, как и остальные меланжи, он хорошо читается на местности в виде полосы останцового рельефа, в пределах которой экзотические глыбы разнообразных по составу пород "плавают" в серпентинитовом цементе.

Все полосы меланжа хорошо читаются на планах изодинам ΔT_a в виде положительных линейно-вытянутых аномалий на фоне спокойного отрицательного поля (рис. 20).

ОЛИСТОСТРОМА

В тесной пространственной связи с зонами меланжа находятся олистостромовые образования. Они прослеживаются на всем протяжении меланжевых зон перед их фронтом. Цементом олистостромы являются песчаники, алевролиты, их туфогенные разности и гравелиты. Породы интенсивно катаклазированы и милонитизированы, разбиты множеством беспорядочно ориентированных грешин, по которым развиваются карбонат, пренит и цеолиты. Олистолиты сложены темно-зелеными, серыми и сургучного цвета кремнями, фгнитами, яшмами, эффузивами основного состава, мраморизованными известняками, туфами базальтов, габброидами, пироксенитами. В известняках из крупного олистолита на правом берегу р. Малый Нучирьнай, выше устья р. Ягельной, обнаружены остатки фораминифер *Nodosaria* ex *g. elabugae* (Tchird.) и *Miliolidae* sp. indet. (заключение М.Н. Соловьевой) верхней перми – нижнего триаса. Количество и размеры олистолитов в разрезе и по лагере изменяются

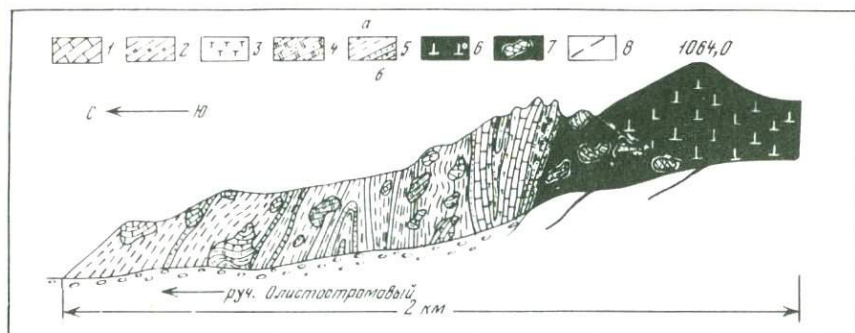


Рис. 21. Характер олистостромовых отложений на правом берегу р. Эльгинмываям, в районе высоты 1064 (Александров, Богданов и др., 1975)

1 - мраморизованные известняки; 2 - слоистые серые и зеленовато-серые кремни; 3 - туфы основного состава с линзами миндалякаменных шпистов; 4 - гравелиты и песчаники; 5 - переслаивание алевролитов (а) и песчаников (б); 6 - гипербазиты; 7 - серпентинитовый меланж; 8 - разрывные нарушения.

в широких пределах, в целом уменьшаясь по мере удаления от контакта с меланжем. Крупные олистолиты известняков имеют пластинчатую форму; протяженность таких пластин достигает нескольких сот метров, мощность - нескольких десятков метров.

Целая серия таких олистолитов прослеживается вдоль Эльгеваймской зоны меланжа от среднего течения р. Эльгинмываям до р. Лозовки на расстоянии около 10 км. В районе высоты 1064 олистострома наблюдалась в коренном залегании в ущелье ручья Олистостромового (рис. 21). С меланжем олистострома здесь контактирует по крутопадающему разлому. Отложения олистостромы смяты в напряженные килевидные складки с размахом крыльев 70-80 м; углы падения слоев на крыльях складок крутые до вертикальных. Цемент олистостромы песчано-алевролитовый, с остатками углефицированного дегрита. Видно, как слои цемента олистостромы угыкаются в олистолиты, сложенные разнообразными по составу породами. Наиболее крупные олистолиты сложены мраморизованными известняками палеозойского облика, в мелких олистолитах преобладают пестроокрашенные кремни, яшмы, эффузивы основного состава и туфы.

Возраст олистостромы не совсем ясен. На правом берегу р. Малый Научирьнай рядом с олистолитом мраморизованных известняков верхней перми - нижнего триаса встречены небольшие тела глинистых известняков, содержащих остатки *Buchia cf. inflata* (Toula) и *B. sp.* валанжинского облика (заклчение К.В. Паракецова). Таким образом, олистострома не может быть древнее валанжина; видимо,

она фациально замещает среднюю часть разреза вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений чирьнайской серии.

Структура Майницкой зоны представляется так. Это серия чешуй, осложненных мелкими изоклинальными, а местами лежащими складками. В основании чешуй, как правило, распространены полосы серпентинитового меланжа, за исключением Ягельной полосы. Последняя представляет собой валобразное поднятие меланократового фундамента Майницкой структурной зоны, осложненное более поздними прогрузиями, местами смятыми в складки вместе с перекрывающими отложениями. Зоны меланжа выклиниваются в юго-западном направлении, и здесь можно наблюдать связь отдельных чешуй с их корнями. Протяженность отдельных чешуй достигает 120–150 км, максимальная величина горизонтальных перемещений по плоскости региональных надвигов достигает нескольких километров, но, видимо, не более 10–15 км. Отдельные лоскуты (тектонические пластины) оторваны от чешуй и перемещены на более значительные расстояния. Об этом может свидетельствовать изолированная тектоническая пластина плоской формы с субгоризонтальным основанием, залегающая по надвигу на олистостроме на левобережье р. Эльгинмы-вьям (см. рис. 14). Аналогичная изолированная в плане пластина площадью около 20 км² залегают по субгоризонтальной тектонической поверхности на отложениях апт-альба на левобережье р. Ныгчеквеем (см. рис. 19). Больше того, отдельные лоскуты чешуй, сложенные вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями чирьнайской серии, известны за пределами Майницкой структурной зоны на левобережье р. Крестовой, где они по плоскости пологих надвигов залегают на флишеподобных отложениях Алькатваамской структурной зоны.

Все сказанное заставляет по-новому взглянуть на геологическое строение описанной здесь Майницкой структурной зоны и отказаться от многих ранее бытовавших представлений как в отношении тектоники, так и истории геологического развития рассматриваемой части Корякского нагорья.

АЛЬКАТВААМСКАЯ ЗОНА СЛОЖНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

Алькатваамская структурная зона сложных дислокаций занимает осевую часть северо-восточной виргации горных хребтов Корякского нагорья, как бы срезанную Беринговым морем в районе бухты Угольной. В плане она имеет клиновидную форму, сужаясь в крупной излучине р. Хатырки (здесь, видимо, часть зоны перекрыта рыхлыми отложениями Рыггильской впадины и аллохтонными отложениями Эконайской зоны) и резко расширяясь к северо-востоку в районе бухты Угольной. В пределах рассматриваемой территории (см. рис. 14) ширина зоны изменяется от 40 км на востоке до 7-10 км на юго-западе, длина составляет 130 км.

Комплекс терригенных отложений, слагающих Алькатваамскую зону, охватывает широкий возрастной диапазон: от верхней юры (волжский век) до палеогена включительно (Александров, Богданов и др., 1975; Александров, Бялобжеский и др., 1975).

Отложения верхней юры - валанжина (мощностью более 1100 м) представлены преимущественно тонко- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с конкрециями и маломощными прослоями тонкозернистых известняков с обильной фауной бухий, по определению К.В. Паракецова, характеризующей волжские, берриасские и валанжинские слои. В верхах разреза валанжина местами появляются грубозернистые туфопесчаники и линзы известняков, состоящие из бигой ракуши бухий.

Для отложений готерива-альба (мощностью около 700 м) характерно появление в разрезах многочисленных, хорошо заметных маломощных прослоев светлых тонкозернистых туфов кислого и среднего состава, ритмичное флишоидное переслаивание заметно преобладающих песчаников и алевролитов с градационной слоистостью. Реже встречаются линзовидные прослои и горизонты гравелитов и конгломератов, в которых содержатся гальки и валуны с фауной верхней юры - валанжина. Из различных частей разреза здесь определены белемниты и призматические слои толстостенных иноцерамов, по мнению К.В. Паракецова, готеривского облика и *Ancyloceras* cf. *durelli* Anderson, *Aucellina* sp., *Crioceratites*? sp., по определению В.П. Похиалайнена, характеризующие баррем-аптские слои. Сходный тонко- и ритмичнослоистый характер имеют отложения сеномана и гурона (700 м). В них собраны сеноманские формы - *Inoceramus* cf. *subovatus* Ver., *In.* sp., *Parallelodon* sp., *Turrilites*, *Megatrignia* sp. indet., *Phyllites* gen. indet. и сеноман-гуронские - *Inoceramus* ex gr. *nipponicus* Nagao et Mat., *In.* ex gr. *korjakensis* Ter., *In.* sp. indet. (определения Г.П. Тереховой). Отложения нижнего сенона (500 м) продолжают разрез и характеризуются более грубым че-

редованием алевролитовых и песчанистых разностей пород, содержащих богатый комплекс фауны, из которого Г.П. Тереховой определены следующие формы: *Inoceramus yokoyamai* Nagao et Mat., *Phillopachyceras* sp. indet., *Neopurasia ishikawai* (Jimbo), *Imboiceras mihoense* Mat., *Parallelodon* sp., *Variamussium* sp., характеризующие, по ее мнению, сантон.

Маастрихт-палеогеновые отложения залегают на подстилающих породах с разрывом и уже относятся к новому циклу осадконакопления.

Все породы в Алякватваамской зоне смяты в крупные складки шириной до 5–8 км и протяженностью до 50 км, осложненные более мелкой складчатостью. Повсеместно преобладают круглые (до вертикальных) углы падения слоев (рис. 22). Характерной особенностью зоны являются многочисленные послонные срывы и протяженные надрывы, вдоль поверхностей которых контактируют разновозрастные отложения. Так, в южной части Алякватваамской зоны на большом протяжении наблюдается налегание волжско-готеривских отложений на верхнесенонские по пологопадающему к северу надрыву. Алевролиты в зоне надрыва в таких случаях всегда интенсивно расланцованы, раскливажированы и филлитизированы; они, видимо, представляют собой смазку при горизонтальных движениях. Реже вдоль плоскости этого надрыва фиксируются линзовидные тела развальцованных, с зеркалами скольжения серпентинитов. В верховьях р. Ваамочки в урезах рек вскрываются кругопадающие, нередко "стоящие на головах" отложения валанжина; водоразделы сложены интенсивно метаморфизованными и дислоцированными, иногда до лежащих изоклиналильных складок, отложениями верхнего сенона – палеогена. Контакты между теми и другими тектонические, залеченные развальцованными, с идеальными зеркалами скольжения серпентинитами или их глинами. В обоих случаях падение плоскостей надрывов изменяется от горизонтальных до очень крутых и вертикальных, что обусловлено, скорее, перестройкой тектонического плана в связи с молодыми неогеновыми движениями. Амплитуда латеральных перемещений по таким надрывам невелика и, видимо, не превышает первых километров, но они указывают на высокую степень дислоцированности меловых и палеогеновых толщ и на важную роль горизонтальных движений в формировании складчатого-чешуйчатой структуры Алякватваамской зоны.

Другой характерной особенностью элементов тектоники зоны является наличие протяженных, согласных с направлением общей складчатости кругопадающих полос интенсивного расланцевания пород, прослеживающихся на многие десятки километров при ширине 2–4 км. Одна из таких полос протягивается от р. Ваамочки (район устья р. Камаквэем) в верхнее течение р. Широкой и далее к северо-востоку. Все отложения, независимо от состава и возраста, в пределах зоны интенсивно расланцованы. Алевролиты превращены в филлитовидные шелковистые сланцы, эффузивы основного состава – в эпидот-цоизит-хлоритовые сланцы; дайки палеогеновых диоритов, попа-

дая в зону рассланцевания, превращаются в кварц-хлорит-эпидотовые сланцы, в состав которых входят такие минералы, как лавсонит и глаукофан. Здесь уместно вспомнить комплекс метаморфических сланцев, описанный автором в основании Чирынайской зоны серпентинитового меланжа (Александров, 1973). Было показано, что метаморфические сланцы лавсонит-глаукофановой фации метаморфизма являются продуктами динамотермального метаморфизма; образование их произошло по вулканогенно-кремнисто-герригенным отложениям юры - нижнего мела в результате мощного стресса в основании тектонической чешуи в процессе ее перемещения. В Алькатваамской зоне такие же сланцы образовались по терригенным и магматическим породам мелового и датско-палеогенового возраста в узких зонах вертикального рассланцевания пород. В обоих случаях этот своеобразный комплекс метаморфических пород не имеет никакого отношения к отложениям протерозоя, как это считал И. М. Рукавов (1973).

Протяженная, четковидная в плане Россомашинская зона серпентинитового меланжа (см. рис. 14) делит Алькатваамскую структурную зону на две части. Северная имеет синклиналиное строение с развитием в наиболее прогнутой части отложений палеогена. Для южной части намечается общая антиклинальная структура, в своде которой выступают породы валанжина и готерива, а на крыльях - сенона.

Вообще для Алькатваамской зоны не характерны выходы пород офиолитовой серии и тем более серпентинитового меланжа. Россомашинская зона меланжа является своеобразным исключением из этого правила. Она прослеживается от верхнего течения р. Каутам в юго-западном направлении на расстояние около 100 км и скрывается под рыхлыми четвертичными отложениями Рыггьельской впадины.

Максимальная ширина в четковидных раздвухах достигает 4-5 км; "четки", сложенные меланжем, соединяются между собой кругопадающей зоной разлома, но серпентиниты даже в этом случае вдоль плоскости разлома сохраняются. В районе оз. Россомаха ширина зоны меланжа достигает 4 км. Зона хорошо читается на местности в виде депрессии с останцовыми формами рельефа, окруженной горными сооружениями с альпинотипными формами, сложенными меловыми и датско-палеогеновыми отложениями.

Цементом в меланже являются развальцованные, с зеркалами скольжения серпентиниты или вязкие пластичные глины голубовато-зеленого цвета, представляющие собой конечный продукт тектонической переработки серпентинитов. Кластическая часть представлена различными по размеру (от 1-2 до 300 м) глыбами полосчатых габбро, габбро-амфиболитов, дунитов, а также серых, зеленовато-серых и сургучных слоистых кремней палеозойского облика, гупфелесчаников, фтанитов, известняков с остатками живетско-франских ринхонелид, песчаников и алевролитов с фауной валанжина и олигоцена. Надо сказать, что глыбы герригенных пород с меловой и палеогеновой фауной приурочены лишь к флангам меланжа, т.е. к

тем местам, где меланж непосредственно контактирует с соответствующими отложениями. Наличие глыб палеозойских пород в составе Россомашинского меланжа послужило, видимо, основанием для отнесения в процессе геологического картирования всей зоны к тектоническому блоку, сложенному отложениями палеозоя.

Об условиях залегания меланжа в пространстве говорить трудно, так как на коротком расстоянии эта зона меланжа резко меняет углы и направления падения. На левобережье р. Каугаям контакты меланжа с вмещающими мел-палеогеновыми отложениями вертикальные; на правом берегу реки меланж круто, под углом 60° , погружается к югу (в кровле моноклинально, согласно с контактом меланжа залегает толща терригенных отложений палеогена, в лежачем боку — интенсивно катаклазированные отложения валанжина). В 2 км к юго-западу, в районе оз. Россомаха, зона меланжа под углом 30° погружается к северу, и здесь уже валанжинские породы лежат в кровле меланжа, а в его подошве — изоклинально смятая и цеолитизированная толща палеогеновых осадков. В общем меланж ведет себя как пласт, участвуя в сложной и напряженной структуре Алякатваамской зоны.

Вдоль северной границы на отложения сенона и валанжина Алякатваамской структурной зоны надвинуты вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения с серпентинитовым меланжем в основании Майницкой структурной зоны. На юге, вдоль всей границы, Алякатваамская зона перекрыта по зонам крутых надвигов олистостромой и вулканогенно-кремнистыми отложениями Эконайской зоны покровного строения (см. рис. 22).

Отмеченные особенности Алякатваамской зоны свидетельствуют о ее сложной истории развития и более всего согласуются с представлениями о ее автохтонной природе.

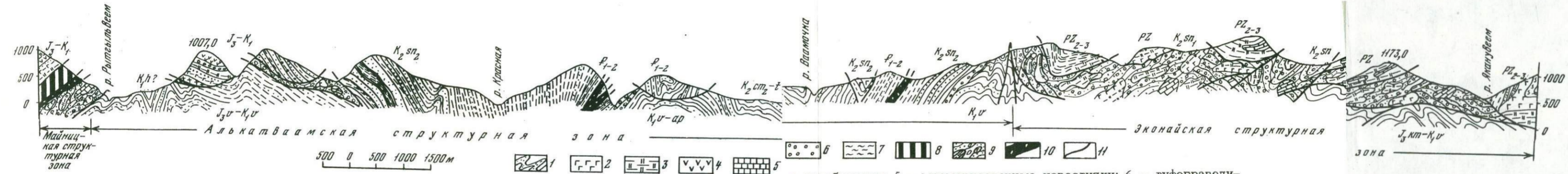


Рис. 22. Геолого-структурный разрез через Алькатваамскую и Эконскую структурные зоны

1 - герригенные отложения; 2 - лавы основного состава; 3 - кремни, яшмы, фгниты; 4 - эффузивы среднего состава, их туфо-

и лавобрекчии; 5 - мраморизованные известняки; 6 - туфогравели-
ты; 7 - плейчатые кремни; 8 - габброиды, плагиограниты; 9 - оли-
гострома; 10 - серпентинитовый меланж; 11 - разрывные нарушения

ЭКОНАЙСКАЯ ЗОНА ПОКРОВНОГО СТРОЕНИЯ

Эконайская зона покровного строения вытянута в субширотном направлении (вдоль прибрежной впадины Берингова моря) на расстоянии 150 км от оз. Пекульнейского на востоке, до среднего течения р. Четкинбаям на западе (см. рис. 14). Максимальная ширина зоны в междуречье Хайдин - Ваамочка составляет 35 км, на флангах она сужается до 10-15 км.

В Эконайской зоне отчетливо распознаются аллохтонный, параавтохтонный и автохтонный комплексы (Александров, Богданов и др., 1975). Первый из них образует сложно деформированный покров, который в современной структуре расчленен более поздними разломами и процессами эрозии на многочисленные изолированные пластины и обычно слагает наиболее высокие элементы рельефа. Площадь самых крупных пластин достигает нескольких десятков квадратных километров. В основании аллохтона иногда залегают ультрабазиты и тесно связанные с ними габброиды, но чаще эта часть аллохтона представлена меланжем. Местами меланж выклинивается, и его бывшее присутствие устанавливается по отдельным линзам и примазкам серпентинитов в подошве покрова. Подошва покрова имеет слабоволнистую, субгоризонтальную поверхность. Верхняя часть аллохтона сложена мощным, сложно дислоцированным вулканогенно-кременистым комплексом среднего - верхнего палеозоя.

В большинстве известных случаев аллохтон подстилается верхне-меловой олистостромой, которая рассматривается в качестве параавтохтонного комплекса.

Автохтон

Автохтонный комплекс Эконайской зоны включает голшу осадочных пород кимериджа, волжского века, берриаса и валанжина, вскрытую в эрозионных окнах в пониженных участках рельефа. Отложения эти изучались многими исследователями, хотя и не рассматривались как автохтонный комплекс. Впервые герригенные отложения берриас-валанжина в этой части Корякского нагорья изучал М.И. Бушуев (1954), выделив их в пекульнейскую свиту. Детальные разрезы пекульнейской свиты в непосредственной близости к описываемому району составлены Г.П. Тереховой (Геология СССР, 1970). Мощность свиты оценивается (без кимериджа) в 1700 м. Считается, что отложения свиты смяты в простые линейные складки с пологими углами падения на крыльях. Предполагается трансгрессивное налегание отложений пекульнейской свиты на отложения верхнего палеозоя (Русаков, Егiazаров, 1959а). Нами юрско-меловые отло-

жения изучены в бассейнах рек Острвонной, Песчаной, Янранайвеем и Ваамочки.

В среднем течении р. Острвонной в районе отметки русла 193,0 обнажается наиболее полный разрез автохтона от кимериджа до валанжина включительно. Это сравнительно монотонная толща осадков, представленная алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами, мергелями, песчаниками с многочисленными известковистыми конкрециями и прослоями известняков и известковистых песчаников. Мощность отложений превышает 2000 м. В береговых обрывах р. Острвонной, выше отметки русла 193,0 можно видеть, как толща алевролитов, аргиллитов и мергелей сложно дислоцирована и катаклазирована. Углы падения — от горизонтальных до вертикальных причем смена элементов слоистости происходит иногда настолько быстро, что невозможно определить характер слоистости. Отложения охарактеризованы многочисленными сборами фауны: *Buchia* aff. *rigosa* (Fisch.), *B. cf. piochii* (Gabb.), *B. lindstroemi* (Sok.) — кимеридж — ранняя часть волжского века; *Buchia* cf. *fischeriana* (Orb.), *B. cf. tenuicollis* (Pavl.), *B. flexuosa* (Parak.), *B. cf. lahuseni* (Pavl.), *B. cf. jasicovi* (Pavl.) и др. — волжский век; *Buchia unsehensis* (Pavl.), *B. volgensis* (Lah.), *Entolium* sp. indet. и др. — берриас; *Buchia okensis* (Pavl.), *B. ex gr. keyserlingi* (Lah.) и др. — валанжин (определения К.В. Паракецова).

В правом распадке р. Острвонной (несколько ниже отметки русла 193,0) на протяжении 2 км вверх можно наблюдать в коренном залегании полный разрез волжско-валанжинских отложений. В целом толща моноклинально погружается к юго-западу, углы падения изменяются от 30 до 80°. Но разрез не является непрерывным, так как в двух местах он нарушен пологими послыжными надвигами, отслаивающимися в этом месте от автохтона две тектонические пластины. В основании каждой пластины зажаты клинья вулканогенно-кремнистых пород аллохтона, облекаемые развальцованными серпентинитами и их глинами. На поверхности верхней пластины, сложенной отложениями валанжина, по пологому надвигу, наклоненному к юго-западу, налегает аллохтонный комплекс, представленный вулканогенно-кремнистыми отложениями палеозоя. На противоположном берегу р. Острвонной, в верхней части крупного кара аллохтонный комплекс по пологому надвигу (падение плоскости надвига под углом 10° к востоку) через серпентиниты налегает уже на более древние слои автохтона, представленные здесь отложениями кимериджа. Подошва покрова хорошо читается в рельефе в виде резкого перегиба склона; выше перегиба склон становится скальным, формы микрорельефа альпийногишские в отличие от форм рельефа, сложенных сравнительно мягкими и податливыми к процессам эрозии породами автохтона.

В междуречье Янранайвеем — Ваамочка отложения автохтона обнажены в нижней части долины левого притока р. Янранайвеем. Они представлены монотонной толщей алевролитов и аргиллитов берриаса с многочисленными известковистыми конкрециями размером до 0,5 м в поперечнике. Отложения сложно дислоцированы и катакла-

зированы, но в непосредственной близости от основания покрова они моноклинально погружаются к северо-востоку под углом $15-20^{\circ}$. Контакт с отложениями аллохтона наблюдался в коренном залегании в средней части склона ручья Эльдорадо. Пологий надвиг (падение плоскости к северо-востоку под углом 15°) залечен интенсивно раздробленными, милонитизированными и перетертыми до глин породами автохтона. Мощность зоны катаклизмов и тектонических глин около 3 м. Выше плоскости надвига в отложениях палеозоя наблюдается разлинзованность пород и отчетливые зеркала скольжения.

В пределах внутренней части Эконайской зоны автохтон повсеместно сложен юрско-валанжинскими отложениями, а вдоль ее границы с Альяктаваамской зоной можно видеть, как вулканогенно-кремнистые отложения палеозоя залегают по пологим (реже круглым) надвигам на отложениях готерива (устье р. Камаквээм) и даже на сенонских отложениях (истоки р. Спокойной).

Аналогичное строение, состав и возрастной диапазон имеют отложения автохтона юго-западнее рассмотренных участков в бассейнах рек Эльгинмываям и Четкинваям. Однако там на отдельных участках (в пределах эрозионных окон) в едином верхнеюрско-меловом разрезе встречены и более высокие горизонты с остатками бухий, белемнигов и груборебристых иноцерамов позднего валанжина - готерива. В верховьях р. Какомей (правобережье р. Эльгинмываям) встречены даже баррем-аптские слои с *Aucellina cf. pekulnejensis* Ver. (определение Г.П. Тереховой). Литологический состав этих более высоких частей разреза автохтона заметно отличается от подстилающих осадков верхней юры - раннего валанжина: в них резко возрастает роль грубообломочных терригенных разновидностей пород и, кроме того, постоянно присутствуют отдельные пласты и тонкие прослои разнообломочных гуфов среднего и кислого состава, а толща приобретает четкослоистый флишеподобный облик. Мощность этой части разреза около 400 м.

Параавтохтон

К отложениям параавтохтона нами отнесена толща полимиктовых песчаников и алевролитов с редкими маломощными прослоями гуфопесчаников и кремней, в которых заключены различные по размерам и степени окатанности обломки и глыбы (до 50 м в поперечнике и более) мраморизованных известняков, фганитов, сургучных кремней и эффузивов основного состава. Крупные глыбы расположены хаотично, мелкие иногда образуют прослои. По особенностям своего строения эта толща является олистостромой. В описываемом районе в частности и в Коряжском нагорье вообще эти своеобразные отложения установлены впервые, поэтому представляется необходимым подробнее остановиться на их характеристике.

Олистостромовые отложения широко развиты в центральных частях Эконайской зоны и вдоль ее флангов на границе с Альяктаваамской зоной сложных дислокаций. Наиболее детально состав, внут-

реннее строение и структурное положение олистостромовых отложений изучены нами в бассейне р. Хайидин и в районе оз. Гольцового (истоки р. Широкой). В среднем течении р. Хайидин (район горы Долина) по одному из ее правых притоков, почти от устья, в каньон-образном русле распадка прослеживается монотонная толща черных массивных алевролитов и темно-серых алевролитистых песчаников, моноклинално погружающаяся к западу под углами $15-20^{\circ}$.

В 400 м от устья ручья в толще алевролитов появляются первые глыбы светло-серых мраморизованных известняков. Они беспорядочно "разбросаны" в цементирующей их алевролитовой массе, не обнаруживая какой-либо закономерной связи со слоистостью. Форма и размер глыб самые разнообразные, преимущественно угловатые, без заметных следов окатанности, реже - округлые, напоминающие огромные валуны (рис. 23). Размер глыб изменяется от первых сантиметров до 10-15 м в поперечнике. Иногда видно, как слоистость обрывается на контакте с олистолитом известняка. Количество известняковых олистолитов вверх по ручью увеличивается. В составе цементирующей массы появляются прослои гупфесчаников и зеленоватого-серых кремней, но алевролиты по-прежнему преобладают. Мощность прослоев кремней не превышает 1-2 м, форма прослоев - линзовидная. Такой характер олистостромы сохраняется на расстоянии 600 м.

Примерно в 1,1 км от устья изменяются направления падения слоев цемента олистостромы с западных на северные, а углы - от 15 до 70° . Еще на расстоянии 200 м меняется характер олистостромы: теперь крупные олистолиты встречаются реже, зато резко увеличилось количество мелких обломков; они располагаются погоризонтно, как бы подчеркивая слоистость цементирующей алевролитовой массы. Изменился и состав олистолитов: наряду с мраморизованными известняками появились мелкие обломки и глыбы (размером до 1,5 м в поперечнике) основных афировых и миндалекаменных эффузивов, кремней и сургучных яшмоидов. Степень окатанности обломочного материала по-прежнему разнообразная: от круглых валунов и галек до совершенно угловатых обломков. Отдельные горизонты настолько насыщены обломочным материалом, что при беглом взгляде напоминают конгломераты. Такой характер олистострома сохраняет на расстоянии 250-300 м (истинная мощность этой части разреза не менее 150 м) до крупной излучины ручья. Выше излучины на олистострому по пологому надвигу (падение плоскости надвига к юго-западу под углом $10-15^{\circ}$) налегают вулканогенно-кремнистые отложения палеозоя. Олистостромовые образования в зоне надвига смяты в опрокинутую к северо-востоку узкую синклинали (рис. 24), падение осевой складки совпадает с падением плоскости надвига. Линия надвига прослеживается вверх по ручью в нижней части склона, где повсеместно видно, как слои олистостромы подвернуты по восстанию надвига. Общая мощность олистостромовых отложений по описанному ручью 600-700 м.

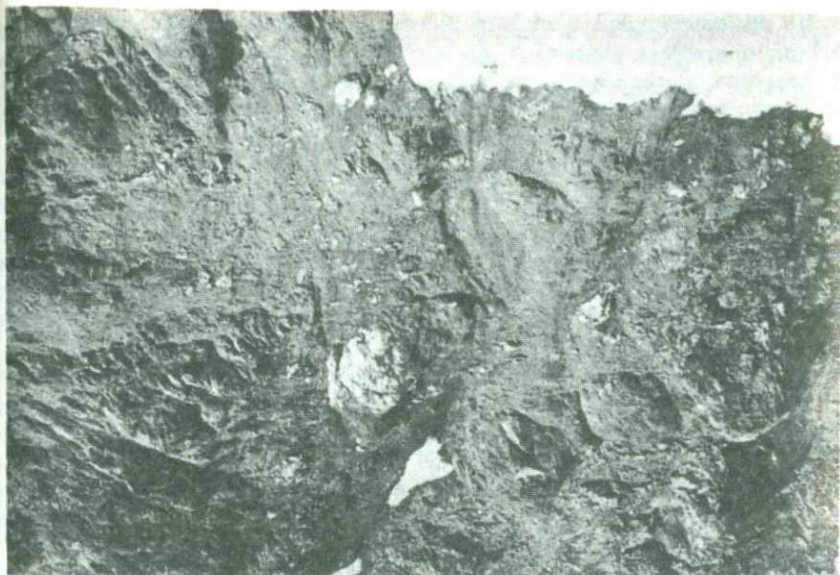


Рис. 23. Олистолиг известняка округлой формы около 2 м в поперечнике. Видны мелкие олистолиты размером до нескольких сантиметров



Рис. 24. Лежачие складки в олистограме

На противоположном склоне долины р. Хайидин (район горы Зубцы) олистострома сохраняет свой облик. Здесь на расстоянии 2/3 от подножия прослеживается толща черных алевролитов с маломощными прослоями кремней и туфопесчаников, содержащая различные по размерам, форме и степени окатанности глыбы мраморизованных известняков и кремней. Особенностью этой части разреза олистостромы является мономиктовость состава олистолитов — это преимущественно мраморизованные известняки, реже встречаются кремни. Размер отдельных олистолитов достигает здесь 200 м в поперечнике. Цемент олистостромы заметно катаклазирован и цеолитизирован; цеолиты образуют беспорядочно ориентированные микропрожилки, иногда они нацело пропитывают катаклазит алевролита или туфопесчаника, тогда первичный состав пород распознается с трудом.

Олистолиты хаотически разбросаны в песчано-алевролитовом цементе, не подчеркивая его слоистости. Даже при беглом взгляде видно, как глыбы известняков выступают в качестве инородных тел по отношению к осадочной толще (цементу). В верхней части склона, в отвесной стенке видно, как глыба известняка как бы продавливает подстилающие слоистые туфопесчаники, а более высокие (молодые) слои песчаника утыкаются в глыбу. Этот факт указывает на то, что олистолиты сползли в седиментационный бассейн и легли на еще не отвердевшие осадки, продавливая их своей массой; впоследствии они захоронились накапливающейся толщей осадков.

Аналогичное строение имеет олистострома, изученная нами в районе оз. Гольцового (истоки р. Широкой) и в бассейне р. Эльгинмываям, однако состав олистолитов здесь более разнообразен, наряду с уже описанными известняками, эффузивами основного состава, кремнями и сургучными яшмами, здесь имеются олистолиты, сложенные полосчатыми мегагаббро и плагиогранитами. Цемент олистостромы песчано-алевролитовый, с маломощными прослоями кремней и туфопесчаников. В шлиховых пробах, отмытых из цемента олистостромы в различных местах Эконайской зоны, постоянно отмечается большое количество хромшпинелидов. Этот факт наряду с присутствием в олистостроме глыб мегагаббро указывает на то, что в процессе формирования олистостромы габбро-гипербазитовый фундамент подвергался размыву одновременно с перекрывающим его вулканогенно-кремнистым комплексом палеозоя. Характерна высокая степень катаклаза и цеолитизации цемента олистостромы.

Возраст олистостромы определяется как верхнемеловой на основании следующих данных. Повсеместно в алевролитах цемента олистостромы встречаются призматические слои толстостенных иноцерамов скорее мелового облика. В.И. Чубаровым (СВГУ) в аналогичных отложениях найден *Inoceramus schmidtii* (определение Г.П. Тереховой). И наконец, из прослоев сингенетических кремней на левобережье р. Хайидин (сборы автора) определены радиолярии рода *Amphipyndax*, по заключению Л.И. Казинцовой (ВСЕГЕИ), характерные для сантон-маастрихтских отложений. В бассейне р. Эльгинмываям наблюдалось трансгрессивное перекрывание олистостромы терригенными отложениями с фауной кампан-маастрихта. Олистострома

постоянно ассоциирует с покровами, сложенными вулканогенно-кремнистыми отложениями палеозоя, подстилая их. Юрско-меловые отложения автохтона подстилают олистострому по плоскостям пологих надвигов (см. рис. 22).

Заканчивая описание олистостромовых образований Эконайской зоны, представляется необходимым отметить следующее. Количество цементующего материала (алевролитов и песчаников) и олистолитов резко варьирует, и местами при незначительном количестве терригенного цемента и преимущественно вулканогенно-кремнистом составе олистолитов в процессе геологического картирования такая часть толщи принималась за вулканогенно-кремнистую, какой она в действительности не является. Это обстоятельство и вызвало дискуссию среди геологов по определению возраста оглождений. Одни исследователи определяли ее возраст как верхнемеловой, апеллируя к находкам сенских иноцерамов, собранных в цементе олистостромы, другие относили к палеозою, апеллируя к соответствующей фауне, собранной в олистолитах известняков, и считая их сингенетическими.

Необходимо иметь в виду, что олистостромовые образования широко развиты в Корякском нагорье; они пространственно и генетически нередко связаны с тектоническими покровами, и их необходимо уметь различать, чтобы избежать досадных недоразумений, какие еще имеют место.

Аллохтон

Аллохтон сложен толщей вулканогенно-кремнистых отложений среднего - верхнего палеозоя и постоянно ассоциирующими с ними габбро-гипербазитами. Гипербазиты, как правило, превращены в серпентинитовый меланж.

Строение пластин не везде одинаково, ибо в процессе покровообразования или под воздействием последующих молодых подвижек некогда монолитный покров оказался "расташенным" на отдельные дигитации. Последние сложены либо только габбро-гипербазитами, либо вулканогенно-кремнистыми отложениями палеозоя, и только в отдельных случаях обе эти основные составляющие участвуют в строении изолированных лоскутов покрова. Отделение дигитаций, сложенных габбро-гипербазитами, легко происходит в процессе горизонтального перемещения в силу повышенной пластичности ультрабазитовой составляющей, которая играет роль смазки как при движении собственно покрова, так и его дигитаций. Надо думать, что отсутствие габбро-гипербазитовой составляющей в пределах отдельных лоскутов тектонического покрова не только связано с процессом отделения дигитаций, но и, видимо, обусловлено базальным стесыванием пластичного основания покрова во время его движения. В последнем случае вулканогенно-кремнистые отложения залегают непосредственно на оглождениях автохтона, бывшее же присутствие габбро-гипербазитов в основании покрова устанавливается по

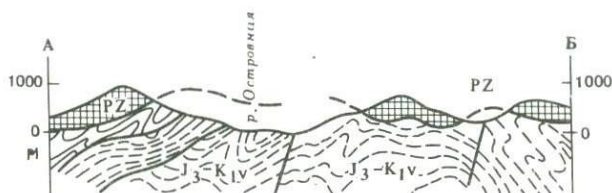
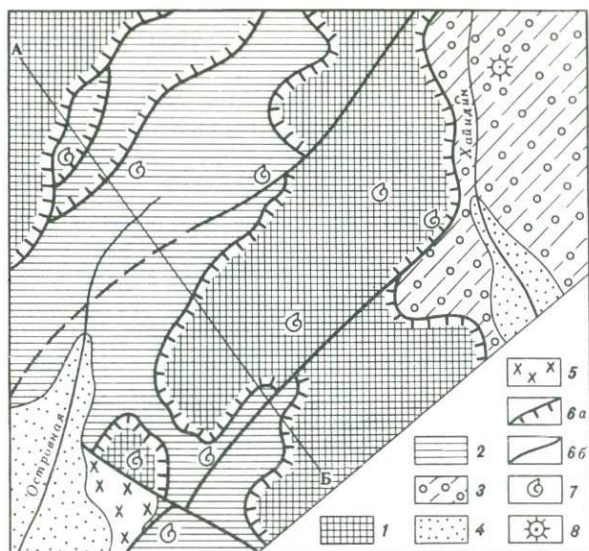


Рис. 25. Останец тектонического покрова в междуречье Островная - Хайидин

1 - аллохтон (вулканогенно-кремнистые отложения палеозоя); 2 - автохтон (терригенные отложения волжского века - валанжина); 3 - параавтохтон (верхнемеловая олистострома); 4 - четвертичные аллювиальные отложения; 5 - плагииграниты; тектонические контакты: 6а - надвиги, 6б - сбросы; 7 - места находок фауны; 8 - места находок радиолярий; А-В - линия геологического разреза

отдельным маломощным линзам и примазкам серпентинитов. В современной структуре рассматриваемого участка Эконайской зоны покровного строения отдельные лоскуты покрова имеют в плане неправильную форму, хотя и отмечается их общая субмеридиональная вытянутость, что обусловлено, видимо, ориентировкой новейших сбросов, вдоль которых заложена современная гидросеть и связанные с ней процессы эрозии и денудации.

Рассмотрим на конкретных примерах особенности строения, состава, внутренней структуры и характера взаимоотношения пород, слагающих аллохтонный комплекс.

Междуречье Островная - Хайидин. Останец тектонического покрова здесь имеет неправильную в плане форму, длинной осью

ориентированную в меридиональном направлении (рис. 25). Подошва покровной пластины слабоволниста; она вписывается в рельеф, в отдельных местах под косым углом пересекая склоны. Вдоль поверхности тектонического контакта, разделяющего аллохтон и автохтон, прослеживаются зоны дробления, развальцевания и смятия пород; в отдельных местах эта граница подчеркивается маломощными выходами развальцованных, с идеальными зеркалами скольжения серпентинитов или их глин. Повсеместно вдоль надвиговой поверхности отложения автохтона и аллохтона интенсивно цеолитизированы, причем в автохтоне процессы цеолитизации проявлены более ярко. Вдоль левого борта р. Островной покров залегает на различных горизонтах автохтона, сложенного здесь терригенными отложениями киммериджа – валанжина, вдоль правого борта долины р. Хайдин покров подстилается верхнемеловой олистостромой.

Тектоническая граница между аллохтоном и подстилающими отложениями хорошо читается на местности в виде уступа в рельефе в средней или нижней частях склона. Выше этого уступа склоны характеризуются скальным, нередко неприступным рельефом, с многочисленными экзогенными по форме останцами; в нижней части склонов микроформы рельефа сглажены, а сами склоны заметно выположены и сложены элювиально-делювиальными осыпями. Отмеченная особенность объясняется различием литологического состава отложений аллохтона, сложенного устойчивыми к процессам эрозии вулканогенно-кремнистыми образованиями, и автохтона, в составе которых преобладают сравнительно мягкие породы (алевролиты, аргиллиты, мергели). Не меньшее значение имеет и более высокая по сравнению с аллохтоном степень раздробленности и цеолитизации подстилающих отложений.

Аллохтон сложен толщей сложно переслаивающихся шаровых лав основного состава и их туфов, зеленых, серых и сургучных кремней, черных фгнитов, яшмоидов, гиалокластитов (они всегда обнаруживают тесную пространственную связь с шаровыми лавами), реже туфо-алевролитов. По всему разрезу распространены линзовидные прослои мраморизованных известняков. Наиболее полный разрез вулканогенно-кремнистых отложений наблюдался на левобережье р. Островной. Здесь от тектонического контакта с плагиигранитами (на рис. 25, юго-западная часть) обнажаются снизу вверх:

Мощность, м

1. Кремни серые, массивные, узловатые	15
2. Известняки светло-серые, мраморизованные, содержат микрофауну <i>Pseudofusulina krafftii</i> Schellwien, <i>Pseudofusulina</i> sp. нижней перми (определение М.Н. Соловьевой)	0,5
3. Переслаивание туфоалевролитов грязно-серого цвета и серых узловатых кремней	250
4. Лавы основного состава, афировые, зелено-ваго-серые, цеолитизированные	80

5. Гиалокластиты сургучного цвета	7
6. Лавы, как в слое 4	100
7. Мраморизованные известняки, вдоль обоих контактов – сургучные гиалокластиты, массивные, плотные	6
8. Лавы основного состава	4

Тектоническое окно, сложенное алевролитами берриас-валанжина.

9. Кремни серые и зеленоватого-серые, содержат многочисленные прослойки яшмоидов сургучного цвета и мраморизованных известняков	450
10. Миндалекаменные лавы с шаровой отдельностью	20

Ниже по склону через серпентиниты по пологому надвику отложения автохтона залегают на терригенной толще верхней юры.

На восточных склонах высоты 902,0 (правобережье р. Хайидин) обнаруживаются более низкие горизонты отложений аллохтона; состав их в целом аналогичен только что описанному, но в разрезе заметно преобладают миндалекаменные лавы базальтов. В мраморизованных известняках этой части разреза аллохтона собраны *Pandocrinus* sp., *Hexacrinites*? sp. и *Anthinocrinus* sp., характерные для нижнего девона или турне (определения А.И. Положихиной).

В целом вулканогенно-кремнистые отложения в пределах этой тектонической пластины деформированы слабо: они образуют пологую синклиналь северо-восточного простирания, с углами падения на крыльях не более 30° . Вместе с тем отдельные пласты кремней (преимущественно тонкослоистых) смяты в причудливые мелкие складки.

Междуречье Янранайвеем – Ваамочка. Эрозионный останец покрова образует здесь слабо деформированную, полого залегающую пластину неправильной формы, но в целом вытянутую в субмеридиальном направлении (рис. 26). Покров разбит молодыми сбросо-сдвигами северо-восточного простирания, усложняющими его конфигурацию в плане. На левобережье р. Янранайвеем в стороне от пологого надвига (аз. пад. 45° , угол пад. 15°), разделяющего аллохтон и автохтон, наблюдался следующий разрез отложений палеозоя:

1. Переслаивание кремней и алевролитов	80
2. Кремни, серые, зеленовато-серые, неясно-слоистые	60
3. Туфоалевролиты черные, цеолитизированные, с маломощными прослоями известняков	10
4. Кремнистые алевролиты серого цвета	40
5. Переслаивание серых мраморизованных известняков – туфоалевролитов и известковистых алевро-	

литов с фауной <i>Neoschwagerina</i> sp. верхней перми (заключение М.Н. Соловьевой)	70
6. Туфопесчаники с прослоями зеленых кремней	40
7. Переслаивание зеленых кремней, сургучных яшм и туфов основного состава	50
8. Миндалекаменные лавы базальтов с шаровой и подушечной отдельностью	40
9. Базальты афировые, массивные, зеленоватосерые, с линзовидными прослоями и карманами гиа-локластитов сургучного цвета	55
10. Базальты миндалекаменные, с шаровой отдельностью (неправильной формы прослои и карманы сургучных гиалокластитов)	более 100 м ¹

Вся толща (моноклиально с углами падения 10–25°) погружается к северо-востоку; на правобережье р. Ваамочки у подножия склона она перекрыта чехлом четвертичного аллювия. Мощность вулканогенно-кремнистых отложений по описанному разрезу более 500 м. Это, видимо, самая верхняя часть стратиграфического разреза отложений аллохтона, так как более молодых отложений, чем верхнепермские, в составе аллохтона в пределах рассматриваемой зоны ни автором, ни предыдущими исследователями не встречено.

Отложения слабо деформированы; это моноклиально залегающая толща, где элементы слоистости совпадают с элементами залегания покрова в целом.

Левобережье р. Спокойной. На левобережье р. Спокойной в составе аллохтона сохранились все три его компонента: серпентинитовый меланж, габбро-гипербазитовый комплекс и вулканогенно-кремнистые отложения палеозоя. Соотношение между отдельными компонентами покрова в современной структуре, как правило, нарушено молодыми послойными срывами и зонами вертикальных нарушений. Характер первичных ненарушенных взаимоотношений между габбро-гипербазитовым комплексом и толщей вулканогенно-кремнистых отложений наблюдался на горе Эконай (откуда и пошло название всей зоны покровного строения), о чем будет сказано ниже. Рассмотрим внутреннее строение отдельных составляющих покрова.

Серпентинитовый меланж залегает в основании аллохтона в виде пластин мощностью в первые сотни метров. Меланж обнажается во фронтальной части покрова, вдоль границы с Алькатваамской зоной сложных дислокаций, по обоим берегам р. Спокойной в ее среднем течении и в днищах долин мелких, но глубоко врезанных распадков, т.е. там, где процессами эрозии покров вскрыт на всю его

¹ Этот разрез еще недостаточно изучен. Возможно, слой 5 представляет собой олистолит в мезозойской толще. Данные нуждаются в уточнении. — *Ред.*

мощность до основания. Ширина зон меланжа не превышает 1–2 км, простираение северо–восточное, что, видимо, обусловлено соответствующей ориентировкой гидросети и депрессий в рельефе, вдоль которых он (меланж) обнажается. Цементом в меланже являются развальцованные, с идеальными зеркалами скольжения серпентиниты, на отдельных участках перетертые до вязких пластичных глин голубого и зеленого цвета. Кластическая часть меланжа представлена обломками и глыбами (размером до 50 м и более) дунитов,

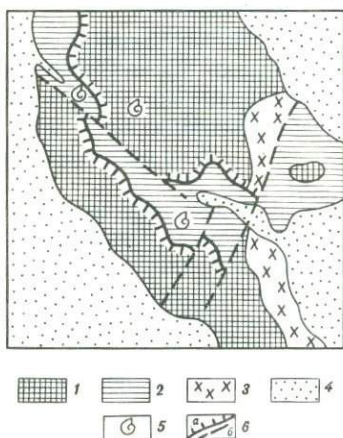


Рис. 26. Эрозионный останец тектонического покрова в междуречье Яранайвеем – Ваамочка

1 – аллохтон (вулканогенно–кремнистые отложения палеозоя); 2 – автохтон (терригенные отложения верхней юры–валанжина); 3 – интрузии гранит–порфиров датско–палеогенового(?) возраста; 4 – четвертичные аллювиальные отложения; 5 – места находок фауны; 6 – тектонические контакты: надвиги (а), сбросы (б)

перидотитов, полосчатых и пегматоидных габбро, родингитов, эффузивов основного состава, кремней, яшмоидов, туфов и мраморизованных известняков. Форма глыб разнообразная, но преобладают глыбы изометричной шаровидной формы. Глыбы осадочных и вулканомиктовых пород нередко облекаются серпентинитовой рубашкой с идеально отполированной поверхностью.

На левобережье р. Спокойной по пологому надвигу (во фронтальной части крутизна надвига увеличивается до 50°) на серпентинитовом меланже залегает толща полосчатого габбро. Полосчатость обусловлена почти ритмичным переслаиванием меланократовых, мезократовых и лейкократовых разновидностей габбро (рис. 27). Мощность отдельных прослоев изменяется от первых сантиметров до 1–2 м, но не более. При взгляде со стороны толща габброидов напоминает пачку флишоидного переслаивания пород – настолько хорошо в ней выражена слоистость. Состав отдельных прослоев изменяется от габбро–амфиболитов до анортозитов. Интересной особенностью полосчатого комплекса является то, что отдельные меланократовые прослои сложены пироксенитами и туфами базальтов, заметно измененными, но под микроскопом хорошо различаются особенности структуры и состава, позволяющие различать первичный туфовый состав породы. Аналогичное переслаивание габбро–амфиболитов, туфов основного состава и анортозитов наблюдалось на левобережье р. Ваатапвеем, на восточном окончании описываемой тектонической



Рис. 27. Характер переслаивания габбро-амфиболитов, пироксенитов, анортозитов и туфов базальтов. Левый берег р. Спокойной

пластины. Этот факт позволяет, хотя и с известной долей условности, считать, что полосчатый комплекс образовался в процессе метаморфизма эффузивно-пирокластической толщи.

В целом толща полосчатых габброидов залегает субгоризонтально, но во фронтальной части надвига видно, что габброиды смяты в крутую антиклиналь (рис. 28), осевая плоскость которой наклонена к северо-западу под углом $50-60^\circ$. Северо-западное крыло антиклинали подрезано надвигом, по которому полосчатый комплекс залегает на серпентинитовом меланже. С удалением от плоскости надвига слои выполаживаются, но на отдельных участках можно видеть мелкие микроскладки с размахом крыльев не более 2-3 м, образующие зоны плейчатых структур северо-восточного простирания, но эти зоны не нарушают пологого залегания полосчатого комплекса в целом.

Контакты между полосчатым комплексом и перекрывающими его вулканогенно-кремнистыми отложениями палеозоя, как правило, осложнены разрывными нарушениями, но на северных склонах горы Эконай можно наблюдать первичное ненарушенное взаимоотношение между этими составляющими аллохтона. Здесь на поверхности габбро-гипербазитов залегает мощная толща шаровых лав основного состава, туфов, базальтов и гиалокластитов с линзовидными прослоями мраморизованных известняков, содержащих фузулиниды верхнего палеозоя (заключение М.Н. Соловьевой).

Базальный горизонт этой толщи представлен сургучными гиалокластитам с галькой и "валунами" габбро, полнокристаллических

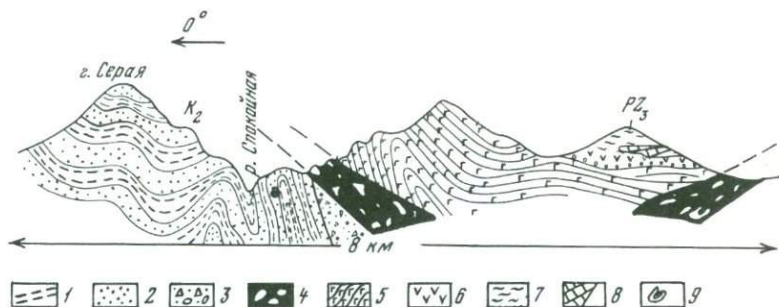


Рис. 28. Строение покрова и условия его залегания в верхнем течении р. Спокойной

Терригенные отложения верхнего мела: 1 – алевролиты, 2 – песчаники; 3 – олистострома; 4 – серпентинитовый меланж; 5 – габбро; вулканогенно-кремнистые отложения верхнего палеозоя: 6 – эффузивы основного состава, 7 – кремни, 8 – известняки; 9 – места находок фауны

гипербазитов и реже – серых кремней (рис. 29). Трансгрессивный контакт между вулканогенной толщей верхнего палеозоя и габбро-гипербазитами прослежен на расстоянии 150 м в коренном залегании и характер его не меняется, т.е. гиадокластиты постоянно цементируют обломки гипербазитов и габбро, которые они перекрывают. В 100–120 м от этого обнажения на противоположном склоне распадка непосредственно на габбро лежит толща миндалекаменных базальтов с обломками подстилающих габбро.

Верхнее течение р. Четкинваям. Строение аллохтона в бассейне р. Четкинваям (юго-западное окончание Эконайской зоны) сходно с рассмотренными ранее районами, но имеется и целый ряд существенных отличий. В основании покрова, как правило, залегает серпентинитовый меланж, характерной чертой которого является наличие в нем отдельных глыб и целых пластин метаморфических сланцев лавсонит-глаукофановой фации метаморфизма.

Наиболее полно метаморфический комплекс представлен на правом берегу р. Иомраутваам. Набор метаморфических сланцев здесь такой же, как и в ранее описанной Чирьнайской зоне меланжа (Майницкая структурная зона). В отдельных глыбах можно наблюдать, как степень метаморфизма изменяется от центральной части глыбы к ее периферии, а состав метаморфического сланца зависит от состава первичной породы. В свежих полнокристаллических габбро по направлению к краевой части глыбы появляются сланцеватые текстуры; хотя габбровый состав породы еще угадывается, вдоль контакта они превращены в интенсивно рассланцованные габбро-амфиболиты. Глыбы, сложенные диабазами, в краевых частях превращены в порфириитоиды; тонко переслаивающиеся песчаники и алевролиты – в филлитовидные сланцы, причем вторичная сланцеватость и плейча-

тость совпадают со слоистостью. Размер глыб метаморфических сланцев изменяется в широких пределах — от 1–2 до 600–800 м в поперечнике; форма их, как правило, вытянутая, эллипсоидальная, пластинообразная. Длинной осью глыбы ориентированы вдоль зоны меланжа, сланцеватость во всех случаях, где ее можно заметить, также совпадает с простиранием зоны меланжа и залеганием этой части покрова (азимут падения $320-330^{\circ}$, углы падения $40-60^{\circ}$). Проводя аналогию с Чирьпайской зоной меланжа, мы также относим развитый здесь комплекс метаморфических сланцев к продуктам динамотермального метаморфизма различных по составу и возрасту пород, залегающих в основании тектонического покрова.

На правобережье р. Четкинваям, в ее крупной излучине, непосредственно на серпентинитовом меланже в подножии склона (рис. 30) залегают весьма своеобразные отложения, напоминающие типичную олистострому. В четкостроистом, интенсивно раздробленном до дресвы и тонкозернистого песка и алевролита цементе заключены многочисленные, беспорядочно ориентированные мелкие "галки", "валуны" и глыбы серых, реже сургучного цвета кремней. "Окатанность" обломочного материала самая различная: от идеальной сферической и эллипсоидальной до бесформенной и угловатой.

Состав кластической части весьма однообразный и на 90–95% представлен кремнями, редко встречаются глыбы афировых эффузивов и мраморизованных известняков. Непосредственно выше меланжа и на расстоянии около 200 м вверх по склону (наблюдения велись в коренном залегании) соотношение цемента и обломочной части составляет 5:1, причем размер "валунов" не превышает 30–50 см. В крупных глыбах можно видеть, что слоистость в них не совпадает со "слоистостью" цементирующей массы. Вверх по склону характер хаотических образований постепенно меняется. Заметно увеличивается количество обломочного материала и размер отдельных обломков и уменьшается степень их "окатанности". Здесь уже встречаются глыбы кремней пластинообразной формы длиной до 30 м, слоистость в некоторых из них совпадает со "слоистостью" цемента. Еще на расстоянии 300–500 м вверх по склону бесформенные, угловатые глыбы составляют уже основную массу хаотических отложений, а дресвяный цемент выполняет промежутки между ними, на поверхностях глыб наблюдаются отчетливые зеркала скольжения.

В отдельных глыбах кремни сильно дислоцированы, смяты в узкие напряженные складки, облечены тонкообломочным материалом с "валунами" и "галкой", повторяющим форму складок. Здесь уже можно различить, что цементом в хаотических отложениях являются те же кремни, что и в глыбах, но они сильно перетерты, превращены в мелкую дресву, а текстуры сланцеватости и кливажа создают ложное впечатление слоистости. Впоследствии пробы цемента были изучены под микроскопом и бинокляром: существенно кремнистый состав его подтвердился. Еще на протяжении 100–150 м вверх по склону прослеживаются плотно пригтертые друг к другу



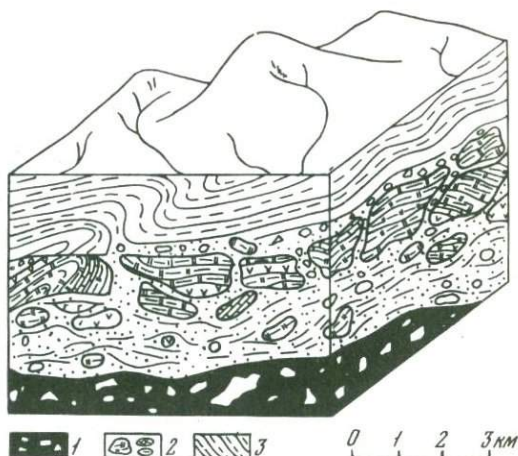
Рис. 29. Базальный горизонт вулканогенно-кремнистых отложений верхнего палеозоя. Гиалокластиты цементируют обломки, гальку и валуны габбро, гипербазитов, кремней. Гора Эконай



Рис. 30. Автокластические образования в основании палеозойского покрова на правом берегу р. Четкинваям

Рис. 31. Строение аллохтона (блок-диаграмма)

1 - серпентинитовый меланж; 2 - автокластический меланж; 3 - вулканогенно-кремнистые отложения палеозоя



глыбы кремней, постепенно переходящие в нормальные стратифицированные вулканогенно-кремнистые отложения палеозоя, прослеживающиеся до самого гребня. Состав палеозойских отложений здесь довольно однообразен: это мощная толща четкослоистых кремней, черных фтанитов с редкими маломощными прослоями сургучных яшм и лав основного состава. Отложения сложно дислоцированы, смяты в мелкие причудливые, нередко опрокинутые складки.

Эти хаотические отложения прослеживаются на противоположном склоне в береговых обрывах правого притока р. Четкинваям, переходят на ее левый борт в район р. Ржавой, где И.М. Русаковым (Егиазаров и др., 1965) они были описаны как базальные конгломераты наанкнейской серии карбон-пермского возраста.

Действительно, при беглом изучении эти отложения могут быть приняты за валунные конгломераты или олистострому, но ими они не являются. По своей сущности, происхождению и структурному положению эти хаотические образования лучше всего отвечают образованиям, описанным И. Гринли (Greenli, 1919) как "автокластический меланж". Они залегают, как мы могли убедиться, в основании тектонического покрова и являются его составной частью (рис. 31), но отличаются интенсивной раздробленностью и беспорядочностью расположения материала в результате длительного горизонтального движения и высокого давления со стороны перекрывающих масс покрова.

Вулканогенно-кремнистые отложения палеозоя, слагающие верхнюю часть аллохтона, по составу аналогичны ранее рассмотренным в районе оз. Пекульнейского и в бассейне р. Хайидин. Это толща переслаивания различно окрашенных кремней, фтанитов, эффузивов основного состава (в том числе шаровых и подушечных лав), туфов базальтов, туфопесчаников и туфоалевролитов. По всему разрезу встречаются линзовидные прослои мраморизованных известняков с фауной кораллов, криноидей, фораминифер, брахиопод и фузулинид

девона — верхней перми. Отложения интенсивно дислоцированы, особенно во фронтальной части покрова, до напряженных, нередко лежащих складок с размахом крыльев до 5–6 м; более крупные складки с размахом крыльев 1–2 км хорошо картируются и читаются на местности по горизонталю выдержанных по простиранию шаровых лав среди монотонной серой массы кремней и фтанитов. Осевые плоскости крупных складок, как правило, опрокинуты.

Заслуживает внимания характер взаимоотношения между вулканогенно-кремнистыми отложениями палеозоя и габбро-гипербазитовым комплексом на южных склонах горы Наанкней. Здесь в левом борту правого притока р. Четкинваям в ядре крупной антиформы субширотного простирания выходят массивные, слабо амфиболизированные габбро. Породы сильно катаклазированы; по многочисленным, беспорядочно ориентированным трещинам развиваются цеолиты. От русла ручья хорошо видно, что весь южный склон горы Наанкней (от ее подножия) сложен четкослоистыми породами; отдельные, более мощные слои вписываются в рельеф по горизонтали. От подножия склона наблюдался следующий разрез:

Мощность, м

- | | |
|--|----|
| 1. На массивных габброидах, по пологому надвигу (аз. пад. 310° , угол пад. 25°) лежат интенсивно развальцованные, с зеркалами скольжения серпентиниты | 60 |
| 2. Миндалекаменные гиалобазальты и афировые базальты с шаровой отдельностью (контакт с подстилающими серпентинитами тектонический) | 80 |
| 3. Габбро-диабазы мелкозернистые, переход от подстилающих базальтов постепенный (четко выраженный контакт отсутствует) | 5 |
| 4. Дуниты слабо серпентинизированные | 25 |
| 5. Габбро полосчатое: переслаивание лейкократовых и меланократовых разностей диаллагового габбро, габбро-пегматитов и анортозитов. В последних — реликты неправильной формы серпентинизированного дунита. Мощность отдельных прослоев колеблется от первых миллиметров до 1–1,5 м. Контакты между мелкозернистыми разновидностями пород четкие (слоистость — аз. пад. 320° , угол пад. 30°); переходы к пегматоидным габбро и анортозитам постепенные | 50 |
| 6. Дунит, слабо серпентинизированный | 3 |
| 7. Переслаивание диаллагового габбро с реликтами серпентина, видимо, замещающего оливин, и перидотита | 10 |
| 8. Перидотиты, с неправильной формы выделениями оливинового габбро (оливин замещен серпентином). Обе разновидности пород образуют между | |

собой сложные взаимопереходы, но под микроскопом видно, что плагиоклаз всегда является новообразованным по отношению к пироксену и серпентинизированному оливину. Взаимопереходы постепенные — видно, как в меланократовой массе перидотита появляются отдельные кристаллы плагиоклаза, количество их постепенно увеличивается, и порода становится оливиновым габбро или чистым анортозитом с реликтами незамещенного перидотита неправильной формы 30

9. Ритмичное переслаивание серпентинизированных дунитов, полосчатых и пегматоидных диаллаговых габбро и пироксенитов. Диаллаг в пироксенитах нередко окружен реакционной каймой амфибола. "Слоистость" по всему разрезу, аз. пад. 290–300⁰, угол пад. 10–20⁰. Мощность отдельных прослоев 1–3 м 400

10. Диаллаговое полосчатое габбро 50

11. Переслаивание директивных перидотитов и пегматоидных габбро 150

12. Кварц-хлорит-эпидотовые метаморфические сланцы. Контакт с подстилающим полосчатым комплексом четкий, без видимых нарушений 5–7

13. Перидотиты с директивной структурой 70

14. Переслаивание перидотитов, пироксенитов и полосчатых диаллаговых габбро 200

15. Габбро-диабазы полосчатые, вверх по разрезу сменяющиеся массивными диабазами и афировыми базальтовыми порфиритами 20

16. Серые слоистые кремни, согласно залегающие на подстилающих эффузивах 40

Выше прослеживается вулканогенно-кремнистый разрез палеозоя (продолжение разреза на северном склоне горы Наанкней, в ущелье небольшого распадка).

17. Гиалобазальты миндалекаменные, с шаровой и подушечной отдельностью 130

18. Яшмы сургучного цвета 15

19. Кремни серые, тонкослоистые 40

20. Лавы основного состава, афировые, зеленовато-серые 20

21. Кремни толстослоистые, серые и зеленовато-серые. На отдельных участках смяты в причудливые складки, но общее залегание пород сохраняется (аз. пад. 310–320⁰, угол пад. 20–30⁰) 300

22. Переслаивание гиаобазальтов с шаровой
отдельностью и сургучного цвета кремней. В ба-
зальтах карманы неправильной формы, выполненные
гиалокластитами. 80
23. Кремни слоистые, серые более 40

Из приведенного разреза видно, что вулканогенно-осадочная толща палеозоя согласно залегает на полосчатом комплексе. Характер взаимоотношений и взаимопереходов между габбро и гипербазитами может свидетельствовать о том, что полосчатый комплекс образовался в результате метасоматической переработки гипербазитов. Аналогичная картина наблюдалась нами в Таловско-Пекульнейской структурной зоне (район Усть-Бельских гор). К сожалению, мы не смогли собрать фауну в вулканогенно-кремнистой части описанного разреза.

И.М. Русаков (Егиазаров и др., 1965) относил эти отложения к хатырской серии, а возрастной диапазон ее по находкам фораминифер и криноидей считал силур-нижнекаменноугольным.

Рассмотренная Эконайская структурная зона имеет сходные черты строения на всем ее протяжении от оз. Пекульнейского до р. Четкинбаям. Из описания выпадает участок между р. Хатыркой и Накипейляк, который автор не смог посетить. По устным сообщениям С.М. Тильмана, А.Д. Чехова и С.Г. Бялбжеского, этот участок зоны по составу, возрасту развитых там отложений и их структурному взаимоотношению не отличается от участков, изученных и описанных автором. Автохтон представлен здесь терригенными отложениями верхней юры-нижнего мела; широко развитая меловая (верхний мел) олистострома относится к параавтохтонным образованиям. В строении аллохтона участвуют (снизу вверх) габбро-гипербазитовый комплекс, местами замещаемый меланжем, и вулканогенно-кремнистые отложения нижнего карбона-верхней перми. В современной структуре покров также представлен отдельными изолированными

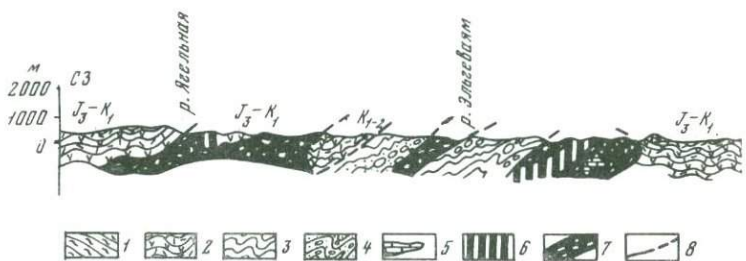


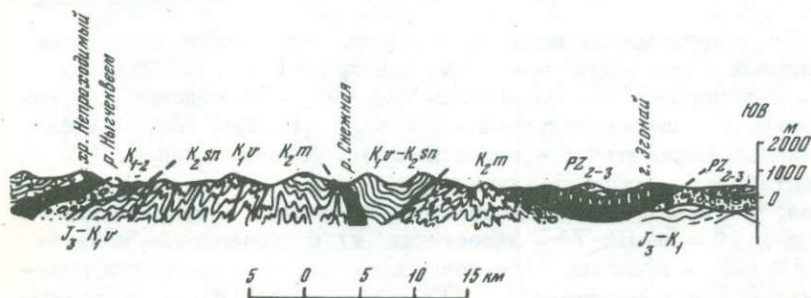
Рис. 32. Геологический разрез вкострости распространения северо-восточной части Корякского нагорья (Александров, Богданов и др., 1975)

1 - вулканогенно-кремнистые отложения среднего - верхнего палеозоя (С₁-Р₂); 2 - вулканогенно-кремнисто-терригенные отложе-

эрозионными лоскутами, занимающими, как правило, водораздельные пространства. Площадь лоскутов достигает нескольких квадратных километров; более мелкие куски покрова, размером до 600–800 м в поперечнике, встречаются в виде олистолитов в олистостроме.

По морфолого-кинематической классификации, предложенной еще П. Термье (Terrier, 1906), покровы Эконайской зоны должны быть отнесены к покровам второго рода, т.е. покровам скалывания или скольжения. Действительно, как мы могли убедиться, аллохтонные пластины сложены твердыми массивными отложениями (кремни, фтаныты, эффузивы), смещенными по горизонтальной поверхности, без образования региональных складок, характеризующих покровы первого рода. По признаку структурного уровня они относятся к покровам основания (Обуэн, 1967). Время формирования покровной структуры определяется широким возрастным диапазоном (готерив – маастрихт). Это время хорошо увязывается с общей историей геологического развития Корякской системы и соответствует эпохам важнейших перестроек тектонического режима, повлекшим за собой накопление флишевых осадков, олистостромовых образований и моласового комплекса.

Известные трудности обусловлены определением направления движения и величины горизонтального перемещения покровов. И то и другое связано с местонахождением "родины" покрова, а она достоверно не известна. Но, опираясь на ряд признаков, приведенных выше, можно предположить, что фронт покрова определяется юго-восточной границей Эконайской зоны, где наблюдаются наивысшая степень дислокаций в аллохтоне, резкое увеличение углов падения подошвы покрова, расщепление его на отдельные дигитации и т.д. Отсюда следует, что шарьирование покровных структур происходит со стороны Майницкой и Алькатваамской зон, т.е. с северо-запада на юго-восток. Минимальное латеральное перемещение покрова определяется шириной перекрытого автохтона и составляет приблизительно 30–40 км.



ния позднего мезозоя (J_3-K_1); 3 – герцигенные отложения верхней юры – палеогена; 4 – олистостромовые образования; 5 – мраморизованные известняки; 6 – габброиды, плагииграниты; 7 – серпентинитовый меланж; 8 – надвиги

Итак, изложенный материал позволяет по-новому представить геологическое строение восточной части Корякского нагорья. Горизонтальные движения обусловили здесь складчато-чешуйчатое и частично покровное строение региона. Важное место в структуре нагорья играют габбро-гипербазиты, серпентинитовый меланж и олистодрома.

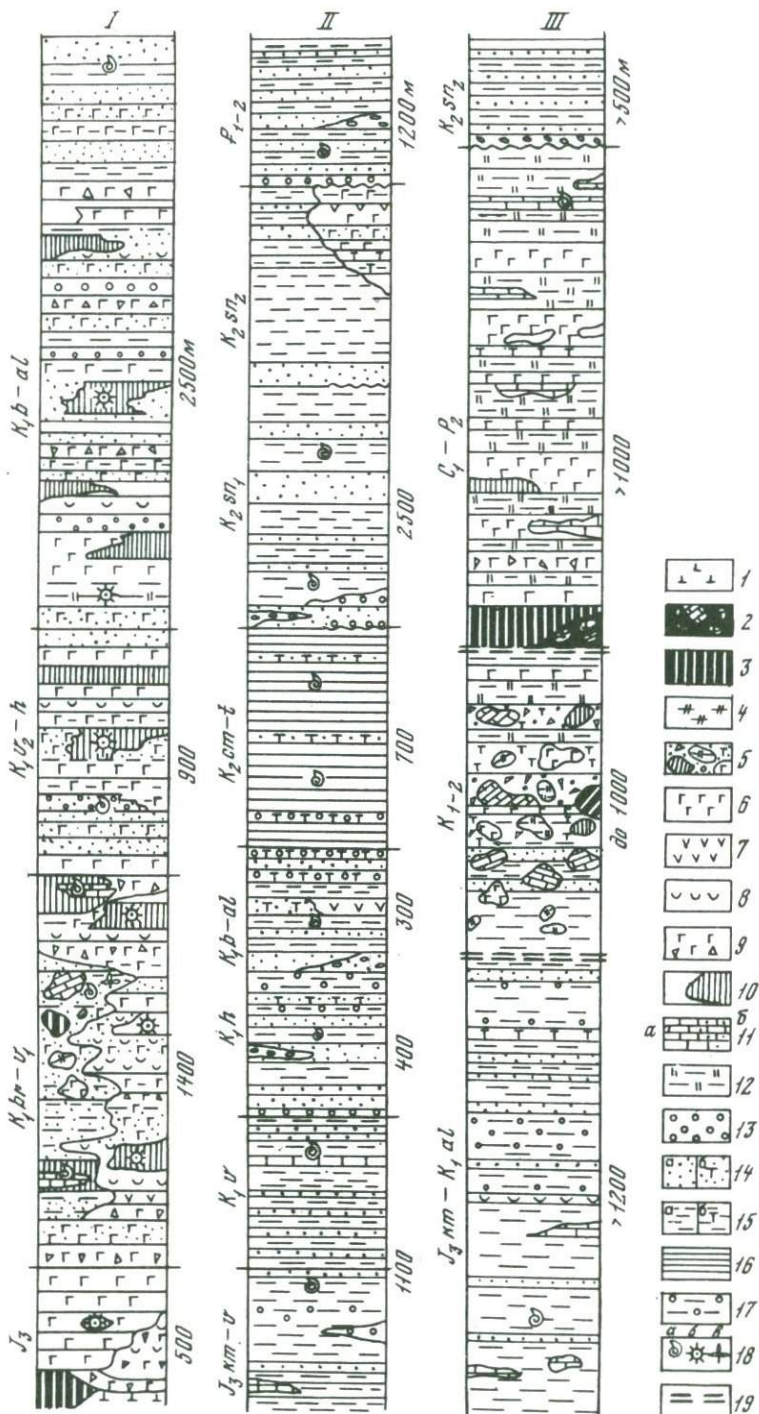
Структура Майницкой зоны представляет собой пакет тектонических чешуй, разделенных серпентинитовым меланжем. Северо-западное падение зон серпентинитового меланжа подчеркивает условия залегания и направление перемещения чешуй в общем пакете. Исключением является Ягельная зона меланжа, которая имеет валлообразное строение и представляет собой, скорее всего, выход древнего меланократового фундамента. Стратифицированные образования, которыми сложены тектонические чешуи, выражены особым комплексом вулканогенно-терригенных пород, объединенных автором в чирьнайскую серию верхнеюрского-нижнемелового возраста (до альба включительно). Терригенные отложения сеноман-тулона согласно надстраивают чирьнайскую серию, участвуя также в чешуйчатом строении Майницкой зоны. Олистодрома находится в тесной пространственной связи с меланжем и, вероятнее всего, фациально замещает среднюю часть разреза чирьнайской серии. Палеозойские отложения встречаются только в глыбах и олистолитах в серпентинитовом меланже или олистодроме.

Сходное строение имеет Эконайская структурная зона, но в ней габбро-гипербазитовый комплекс совместно с перекрывающими его вулканогенно-кремнистыми отложениями среднего-верхнего палеозоя залегает аллохтонно на терригенных отложениях кимериджа - валанжина и частично готерива - альба, являющихся здесь автохтонными. Очень широко в Эконайской структурной зоне распространена верхнемеловая олистодрома (параавтохтон), подстилающая по плоскостям пологих надвигов аллохтонные образования (рис.32).



Рис. 33. Вертикальная последовательность разновозрастных голш в различных структурных зонах (Александров и др., 1975)

I - Майницкая, II - Алыкатваамская, III - Эконайская. 1 - гипербазиты; 2 - серпентинитовый меланж; 3 - габбро, габбро-амфиболиты, плагиограниты; 4 - лавсонит-глаукофановые сланцы; 5 - олистодрома; 6 - эффузивы основного состава; 7 - то же, среднего состава; 8 - пепловые и гонкообломочные туфы; 9 - грубообломочные туфы; 10 - яшмы; 11 - известняки (а) и песчаные известняки (б); 12 - фганыты; 13 - конгломераты; 14 - песчаники граувакковые (а) и туфогенные (б); 15 - алевролиты (а) и туфогенные алевролиты (б); 16 - гонкое ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 17 - окремненные аргиллиты; 18 - остатки фауны (а), радиолярий (б) и флоры (в); 19 - пологие тектонические контакты



И в Майницкой, и в Эконайской структурных зонах габбро-гипербазитовый комплекс имеет полосчатое строение с хорошо различимыми взаимопереходами между габбро-амфиболитами, с одной стороны, гипербазитами и эффузивами основного состава — с другой. Характер этих взаимопереходов позволяет предположить метасоматическое происхождение полосчатого комплекса, а залегание его в основании разновозрастных эвгеосинклинальных серий дает возможность отнести этот комплекс к меланократовому фундаменту соответствующих геосинклиналей.

Промежуточное положение между зонами чешуйчато-покровного строения занимает Алькатваамская структурная зона сложных дислокаций. В ее строении участвует комплекс терригенных пород волжского века — палеогена. Отложения смяты в напряженные линейно-вытянутые складки, осложненные послойными срывами и пологими надвигами. Наряду с характерным вертикальным залеганием слоев здесь часто встречаются опрокинутые залегания на крыльях лежащих складок.

Выделенные и охарактеризованные структурные зоны отличаются не только структурным положением стратифицированных образований, характером взаимоотношений между ними и широко развитыми габбро-гипербазитовыми образованиями, но и формационными особенностями слагающих их отложений. На рис. 33 хорошо видно фациальное различие мезозойско-кайнозойских отложений в пределах выделенных структурных зон, а также характер взаимоотношения между габбро-гипербазитовыми и разновозрастными стратифицированными отложениями и их вертикальная последовательность в современной структуре нагорья.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Положение Корякского нагорья в зоне перехода от континента к океану, широкое развитие в его пределах офиолитов и связанных с ними вулканогенно-кремнистых формаций, залегание офиолитовых серий в аллохтонных пластинах, тектонических чешуях и в меланже обусловили специфику металлогенической специализации и типы структурно-металлогенических зон. Здесь проявлены разнообразные полезные ископаемые, но с преобладающей фемической специализацией.

Первую сводку по полезным ископаемым Корякского нагорья и характеристику его структурно-металлогенической зональности дал В.Т. Матвеев (1960 а,б), принимавший непосредственное участие в изучении полезных ископаемых региона и обобщивший опыт составления обзорных металлогенических карт Северо-Востока СССР. В соответствии с поясами распространения нижнесенонской кремнисто-спилитовой формации, основных и ультраосновных интрузий этого же возраста (Богйдаева, Матвеев, 1960) В.Т. Матвеев выделил металлогенические зоны раннего этапа геосинклинального развития - Таловско-Пекульнейскую и Вивникско-Хатырскую, с которыми связал рудопроявления железа, марганца, хрома, титана, асбеста и других полезных ископаемых. К Корякской металлогенической зоне позднего этапа геосинклинального развития, согласно его данным, приурочено проявление сурьмяно-ртутного оруденения.

Ртутно-сурьмяную специфику металлогении Корякского нагорья отмечал В.А. Титов (1967), выделивший для южной части нагорья четыре зоны ртутной минерализации: Найвал-Ванэататскую, Эньчаваямскую, Вивникскую и Олюторскую.

Б.Х. Егизаров (Егизаров и др., 1965), обобщив весь фактический материал по полезным ископаемым, накопившийся к тому времени, дал довольно подробную характеристику отдельных рудопроявлений, а также подметил связь этапов эндогенной минерализации со структурно-магматическими комплексами. Профилирующим полезным ископаемым для Корякской металлогенической провинции Б.Х. Егизаров считал ртуть. В пределах Корякского ртутоносного пояса он выделил две ветви: Центрально-Корякскую и Южно-Корякскую, или Олюторскую. Ртутное оруденение связывается с эффузивно-пирокластическими образованиями позднего мела, неогена и антропогена.

По пространственному расположению ореолов рассеяния других металлов Б.Х. Егизаров выделил две зоны: Пенжинскую и Парампольско-Пекульнейскую. Последняя охватывает структуры Корякской складчатой системы вдоль ее северо-западного фланга и про-

слеживается на расстояние 900 км от Рекинской губы до западных склонов хр. Пекульней. По нашим представлениям, эта зона пространственно совпадает с Таловско-Пекульнейской структурной зоной. Б.Х. Егiazаров подчеркивает, что в Парапольско-Пекульнейской зоне широко развиты неогеновые и раннеантропогеновые (в меньшей степени палеогеновые) эффузивы, с которыми генетически и связываются металлоносные ореолы. Им описаны рудопоявления полиметаллов, олова, вольфрама, мышьяка для структур южной части нагорья, т.е. вне пределов рассматриваемой здесь территории, а также проявления хромитов в Четкинваямском и Усть-Бельском гипербазитовых массивах.

За последнее десятилетие в процессе геологического картирования, проводимого Анадырской комплексной геологоразведочной экспедицией СВГУ, в северо-восточной части Корякского нагорья выявлены месторождения, проявления и ореолы рассеяния ртути, полиметаллов, хромитов и других металлических полезных ископаемых. В открытии и изучении некоторых из них принимал непосредственное участие и автор настоящей работы.

Вновь полученный материал по структурному положению выявленных рудопоявлений и их связи с магматическими формациями повлек за собой ряд публикаций обобщающего характера по металлогении и процессам рудогенеза на Северо-Востоке СССР вообще и в Корякском нагорье в частности.

Наиболее полно вопросы металлогении Корякского нагорья освещены в работах Н.А. Шило, А.А. Сидорова (1967; Шило, 1972; Шило и др., 1972), П.В. Бабкина (Бабкин и др., 1972), С.Г. Желнина и др. (1972). Большинство исследователей считают, что эндогенная минерализация в Корякском нагорье связана с верхнемеловыми — палеогеновыми и неогеновыми интрузиями умеренно кислого состава.

В той или иной степени вопросы металлогении Корякского нагорья затронуты в работах по тектоно-металлогеническому районированию Тихоокеанского сегмента земной коры, включающего как ложе Тихого океана, так и обрамляющий это ложе Тихоокеанский тектонический и рудный пояс (Пушаровский, 1972, 1973; Радкевич, 1971, 1973; Красный, 1973). Общие вопросы металлогении Тихоокеанской области, а также вопросы, касающиеся металлогении конкретных металлов, таких, как олово, ртуть, сурьма и других, рассматривались в работах В.Т. Магвеевко (1973), М.И. Ичиксона, В.И. Бергера, Б.Х. Егiazарова (1973), М.И. Ичиксона (1973) и многих других исследователей.

Автор поставил перед собой задачу осуществить структурно-металлогеническое районирование территории уже с учетом современных данных и проследить связи полезных ископаемых с конкретными геологическими формациями.

Исследования, проведенные автором в различных частях Корякского нагорья, а также анализ фактического материала по полезным ископаемым, полученного геологами Анадырской комплексной

геологоразведочной экспедиции, позволяют наметить основные черты структурно-металлогенической зональности в северо-восточной части Корякского нагорья (рис. 34). Как видно из схемы, все выделенные структурно-металлогенические зоны с характерным для каждой зоны металлом совпадают с тектоническими зонами, характеризующимися индивидуальными чертами строения и развития. Надо сказать, что в металлогенической специализации всех зон много общего, за исключением Алганской, для которой в отличие от других характерным металлом наряду с ртутью являются олово, сурьма, полиметаллы, но отсутствуют проявления хрома. Сходство металлогенических черт всех зон объясняется общностью меланократового фундамента, являющегося, по мнению автора, основным источником полезных ископаемых для всего Корякского нагорья. Индивидуальные особенности и различия в металлогении отдельных зон объясняются, с одной стороны, возрастом меланократового фундамента и вулканогенно-осадочной покрывки, с другой — наличием или отсутствием пород фундамента в современной структуре зоны, составом перекрывающих фундамент пород, характером и временем проявления метаморфизма, магматизма и в конечном счете — спецификой истории геологического развития и строения каждой из зон.

Сходными чертами строения и металлогении обладают Таловско-Пекульнейская, Ваежская и Хатырско-Эконайская структурно-металлогенические зоны. В каждой из них породы меланократового фундамента и вулканогенно-кремнистые отложения палеозойского возраста залегают аллохтонно на мезозойских (юрско-меловых) отложениях. С породами фундамента и вышележащих серий связаны метаморфогенные и гидротермальные рудопроявления ртути, хромитов, никеля, кобальта, меди и других металлов. Отличительной особенностью этих зон является изменение пород в условиях амфиболитовой, зеленосланцевой и глаукофановой фаций метаморфизма. Наиболее ярко процессы метаморфизма проявлены вдоль зон региональных надвигов, в основании тектонических пластин и зон серпентинитового меланжа. С молодым палеогеновым вулканизмом связаны телескопированные из фундамента гидротермальные проявления ртути и других металлов. Приведем примеры отмеченных связей.

В районе Усть-Бельских гор все известные проявления металлов локализуются в габбро-гипербазитах и вулканитах основного состава, образующих взаимопереходы с полосчатым комплексом и согласно перекрытых кремнисто-терригенными отложениями среднего девона-нижнего карбона. Офиолиты прорываются комплексом параллельных даек умеренно кислого и кислого состава. Среди габбро-гипербазитового комплекса рудоносными являются жилы кварцевого, кварц-карбонатного и кварц-альбит-мусковитового состава. В зеленокаменно-измененных палеозойских эффузивах рудное вещество локализуется в кварц-эпидотовых, кварц-хлорит-эпидотовых, кварц-альбит-эпидотовых прожилках и зонах интенсивной метасоматической переработки эффузивов основного состава в фации зеленых сланцев. Россыпные проявления металлов начинаются от участков

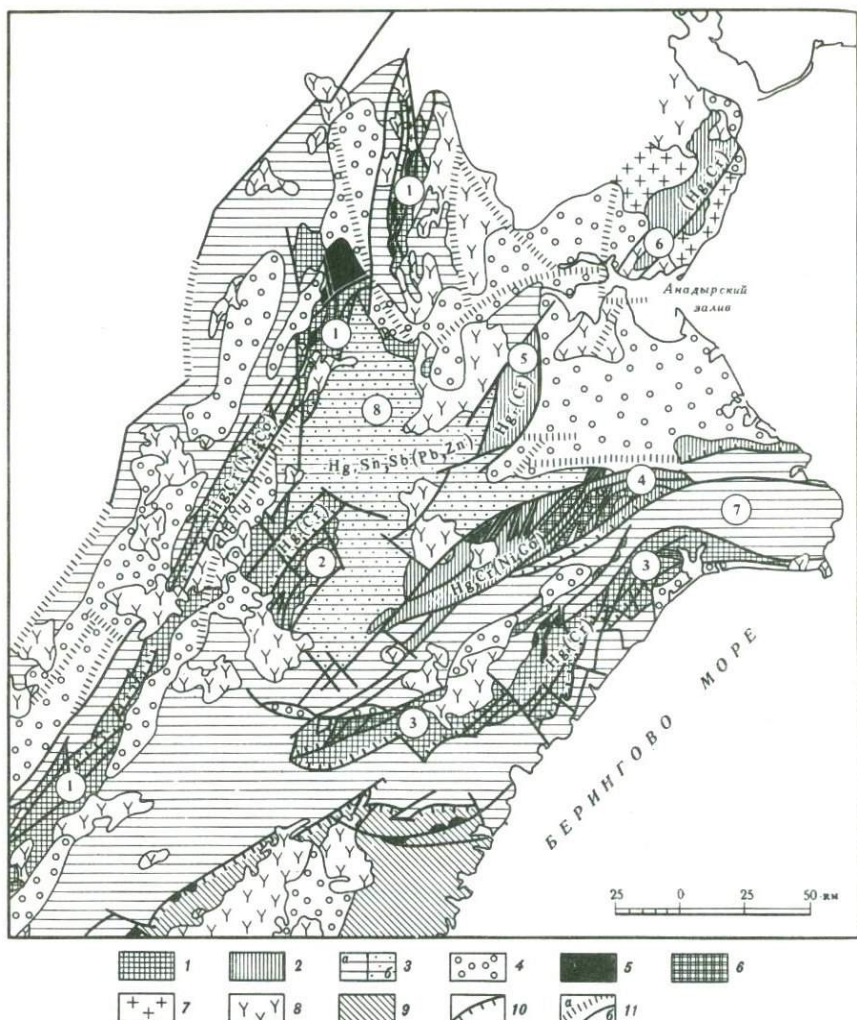


Рис. 34. Структурно-металлогенетическая схема Корьякского нагорья
 1 – вулканогенно-кремнистые серии (PZ_2-K_1) нерасчлененные (в том числе в аллохтонном залегании). Метаморфогенные проявления ртути в отложениях палеозоя и породах меланократового фундамента. Проявления ртути, телескопированные в отложениях мезозоя в связи с датско-палеогеновым вулканизмом. Хромиты, кобальт, никель в породах меланократового фундамента; 2 – вулканогенно-кремнистые серии верхней юры – мела (тектонические чешуи, незначительно удаленные от своих корней). Метаморфогенные проявления ртути в породах фундамента и чехла. Характерны телескопированные проявления ртути в связи с датско-палеогеновым комплексом малых интрузий. Хромиты, никель, кобальт в породах меланократового фундамента; 3 – кремнисто-терригенные отложения верхней юры – мела

развития габбро-гипербазитов и зеленокаменно-измененных эффузивов, т.е. обнаруживают четкую пространственную связь с коренными источниками.

Характерными парагенетическими ассоциациями в шлихах являются киноварь, хромиты и другие полезные компоненты. В аллювии ручья Шустрого, полностью расположенного в пределах полей развития габбро-гипербазитов и зеленокаменных пород, размер зерен и обломков киновари достигал 10-15 мм в поперечнике, степень окатанности средняя или плохая. Последнее обстоятельство указывает на то, что источники киновари находятся где-то рядом, в плотике долины ручья или на его склонах среди полей развития габбро-гипербазитов или зеленокаменно-измененных эффузивов палеозоя.

Надо сказать, что, несмотря на детальную геологическую изученность района Усть-Бельских гор, все мезозойско-кайнозойские отложений стерильны в отношении проявления ртутной и другой минерализации. Абсолютный возраст рудоносных кварц-альбит-мусковитовых жил, локализованных в габброидах, равен 247 млн. лет, что соответствует карбону. В конгломератах из фаунистически охарактеризованных отложений нижнего карбона в значительных количествах присутствует галька гидротермального кварца. Таким образом, палеозойский возраст рудопроявлений Усть-Бельских гор можно считать достоверным.

С директивным комплексом дунит-перидотитового состава связаны вкрапленные, нодулярные и сплошные руды хромитов, широко развитые в Усть-Бельском габбро-гипербазитовом массиве.

К югу от Усть-Бельских гор, в Алганских горах, известны телескопированные проявления киновари в зонах окварцевания, катаклаза и карбонатизации среди полей палеоген-неогеновых эффузивов кислого и среднего состава. С полями же эффузивов связаны шлиховые ореолы киновари.

В хр. Пекульней, по данным В.И. Шкурского и А.А. Мануйлова, шлиховые ореолы некоторых металлов начинаются от полей распро-

Продолжение подяиси к рис. 34

(а) и вулканогенно-осадочные отложения верхнего мела - палеогена (б) в автохтонном залегании. В последних - проявления ртути, олова и сурьмы, телескопированные из меланократового фундамента в связи с олигоцен-миоценовым вулканизмом; 4 - неоген-четвертичные впадины, перспективные на газ; 5 - выходы габбро-гипербазитового фундамента; 6 - серпентинитовый меланж; 7 - плагиограниты; 8 - покровы вулканитов; 9 - вулканогенно-кремнистые серии (K_2-P) в Олоторской зоне; 10 - надвиги; 11 - разломы, установленные геофизикой (а) и недифференцированные (б)

Цифры на схеме в кружках - структурно-металлогенические зоны: 1 - Таловско-Пекульнейская, 2 - Ваежская, 3 - Хатырско-Эконайская, 4 - Майнишкая, 5 - Рарыткинская, 6 - Волчинская, 7 - Алькатваамская, 8 - Алганская. Последовательность металлов в каждой зоне соответствует значимости их проявления

странения габбро-амфиболитов, гипербазитов и вулканогенно-кремнистых отложений среднепалеозойского возраста. В узких тектонических зонах габбро-гипербазитовые образования и перекрывающие их вулканогенно-кремнистые отложения превращены в метаморфические сланцы цоизит-амфиболового, эпидот-амфиболового, гранат-эпидот-амфиболового, альбит-хлоритового, хлорит-актинолитового, кварц-хлорит-эпидотового состава, а также в эклогитоподобные и глаукофансодержащие породы. Ширина зоны распространения офиолитов и метаморфических сланцев 5-7 км; они прослеживаются почти на всем протяжении хр. Пекульней на расстояние около 80 км. Гипербазиты в большинстве случаев превращены в меланж, в котором хаотически перемешаны все перечисленные разновидности пород, а также глыбы терригенных отложений валанжина-сенона, на которые надвинут офиолитовый комплекс. Офиолиты и метаморфические сланцы прорваны малыми интрузиями гранитов и гранодиоритов. Металлометрическим и штучным опробованием зеленокаменно-измененных пород и метаморфических сланцев установлены проявления ртутного и другого оруденения. Формирование россыпей происходило за счет непосредственной эрозии коренных рудопроявлений, а также за счет промежуточного коллектора, роль которого играет мощная толща конгломератов бычинской свиты неоген-четвертичного возраста. Бычинские конгломераты трансгрессивно перекрывают все образования западного склона хр. Пекульней. Реки с известными шлиховыми ореолами дренируют толщи конгломератов в своем среднем течении.

В бассейнах рек Ваеги и Березовой, по данным В.Г. Куприенко и Э.Б. Невретдинова, шлиховые ореолы металлов развиты среди вулканогенно-кремнистых отложений среднего-верхнего палеозоя, измененных до кварц-серицитовых, кварц-хлорит-эпидотовых, кварц-альбит-хлоритовых сланцев. Характерна трехметалльная шлиховая ассоциация. Коренные рудопроявления установлены только среди зеленокаменно-измененных вулканитов палеозоя. Комплекс метаморфических сланцев в бассейне р. Березовой залегает в основании аллохтонной пластины. Сланцы тесно связаны с выходами серпентинизированных гипербазитов, а также с габбро-амфиболитами и плагиогранитами. Породы меланократового фундамента и перекрывающего его метаморфизованного вулканогенно-кремнистого чехла среднего-верхнего палеозоя прорваны комплексом малых интрузий гранодиоритового и гранитного состава.

До недавнего времени в пределах Хатырско-Эконайской рудной зоны внимание обращалось лишь на шлиховые ореолы клиновари, пространственно всегда тесно связанные с выходами габбро-гипербазитового фундамента. Коренные источники ртути были установлены сравнительно недавно. В 1971 г. В.Г. Силкин в Четкинвямском меланже обнаружил тела листовитов; в 1973 г. автор в районе оз. Пекульнейского, в меланже, подстилающем покровную пластину, сложенную габбро-амфиболитовым комплексом, установил тела листовитов, и, наконец, работниками Анадьрской сейсмопартии

в аллювии рек Эльгинмываям, Накитейлак и их притоков постоянно отмечаются глыбы, валуны и гальки лиственитов с видимой киноварью (устное сообщение В.Г. Мужикова).

Известные проявления россыпной металлоносности в Хатырско-Эконайской зоне обнаруживают четкую пространственную связь с серпентинитовым меланжем и комплексами метаморфических сланцев. Устанавливается связь россыпных проявлений некоторых металлов через делювиальные ореолы с комплексом метаморфических сланцев. Шлиховые ореолы их были выявлены почти во всех водотоках, дренирующих зоны меланжа в этом районе. В шлиховых пробах постоянно ассоциируют киноварь и хромиты.

Рудопоявление хромитовых руд здесь было описано Б.Х. Егизаровым (Егизаров и др., 1965). Серпентинитовый меланж в Эконайской структурной зоне всегда пространственно тесно связан с вулканогенно-кремнистыми отложениями палеозоя и габбро-гипербазитовым комплексом, подстилая их. В бассейне рек Ваатапвеем и Рынатанмельген В.И. Чубаров установил рудопоявления в полосчатом комплексе в связи с зонами катаклаза, а также в кварцевых прожилках. Наблюдается такая закономерность: вдоль Хатырско-Эконайской структурно-металлогенической зоны, в направлении с запада на восток, уменьшается количество метаморфических сланцев, в этом же направлении закономерно становятся более бедными шлиховые ореолы киновари и других металлических полезных ископаемых.

Как мог убедиться автор, изучая Эконайскую структурную зону, следы гидротермальной деятельности в автохтонных терригенных отложениях верхней юры-нижнего мела отсутствуют. Геологосъемочными работами в отложениях автохтона также не встречено рудных проявлений.

Определенными чертами сходства обладают Майницкая, Рарыт-кинская и Волчинская структурно-металлогенические зоны. В пределах каждой из них широко развиты породы меланократового фундамента и вулканогенно-кремнисто-терригенных серий верхнеюрско-мелового возраста. В структурном отношении каждая из этих зон обладает складчато-чешуйчатым строением; в основании тектонических чешуй залегают протяженные зоны серпентинитового меланжа и комплексы метаморфических сланцев. С породами меланократового фундамента и комплексами метаморфических сланцев связаны метаморфогенные и гидротермальные проявления ртути, хромитов и других металлических полезных ископаемых. Никель и кобальт, как и в ранее описанных зонах, постоянно присутствуют в породах меланократового фундамента, но имеют, скорее, минералогический интерес, подчеркивая фемический стиль металлогении зон. В породах, перекрывающих фундамент, содержатся гидротермальные проявления ртути и других металлов, телескопированные из меланократового фундамента в связи с комплексами малых интрузий умеренно кислого состава датско-палеогенового возраста.

Рассмотрим некоторые конкретные проявления профилирующих металлов, связанных с породами фундамента и чехла.

С зонами меланжа и отдельными аллохтонными пластинами офиолитов постоянно ассоциируют проявления ртути. Следует отметить Тамватнейское проявление лиственитового типа (Бабкин и др., 1974) и Вилуюскую группу рудопроявлений, открытую автором. Первое обнаружено в основании Тамватнейского массива гипербазитов, надвинутых на туфотерригенные отложения апт-альба. Ртутоносные листвениты Вилуюской группы залегают в Чирынайском меланже. Тела ртутоносных лиственитов прослеживаются почти вдоль всей зоны меланжа от р. Лозовки до среднего течения р. Кэнкэрэвеем.

Рудные проявления других металлов, связанные с породами габбро-гипербазитового фундамента, локализуются в лиственитах, в кварцевых жилах и в окварцованных катаклазированных габбро и гипербазитах. С выходами габбро-гипербазитов связаны их шликовые ореолы.

По данным В.Г. Силкина, массивы горы Красной, Чирынайский и высоты 1064 являются перспективными на хромиты. Этим исследователем выявлены руды хромитов прожилково-вкрапленного и массивного типа. Руды приурочены к участкам, сложенным директивными комплексами дунит-гардбургитового состава. Г.В. Пинус (Пинус и др., 1973) подчеркивает приуроченность хромитовых проявлений к зонам разломов и контактам гипербазитов с габброидами. Он считает хромитовое оруденение наложенным, гидротермально-метасоматическим. Автор разделяет эту точку зрения, согласно которой залежи хромитовых руд образовались в результате перераспределения рудного вещества внутри гипербазитов в связи с процессами габброизации.

С вулканогенно-кремнисто-терригенными породами верхней юр-нижнего мела в Майницкой зоне связаны телескопированные гидротермальные проявления ртути и других металлов. В междуречье Койвэрэлан - Лесная А.А. Мануйлов обнаружил проявления ртути, тесно связанные с горизонтами сургучных яшмоидов валанжин-готерива и локализующиеся только в этих прослоях. Другие металлы в этом же районе пространственно связаны с дайковым поясом гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Дайки прорывают вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения нижнего мела в полосе субширотного простирания; вмещающие отложения интенсивно раздроблены, ожелезнены и окварцованы.

В хр. Кэнкэрэн В.И. Павлов установил рудопроявления в кварцевых жилах среди туфотерригенных отложений нижнего мела. Толща туфотерригенных осадков прорвана комплексом малых интрузий кислого и умеренно кислого состава датско-палеогенового возраста. Россыпные металлические проявления обнаруживают связь с областью развития рудоносных кварцевых жил.

В хр. Рарьткин, по данным В.М. Кривоносова, вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения верхней юр-мела тесно связаны с комплексом серпентинизированных гипербазитов и амфиболизированных габбро, выходы которых приурочены к крутопадающему Березов-

скому шву. Этот шов разделяет структуры хр. Рарыткин и Алганской унаследованной впадины (на схеме, см. рис. 34, структурно-металлогенические зоны называются соответственно). В породах меланократового фундамента известны проявления ртути листовникового типа. В отложениях вулканогенно-кремнисто-терригенного чехла локализуются телескопированные гидротермальные проявления ртути, приуроченные к яшмам и яшмо-кварцитам.

Телескопирование гидротермальных проявлений ртути и других металлов из фундамента связано с внедрением дайкового комплекса диабазов, диоритов и гранодиоритов датско-палеогенового возраста.

Металлоносные россыпи в Золотом хребте выявлены проспекторами еще в начале века, тем не менее до настоящего времени геологическое строение хребта изучено слабо. Достаточно сказать, что одними исследователями структуры хребта относятся к поздним мезозоидам Охотской складчатой области в соответствии с представлениями о меловом возрасте развитых там отложений (Геология СССР, 1970), другими — к Эскимосскому массиву дорифейского возраста (Бельй, 1963). Разногласия подобного рода существуют и у анадьрских геологов, изучавших этот район.

Автор, проанализировав имеющийся фактический материал и ознакомившись с коллекцией пород, собранной В.И.Павловым, а также с аэрофотоматериалами, пришел к выводу, что комплекс вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений Золотого хребта имеет много общих черт с аналогичными по составу отложениями верхней юры-мела Майницкой структурной зоны. Значительное место в структуре хребта принадлежит гипербазитам, габбро, гранодиоритам, диоритам и биотит-амфиболовым гранитам, которые, видимо, явились фундаментом для вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений позднемезозойской геосинклинали. Образования меланократового фундамента и перекрывающие отложения сложно дислоцированы и разбиты на серию чешуй-блоков северо-восточного простирания. Вдоль протяженных крутопадающих надвигов и широких зон расслаивания породы меланократового фундамента и вулканогенно-кремнисто-терригенной серии превращены в гранат-амфиболовые, ставролит-гранат-биотитовые, хлорит-эпидотовые и зеленые сланцы, амфиболиты и эклогитоподобные породы. В.И.Шкурский наблюдал взаимопереходы между габброидами, габбро-амфиболитами и амфиболитами. Зоны метаморфических сланцев прослеживаются на десятки километров. Известные шлиховые ореолы прослеживаются от полей распространения метаморфических сланцев и пород меланократового фундамента. В шлиховых пробах отмечаются четырехметалльные ассоциации, в том числе киноварь и хромиты. Рудопоявления локализованы в метаморфических сланцах и зеленокаменных эффузивах.

Своеобразие Алганской структурно-металлогенической зоны в отличие от всех ранее описанных зон характеризуется следующим: 1) отсутствием в ее пределах выходов меланократового фундамента; 2) широким площадным развитием монотонных кремнисто-тер-

ригенных отложений верхнего мела, на отдельных участках несогласно перекрытых палеоген-неогеновыми покровами эффузивов смешанного состава; 3) автохтонным залеганием отложений; 4) унаследованным прогибанием впадины вплоть до палеогена на фоне ограничивающих ее с северо-запада и юго-востока Таловско-Пекульнейского, Рарытгинского и Майницкого поднятий. Все это не могло не отразиться на металлогенической специализации зоны и характере процессов рудогенеза.

Отличительной особенностью Алганской структурно-металлогенической зоны является исключительное развитие в ней телескопированных гидротермальных проявлений ртути, олова, сурьмы и полиметаллов и отсутствие хромитов, никеля и кобальта.

Рудопроявления смешанного (фемического-сиалического) типа известны в Алганских горах, в бассейне р. Ламутской, но наиболее детально они изучены в Парханайских горах. По данным Э.Б. Невретдинова и В.П. Зинкевича (Невретдинов, Зинкевич, 1974), в междуречье Березовая - Ламутская развиты кремнисто-терригенные отложения верхнего мела, с резким угловым несогласием перекрытые вулканитами преимущественно кислого состава позднепалеогенового возраста. Кремнисто-терригенные отложения прорваны многочисленными мелкими телами и дайками субвулканических гранит-порфиров. Рудопроявления олова локализируются исключительно среди кремнисто-терригенных отложений в гидротермальных жилах и минерализованных зонах дробления. Выделяются два типа рудных формаций: касситерит-силикатный и касситерит-сульфидный. Проявления ртути локализируются среди эффузивов Парханайской вулканоструктуры в зонах окварцевания и карбонатизации. В Алькатваамской структурной зоне каких-либо проявлений металлических полезных ископаемых пока неизвестно.

Из приведенного краткого обзора видно, что фемический стиль металлогении Корякского нагорья определяется наличием в его пределах габбро-гипербазитового фундамента. Одни проявления локализируются в породах фундамента и в тесно с ними связанных основных эффузивах, как правило, измененных в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, другие - в вулканогенно-кремнисто-терригенных сериях, но и тогда можно наметить пути их связи с меланократовым фундаментом. Показано, что эта связь не только пространственная, но и генетическая. Больше того, породы меланократового фундамента являются именно тем субстратом, из которого при определенных условиях регенерировались проявления ртути, хромитов и других металлических полезных ископаемых.

Изложенный ранее материал позволяет автору с известной долей условности связывать образование метаморфогенных и гидротермальных проявлений ртути, хромитов и других металлов (Пинус и др., 1973), локализованных в породах меланократового фундамента и метаморфических комплексах, с описанными здесь процессами. Во всяком случае, имеющийся фактический материал по рудопроявлениям северо-восточной части Корякского нагорья не только не

противоречит сказанному, а, наоборот, находит в этом свое логическое объяснение. Комплексы метаморфических сланцев, как правило, располагаются в зонах интенсивного стресса в основании тектонических чешуй, покровов и меланжа; в этом смысле тектонические структуры, связанные с горизонтальными перемещениями масс горных пород, в ряде случаев играют роль рудоконтролирующих и рудовмещающих.

В последующем с накоплением осадочных формаций и развитием геосинклинального процесса формирование эндогенных и экзогенных месторождений ртути и других металлов не прекращается. На орогенном этапе развития геосинклинальной системы, особенно в связи с комплексом малых интрузий (Шипулин, 1965) и с аэральным вулканизмом, формируются телескопированные из пород меланократового фундамента проявления ртути, олова, полиметаллов и сурьмы. Сущность этого этапа рудогенеза сводится к повторному (неоднократному) выносу металлов из пород фундамента и из локализованных там древних месторождений горячими гидротермальными флюидами, связанными с магматизмом конечных этапов развития геосинклинальной системы и пропариванием комплекса терригенных отложений осадочного чехла. Если рудопроявления олова и полиметаллов формировались преимущественно в терригенных комплексах в пространственной связи с малыми интрузиями и вулканитами (условия открытой системы), то ртутные проявления локализируются исключительно среди вулканитов. Для этого легкоподвижного и летучего элемента необходимым условием для отложения в значимых концентрациях является наличие экрана и повышенного потенциала хлора. В Парханайской вулканоструктуре роль таких экранов играли покровы витрофиров (Невретдинов, Зинкевич, 1974).

Необходимо отметить, что проявления в Алганской структурно-металлогенической зоне олова, сурьмы, свинца и цинка – элементов сиалического профиля – казалось бы, трудно объяснить в связи с фемическим (уральским) типом Корякской металлогенической провинции в целом. В.Э. Поярков (1955) и В.П. Федорчук (1964) считают, что олово и полиметаллы в подобного типа проявлениях (телетермальных) генетически связаны с ртутным оруденением. В.Э. Поярков утверждает, что киноварь, сурьма, олово, полиметаллы отлагаются из одних и тех же растворов. Пространственные соотношения и генетическое родство сурьяно-ртутных и полиметаллических проявлений В.П. Федорчук (1964) объясняет моноасцендентной (фациальной) рудной зональностью, что вполне могло быть свойственно Корякской металлогенической провинции. Подобные типы связей между типичными фемическими и сиалическими металлами и габбро-гипербазитовыми формациями известны в Южной Фергане, на Тянь-Шане и на Малом Кавказе (Кузнецов, 1968).

Отмеченные закономерности распространения металлических полезных ископаемых в Корякском нагорье, их связь с полями развития габбро-гипербазитовых комплексов и особенно с зеленокамен-

но-измененными эффузивами и метаморфическими сланцами позволяют выработать вполне определенные поисковые критерии и признаки. В этом плане перспективной на фемические элементы надо считать Эконайскую структурную зону, где особенно широко развиты комплексы метаморфических пород в основании тектонических пластин и в меланже. Не менее перспективной, видимо, является Чирынайская зона меланжа, где комплекс метаморфических сланцев развит вдоль северо-западного фланга меланжа, а также хребты Золотой и Пекульней, в которых наиболее широко развиты метаморфические породы.

Проявления ртутной минерализации листовитового типа (наряду с уже известными), несомненно, имеются в зонах меланжа. Особенно это относится к Чирынайской зоне, в которой листовиты развиты на всем ее протяжении. На правом берегу р. Кэнкэрэвеем (ниже устья р. Койтаргынвеем) автором при литолого-стратиграфических исследованиях обнаружена зона листовитизации мощностью около 200 м и протяженностью более километра, и эта зона не единична.

На хромиты, никель и кобальт перспективными следует считать отдельные пластины (массивы) немеланжированных габбро-гипербазитов типа горы Красной, высоты 1064 и др.

В отложениях туфотерригенного состава, особенно в связи с дайковыми поясами и полями палеоген-неогеновых эффузивов, возможно нахождение новых телескопированных проявлений ртути, олова и полиметаллов. Наиболее перспективной в этом смысле надо считать Алганскую структурно-металлогеническую зону, где широко развиты поля молодых эффузивов.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕШУЙЧАТЫХ И ПОКРОВНЫХ СТРУКТУР

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП И ПРОБЛЕМА ФУНДАМЕНТА

Положение Корякского нагорья в зоне перехода от континента к океану отразилось на всей истории его геологического развития.

Известны две точки зрения на происхождение геосинклинали в пределах нагорья. Одна из них предполагает образование геосинклинали на сиалическом кристаллическом фундаменте условно протерозойского возраста, впоследствии океанизированном (Егиазаров, 1969). Другая точка зрения на развитие тихоокеанских эвгеосинклиналей вообще и Корякского нагорья в частности сводится к признанию океанической коры в их основании (Борисов, 1967; Тильман, 1968; Пейве, 1969; Пушаровский, 1972; Богданов, 1969, 1975).

Что касается первой точки зрения, то имеющиеся данные не позволяют с ней согласиться. Действительно, на территории собственно Корякского нагорья пока нигде не обнажены фрагменты докембрийской континентальной коры ни в виде срединных и остаточных массивов, ни в виде блоков или выступов, сложенных миогеосинклинальными комплексами, под которыми покоится метаморфический чоколь.

Выше было показано, что комплекс метаморфических сланцев (амфиболитов, зеленых и глаукофансодержащих сланцев, эклогитоподобных пород), получивший развитие в различных частях Корякского нагорья, имеет четкую структурную приуроченность к основанию тектонических пластин и реке — к зонам вертикального расчленения. Сланцы образовались в результате динамотермального метаморфизма (стрессовых напряжений, сопровождавшихся кремнекислотным метасоматозом) по породам, различным по составу и возрасту. Можно достоверно говорить о том, что в различных структурных зонах комплексы метаморфических сланцев образовались по породам палеозойского (междуречье Четкинваям — Иомраутваам), юрско-мелового (Чирынайский меланж) и даже сенонского возраста (Алькатваамская структурная зона).

Повсеместно в Корякском нагорье в любой структурной обстановке комплекс палеозойских вулканогенно-кремнистых пород тесно ассоциирует с габбро-гипербазитами, трансгрессивно перекрывая их или образуя с ними взаимопереходы. В Усть-Бельских горах наблюдается непрерывный разрез от габбро-гипербазитов к эффузивам девона; такие же переходы характерны для пород габбро-гипербазитовой ассоциации и отложений палеозоя в бассейне р. Четкинваям. В районе горы Эконай (оз. Пекульнейское) вулканогенно-кремнистые отложения верхнего палеозоя трансгрессивно залегают на габбро-гипербазитах.

Большое сходство изученных автором офиолитовых разрезов в различных частях Корякского нагорья с разрезами офиолитовых комплексов в современных океанах позволяет отнести габбро-гипербазитовый комплекс к меланократовому (океаническому) фундаменту, на котором развивался геосинклиальный процесс.

Принимая во внимание сказанное, можно с достаточным основанием полагать, что Корякская геосинклиальная система с ее палеозойскими кремнисто-вулканогенными толщами и мезозойскими граувакковыми, флишевыми, терригенными, кремнистыми и вулканическими комплексами возникла на первичном симатическом субстрате, а ее развитие шло по пути направленного преобразования океанической коры в кору континентального типа.

По характеру проявления эффузивного магматизма и количественным соотношениям в разрезах между лавами и кремнистыми осадками в палеозое Корякская складчатая система была, конечно, эвгеосинклиалью, а по типу коры, на которой развивался геосинклиальный процесс, — талассогеосинклиалью (Богданов, 1966, 1969). Большое количество кремней и фтанитов в палеозойских разрезах нагорья указывает на то, что в целом это была область глубоководного осадконакопления. Но надо сказать, что геосинклиальный трог не был плоской равниной или идеально выраженным прогибом; на его поверхности на отдельных участках возвышались подводные поднятия, рифы и горы, о чем свидетельствуют присутствующие в палеозойских разрезах известняки с коралловой фауной и сопровождающие их вулканические постройки.

Крайнее западное ограничение палеозойской эвгеосинклинали соответствует зоне сочленения Пенжинско-Марковской впадины и Мургалевского антиклинория (Геология СССР, 1970). Вдоль этого шва древняя океаническая впадина сочленялась с континентом. Близость континентального обрамления отразилась на фациях отложений, развитых вдоль шва. В самом деле, если отложения девона представлены кремнисто-вулканогенными формациями, то каменноугольно-пермские уже сложены комплексом терригенных полимиктовых песчаников (до конгломератов), алевролитов, аргиллитов. В составе грубообломочного материала значительное место принадлежит гранитоидам, кварцевым галькам, а также эффузивам основного состава, габбро и гипербазитам. Спилиты, базальты и диабазы из низов девонского разреза образуют взаимопереходы с подстилающим комплексом полосчатых габбро. В карбоне габбро-гипербазитовый фундамент был выведен по плоскостям пологих надвигов в область размыва. Полимиктовый состав каменноугольно-пермских отложений указывает на то, что область сноса в геосинклиальный трог служили, с одной стороны, структуры континентального обрамления, с другой — офиолитовые комплексы фундамента эвгеосинклинали.

Сходный или близкий состав имеют палеозойские разрезы в других частях Корякского нагорья, например в бассейне р. Ваеги и в Пенжинском крае. Неясное положение в структуре района занимают

отложения ордовика-силура в Понтонейских горах, представленные зелеными сланцами, песчаниками, алевролитами и известняками (Мигович, 1963). Возможно, терригенный состав ордовикско-силурийских отложений в Таловско-Пекульнейской структурной зоне объясняется близостью континентального уступа, с которого поступал аркозовый материал. В более удаленных в сторону океана частях нагорья, по данным И.М. Русакова и Б.Х. Егиазарова (1959б), отложения ордовика-силура имеют существенно океанический, вулканогенно-кремнистый характер. Вулканогенно-кремнистые отложения девона повсеместно тесно связаны с габбро-гипербазитовыми комплексами. Наличие галек габбро в конгломератах нижней перми (Пономарев, Добрецов, 1966) указывает на то, что меланократовое основание здесь также было выведено в область размыва в каменноугольное время. Переплетение в пространстве разнофациальных отложений ордовика-перми (от песчано-сланцевых и граувакковых до вулканогенно-кремнистых), тесная пространственная связь вулканогенно-кремнистых серий с габбро-гипербазитами и комплексами метаморфических сланцев и, наконец, неоднократный размыв пород меланократового фундамента указывают на сложный характер сочленения палеозойского океана и континента, на присутствие здесь расчлененной и высокоподвижной тектонической зоны.

Именно в таких зонах можно предполагать погружение офиолитовых серий под континентальные, формирование отраженных (от жесткого континентального упора) надвиговых чешуй, сложенных офиолитами, развитие сложного и фациально изменчивого комплекса пород, образование зон серпентинитового меланжа в основании тектонических чешуй и проявление процессов зеленосланцевого и глаукофанового метаморфизма.

Н.А. Богданов (1975) считает, что в девонское время вдоль современной Таловско-Пекульнейской структурной зоны произошло образование островной дуги, которая с востока отделяла окраинное море от океана. Фации девонских отложений не противоречат этому. Дополнительным доказательством существования здесь островной дуги служат выходы меланократового фундамента с комплексом метаморфических сланцев, характерных для основания островных дуг (Марков, 1970, 1973).

Восточнее располагался геосинклиальный трог, в котором в девоне-перми на габбро-гипербазитовом основании накапливались преимущественно вулканогенно-кремнистые отложения. Рельеф геосинклиального трога был довольно расчлененным, во всяком случае настолько, что одновременно могли накапливаться и глубоководные кремни (фтаниты), и мелководные рифовые постройки. Отсутствие точных аналогов современных желобов в геосинклиальных системах прошлого отмечает Ю.М. Пушаровский, считая, что "данный тип тектонических структур представляет собой скорее всего порождение последних периодов геологической истории Земли" (Пушаровский, 1972, с. 169).

Необходимо сказать несколько слов о месте меланократового фундамента и времени процессов габброизации, зеленосланцевого и глаукофанового метаморфизма в палеозойской истории развития. А.В. Пейве (1969), А.Л. Книппер (1970), М.С. Марков (1970, 1973) и другие исследователи считают, что габбро-гипербазитовые образования относятся к догеосинклинальным образованиям древних океанов, на которых развивался геосинклинальный процесс. Наиболее древними осадками, известными в Корякском нагорье, являются отложения ордовика-силура, следовательно, возраст меланократового фундамента должен быть доордовикским и, возможно, верхнепротерозойским. Ю.М. Пушаровский (1970, 1973) пришел к выводу, что Тихий океан существует по крайней мере 1,5 млрд. лет.

Процессы габброизации происходят еще в догеосинклинальную стадию (Макарычев, 1974), значит, к моменту заложения геосинклинальных трогов на месте Корякского нагорья (в доордовикское время) габбро-гипербазитовый фундамент уже существовал. Прямые геологические данные не противоречат этому: так, в районе горы Эконай обломочный материал габброидов и гипербазитов встречается в базальном горизонте верхнепалеозойских отложений, в районе горы Отрожной - в отложениях нижнего карбона, в Пенжинском кряже - в нижней перми (Пономарева, Добрецов, 1966); наконец, в бассейне р. Ваеги в гравелитах фаунистически охарактеризованного силура отмечается многочисленная галька глаукофан-эпидотовых, глаукофан-лавсонитовых, а также зеленых сланцев и амфиболитов (Цветков, Невретдинов, 1973).

Несколько разноречивы данные радиологического определения возраста пород меланократового фундамента. К настоящему времени накопилось большое количество определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом габбро-гипербазитов, плагиогранитов, связанных с породами меланократового фундамента и метаморфических сланцев из различных частей Корякского нагорья. Ранее мы отмечали, что, как правило, калий-аргоновые определения дают омоложенный возраст анализируемых пород, что связано с утерей радиогенных изотопов в процессе прогрессивного метаморфизма и в еще большей степени в результате наложенного диафореза. Наиболее древние определения пород в Таловско-Пекульнейской структурной зоне относятся к лерцолитам Усть-Бельского массива - 380 ± 100 млн. лет (Пинус и др., 1973); возраст метаморфических сланцев из Пенжинского кряжа 330-350 млн. лет (Пономарев, Добрецов, 1966), полосчатых габбро с южных отрогов Усть-Бельских гор 188 млн. лет (данные автора). В то же время дайки гранит-порфиров, прорывающих толщу этих габброидов, дают 304 млн. лет, а кварц-альбит-мусковитовые жилы среди габброидов - 247 млн. лет. А если вспомнить, что галька габброидов имеется в конгломератах нижнего карбона, то омоложенность радиогенного возраста пород меланократового фундамента становится очевидной.

Наиболее древние определения по лерцолитам и метаморфическим сланцам указывают на возраст пород в интервале докембрий - ордо-

вик, что хорошо увязывается с прямыми геологическими данными о возрасте пород меланократового фундамента. В Майнишской структурной зоне наиболее древние определения габброидов – 160 млн. лет (бассейн р. Кэнкэрэвеем). В Эконайской структурной зоне возраст габброидов из полосчатого комплекса, описанного в настоящей работе, равен 102 млн. лет; в то же время галька этих пород имеется в базальном горизонте верхнепалеозойских отложений.

Формирование комплексов метаморфических сланцев оторвано во времени от процессов габброизации. Метаморфизм связан с ранними этапами геосинклинального развития и, как было показано ранее, обусловлен стрессовыми воздействиями на различные по составу и возрасту породы в сочетании с циркуляцией кремнeshелочных растворов.

Краткий обзор палеозойской истории развития северо-восточной части Корякского нагорья показывает, что палеозойская геосинклиналь заложилась на меланократовом фундаменте в зоне сочленения Тихого палеоокеана и континента и на всем протяжении от ордовика до перми носила ярко выраженные черты эвгеосинклинального типа развития. С ростом частных поднятий в ложе геосинклинального трога в карбон-пермское время связано формирование первых надвиговых структур, по которым в область размыва были выведены породы меланократового фундамента. Этими же процессами в ряде мест было, видимо, обусловлено образование глаукофан-лавсонитового и зеленосланцевого комплексов метаморфических сланцев. Структуры палеозоя Корякского нагорья являются частью палеозойского геосинклинального пояса, прослеживающегося по периферии Тихого океана.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

О раннемезозойской (доверхнеюрской) истории развития северо-восточной части Корякского нагорья определенно говорить трудно, так как выходы фаунистически охарактеризованных отложений нижнего и среднего триаса здесь неизвестны, а единичные выходы отложений верхнего триаса, нижней и средней юры недостаточно представительны. В частности, нигде достоверно не установлены взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями. Единственный послынный разрез от верхнего триаса до верхней юры описан Г.П. Тереховой (Геология СССР, 1970) в Кутинской антиклинали на левобережье среднего течения р. Анадырь. Общая мощность разреза 1700 м, разрез непрерывный и представлен терригенными отложениями с незначительной примесью вулканомиктового материала. В верхах разреза появляются туфобрекчии андезитового состава. Верхнеюрские отложения несогласно перекрываются сенонскими отложениями флишвидного облика. Взаимоотношения с подстилающими отложениями неизвестны, так как поднятие Кутинской антиклинали со всех сторон перекрыто мощным чехлом четвертичных отложений Бельской впадины.

Вдоль Таловско-Пекульнейской структурной зоны отложения нижней юры известны лишь в Понтонейских горах, где они согласно перекрываются терригенными породами средней юры и с размывом залегают на нижнекаменноугольных отложениях (Мигович, 1963). В районе Усть-Бельских гор из раннемезозойских отложений известны лишь терригенные породы средней юры, которые в виде тектонического клина залегают в пакете тектонических чешуй (см. гл. II).

В междуречье Великая - Хатырка верхнетриасовые отложения известны в хр. Кэнкэрэн, в Чирьнайских горах и в бассейне р. Четкинваям. Первые два выхода триасовых отложений представлены изолированными в плане выходами терригенных пород площадью в несколько квадратных километров; их взаимоотношения с перекрывающими и подстилающими отложениями не установлены. В бассейне р. Четкинваям И.М. Русаковым описан разрез триасовых отложений и их трансгрессивное налегание на отложения наанкнейской свиты карбон-пермского возраста. Как удалось установить автору, выход верхнетриасовых отложений в этом месте представлен глыбой туфотерригенных пород (фауна *Halobia ex gr. superba* Mois. была собрана еще И.М. Русаковым; мы повторили сборы) в серпентинитовом меланже; поэтому о каких-либо взаимоотношениях в разрезе триасовых отложений говорить не приходится (размер глыбы не превышает 15 м в поперечнике). Несколько западнее этого места, в среднем течении р. Линлиретваям Первая, в олистолитах черных аргиллитов из верхнемеловой олистостромы нами собрана фауна аммонитов и иноцерамов средней юры. Размеры олистолитов не превышают нескольких метров в поперечнике.

Определенный интерес представляет толща терригенных осадков с карнийской фауной, изученная анадырскими геологами В.Г. Куприенко, Л.Д. Цветковым и Э.Б. Невретдиновым в бассейнах рек Мукарыля и Березовой (Ваежский тектонический блок). Судя по описаниям, сделанным этими геологами, и из устных бесед с ними выясняется, что верхнетриасовые отложения включают здесь глыбы мраморизованных известняков с фауной девона и карбона. Г.Г. Кайгородцев (1963) считал эти известняки "клиппами", тектонически внедрившимися в отложения триаса. Э.Б. Невретдинов считает, что по своему облику и характеру залегания экзотических глыб карнийские отложения напоминают олистострому. Вот, по сути дела, и все сведения о триас-среднеюрских отложениях северо-восточной части Корякского нагорья.

Крайне ограниченное распространение отложений триаса-средней юры может указывать на то, что в это время осадконакопление происходило лишь в очень небольших по площади и мелководных (терригенный состав отложений) бассейнах; на большей же части территории осадконакопление, видимо, не происходило. Составители 30-го тома "Геологии СССР", считают, что в раннем триасе на территории Корякского нагорья было сформировано горно-складчатое сооружение, а на период со среднего триаса до средней юры при-

ходится наиболее крупная трансгрессия моря, отступившего к западу в пределы Яно-Кольмской геосинклинали. С.М. Тильман (Тильман и др., 1969) писал, что в триасе и юре в пределах Корякской системы не происходило образования геосинклинальных прогибов, наступил период относительной стабилизации квазиplateформенного режима. Однако позже он пересмотрел свои взгляды на триас-юрскую историю. Он считает, что в триасе-ранней юре произошли ломка палеозойского складчатого основания, образование раздвиговых зон, перемещение в стороны от них складчатого основания в связи с чем сформировалась (новообразование) кора океанического типа (Тильман, 1973). Вероятно, такой подход к расшифровке раннемезозойской истории ближе к действительности. Не квазиplateформа, не покой, а коренная перестройка тектонического режима — вот процесс, которым можно охарактеризовать это время.

Перестройка была вызвана поперечным сжатием геосинклинальной системы, повлекшим за собой ломку вулканогенно-кремнистого палеозойского структурного комплекса на фоне вновь образованных иногда, возможно, унаследованных поднятий и прогибов. На склонах поднятий и во впадинах накапливались мелководные осадки и, видимо, формировались первые олистостромы (глыбы палеозойских известняков в карнийских отложениях в бассейне р. Мукарылян).

Формировались также рифовые постройки, доказательством чему служат мраморизованные известняки с фауной кораллов и фузулид верхней перми-нижнего триаса, обнаруженные автором в Эльгеваемской зоне меланжа на левобережье р. Малый Научирынай (Александров, Богданов и др., 1975).

Рост гипербазитовых валообразных поднятий и как следствие проявление пластичной серпентинитовой смазки на их склонах способствовало соскальзыванию палеозойского комплекса в сопряженные впадины, образованию систем сколов (рис. 35), вдоль которых происходило протрудирование пластичных серпентинитов.

К позднейюрскому времени в Корякской геосинклинали существовало Майнишкое подводное вулканическое поднятие. Положение его соответствовало примерно оси современной одноименной структурной зоны (без учета палинспастических построений).

Майнишкое поднятие меланократового фундамента и сопряженная с ним цепь подводных вулканических гор разделяли Алганский и Алькатваамский прогибы. Рельеф Майнишкого поднятия был резко расчлененным, с цепью подводных вулканических вершин, между которыми располагались глубокие ложбины. Вдоль осевой части подводного поднятия и частично на его склонах формировалась толща вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений (чирынайская серия), обладающая резкой фациальной изменчивостью как по простиранию, так и по разрезу. На склонах подводных вулканических конусов изливались лавы основного состава; в ложбинах накапливалась толща туфотерригенных отложений. Отдельные потоки лав достигали днища ложбин, где они переслаивались с осадочными породами.

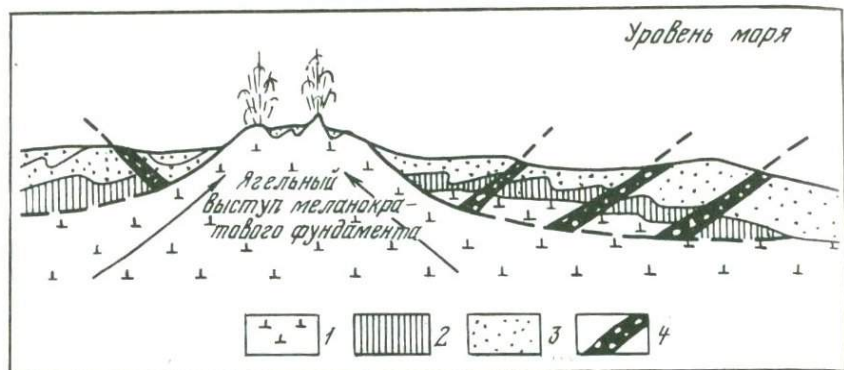


Рис. 35. Разрез-схема формирования чешуйчатого комплекса в Майнищкой структурной зоне

1 — меланократовый фундамент; 2 — вулканогенно-кремнистые отложения палеозоя; 3 — вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения верхней юры — мела; 4 — серпентинитовый меланж

С формированием валообразного поднятия связано гравитационное соскальзывание с него в сопряженные прогибы палеозойского вулканогенно-кремнистого комплекса. Наличие палеозойских отложений на склонах поднятия и в глубоководных впадинах подтверждается обилием глыб палеозойских пород в Чирынайском, Эльгеваамском и Ныгчеквеемском меланже Майнищкой структурной зоны. Таким образом, если в пределах подводного поднятия накопление юрско-нижнемеловых отложений происходило непосредственно на обнажившемся габбро-гипербазитовом фундаменте, то на склонах этого поднятия и в сопряженных впадинах фундаментом для юрско-меловых отложений был комплекс вулканогенно-кремнистых отложений палеозоя.

В Алякватваамском и Алганском прогибах по обе стороны от подводного хребта в это же время накапливались терригенные флишеподобные отложения. Влияние вулканических аппаратов подводных хребтов ощущалось на значительном расстоянии в сопряженных прогибах. Анализируя разрезы верхнеюрских-нижнемеловых отложений вкостр простираения морского бассейна от оси Майнищкого поднятия в сторону современной впадины Берингова моря, можно установить закономерное уменьшение в разрезах продуктов вулканической деятельности. В отложениях этого времени в Алякватваамской структурной зоне еще присутствует вулканомиктовый и туфогенный материал, а разрезы Эконайской зоны уже существенно терригенные. Последнее обстоятельство, а также отсутствие турбидитных тектур, столь характерных для склоновых фаций отложений Майнищкой структурной зоны, указывают на то, что в пределах современной Алякватваамской зоны была наиболее глубокая часть бассейна, осадконакопление в которой происходило на фоне спокойного погружения. Аналогичные условия седиментации были характерны, види-

мо, и для Алганского прогиба, хотя прямых данных, указывающих на это, нет, так как в современном эрозионном срезе наиболее древними отложениями здесь являются сеноман-туронские. Фации юрско-меловых отложений хр. Рарыткин говорят о том, что это было узкое подводное вулканическое поднятие, аналогичное Майницкому.

Виргация складок в современной структуре нагорья на две ветви - субширотную и северо-восточную, возможно, обусловлена именно положением подводных хребтов Майницкого и Рарыткинского в юрско-меловое время. Однако на этот счет имеются и другие представления, согласно которым признается наличие жесткой глыбы погруженного Анадырского массива, который обтекался мезо-кайнозойскими складчатыми структурами (Белый, 1963).

Наконец, возможен и третий вариант: восточная дугообразная виргация мезо-кайнозойских складчатых комплексов Корякского нагорья (раструб структур) является своего рода отражением общей ориентировки былых впадин, желобов, островных гряд и окраинных морей, составляющих внутреннее обрамление Тихоокеанского кольцевого тектонического пояса, подобно современным структурным ограничениям Японского, Филиппинского и других окраинных морей.

Одновременность и взаимосвязанность процессов роста подводных поднятий, осадконакопления и формирования меланжа подчеркивается олистостромовыми образованиями нижнего мела в Майницкой структурной зоне, всегда приуроченными к контактам меланжа и содержащими олистолиты палеозойских пород, габбро и гипербазитов. Осевая часть подводного поднятия с конца готерива была выведена над уровнем моря и в дальнейшем служила областью сноса; на склонах в подводных условиях продолжалось накопление туфотерригенных отложений.

В хр. Пекульней породы апт-альба с размывом залегают на подстилающих готеривских отложениях, базальные конгломераты которых содержат многочисленную гальку вулканогенно-кремнистых пород палеозоя. В районе Усть-Бельских гор отложений конца нижнего мела неизвестно. Можно считать, что этот район с конца нижнего мела стал областью размыва и отсюда стал поступать материал в сопредельные впадины: наложенную Марковскую и унаследованную Алганскую. В Пенжинском кряже отложения айнынской серии (апт-альб) имеют грубообломочный характер, содержат многочисленную гальку и валуны габбро, гипербазитов и вулканогенно-кремнистых пород палеозоя. Вообще Таловско-Пекульнейская зона с конца раннего мела (и доныне) была устойчивым поднятием, на склонах которого формировались преимущественно грубообломочные отложения.

Такая коренная перестройка в позднемезозойской Корякской геосинклинали не могла не отразиться на континентальном обрамлении. В середине мела заложился Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Формирование этой вулканической структуры надо, видимо, связывать с образованием системы глубинных склонов по

периферии Корякской геосинклинали, по которым в дальнейшем в обстановке растяжения изливались лавы смешанного состава. В этом смысле Охотско-Чукотский вулканогенный пояс можно рассматривать как резонансно-тектоническую структуру в понимании Ю.М. Пушаровского (1969). Примечательно, что альбское время во многих районах Тихоокеанского обрамления, да и в пределах ложа Тихого океана характеризуется повышенной тектонической активностью (Хаин, 1971; Богданов, 1975).

Если Алганский прогиб в меловое время был сравнительно обширным окраинным морем, ограниченным с запада континентальным склоном и цепью поднятий вдоль Таловско-Пекульнейского шва, а с востока Майнишким подводным вулканическим поднятием, то Альтатваамский прогиб в это время больше всего напоминал современные желоба. К рассматриваемой системе уже вполне применим принцип актуализма на примере сходства с существующими ныне системами: окраинное море - дуга - глубоководный желоб.

Процессы поперечного сжатия, проявившиеся в раннем мезозое, получили дальнейшее развитие в конце раннего мела; особенно интенсивно они проявились в позднем меле. Так, несмотря на флишевый в общем облик баррем-альбских отложений Альтатваамской зоны, в их разрезах вместе с тем отмечаются прослои гравелитов и конгломератов с обломочным материалом вулканогенных пород, а также перетолженных обломков с фауной бухий юры и валанжина. Непрерывающееся сжатие привело в баррем-аптское и сенонан-гуронское время к срыву основания, сложенного породами габбро-гипербазитового фундамента и вулканогенно-кремнистым комплексам палеозоя. Пластичная гипербазитовая смазка способствовала надвиганию зародившегося покрова на юго-восток. Так сформировался, по-видимому, Эконайский покров. При сползании покрова в Эконайскую зону его фронтальная часть разрушалась, формируя готерив-аптскую и сенонскую олистостромы.

Одновременно в процессе базального стесывания и перемешивания в основании покрова габбро-гипербазитов формировался серпентинитовый меланж. В палеогене Альтатваамский прогиб под воздействием сжатия становится поднятием и в дальнейшем служит жестким упором для продвигающихся пакетов тектонических чешуй Майнишской структурной зоны. Перед фронтом Майнишского пакета чешуй также формируется олистострома (верхнее течение р. Ныгчеквеем). Интенсивное сжатие Альтатваамской зоны обусловило высокую степень дислоцированности пород в ее пределах и повлекло образование многочисленных послонных срывов и протяженных надвигов. Вдоль осевой части Альтатваамской структурной зоны по крупному разлому, возникшему в осадочном чехле, на пределе компетентности слоев происходит протрудирование серпентинитового меланжа, который вынес вместе с собой многочисленные глыбы габброидов и палеозойских пород.

Сенонская олистострома, развитая вдоль юго-восточного фланга Таловско-Пекульнейской структурной зоны, указывает на круп-

ные горизонтальные перемещения и формирование здесь чешуйчато-покровных комплексов в это же время.

В хр. Рарыткин отложения амочинской свиты (верхний турон) имеют груботерригенный состав; для него характерны мощные пачки плохо сортированных гравелитов и конгломератов.

На р. Горной Г.П. Терехова (материалы 1969 г.) в отложениях верхнего турона наблюдала хаотические структуры, связанные, по ее мнению, с крупными подводными оползаниями. В них нередко наблюдается невообразимая мешанина из песчаников и алевролитов; в алевролитах рассеяны гравий и галька, а песчаники заключены в них в виде "линз", "кусков", "колобков" и т.д., слои изогнуты самым различным способом и иногда соприкасаются друг с другом впритык. По описаниям, фотографиям и зарисовкам, которые приводит Г.П. Терехова, хаотические отложения верхнего турона вполне могут быть классифицированы как олистострома. Таким образом, и в хр. Рарыткин на это же время приходится коренная перестройка тектонического режима с горизонтальными движениями масс горных пород по пологим надвигам, широко здесь развитым. Такое время покровообразования хорошо увязывается с общей историей геологического развития Корякской складчатой системы в эпоху главной перестройки тектонического режима — перехода от флишевого осадконакопления к молассовому.

Алганский унаследованный прогиб на протяжении всего позднего мела продолжает оставаться областью кремнисто-терригенного осадконакопления, хотя горизонтальное сжатие всей складчатой системы отразилось и на этой структуре. Верхнемеловые отложения здесь повсеместно смяты в узкие, нередко изоклинальные и килевидные складки; широко проявлены процессы катаклаза и милонитизации.

Современный структурный план Корякского нагорья сформировался окончательно в неоген-четвертичное время, когда продолжались значительные по амплитуде вертикальные и горизонтальные перемещения масс горных пород. Об этом свидетельствует тиллитовидная олистострома на южных склонах Усть-Бельских гор, возраст которой установлен палинологически как ранний плейстоцен. В составе обломочной части этих своеобразных тектонических образований, сформировавшихся уже в условиях суши, присутствуют породы от палеозоя до миоцена включительно.

На левобережье р. Кэнкэрэеом тектоническая пластина, сложенная отложениями верхней юры-нижнего мела по плоскости протяженного пологого надвига, залегает на отложениях олигоцен-миоцена. Лишь за четвертичный период сформировалась почти 700-метровая толща конгломератов бычинской свиты на западном склоне хр. Пекульней. Наконец, в истоках р. Чирьнай, в каньонообразном ущелье автор наблюдал протрузию серпентинитового меланжа в верхнечетвертичных отложениях.

Высокая тектоническая активность в неоген-четвертичное время характерна, как известно, для всего обрамления Тихого океана.

Об амплитудах горизонтальных перемещений отдельных тектонических пластин, чешуй и покровов мы уже писали в соответствующих разделах при характеристике структурных зон. Минимальное перемещение пакета тектонических чешуй в Таловско-Пекульнейской структурной зоне составило не менее 50 км; направление движения пакета покровных чешуй происходило с северо-запада на юго-восток. Величина перемещения чешуй Майницкой структурной зоны, видимо, не превышала 10-15 км; перемещение происходило в этом же направлении от Ягельного выступа меланократового фундамента. Эконайский покров двигался со стороны Алькатваамской зоны; судя по ширине перекрытого автохтона, минимальная величина перемещения покрова составила не менее 30 км.

Надо сказать, что указанные величины говорят лишь о перемещениях конкретных геологических тел. Общая же величина сокращения геосинклинальной системы за всю историю ее развития может значительно превысить приводимые цифры, но для доказательства этого предположения потребуется провести специальные исследования, сопровождающиеся поиском корней покровов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетние полевые исследования, проведенные автором в северо-восточной части Корякского нагорья, последующий анализ и систематизация всего имеющегося материала позволили пересмотреть устоявшиеся представления о геологическом строении, тектонике и истории геологического развития этого региона, в основе которых лежали идеи о ведущей роли вертикальных движений и геосинклинальном процессе с инициальным офиолитовым магматизмом. Как выяснилось, определяющая роль в формировании структуры нагорья принадлежит горизонтальным движениям, и особенности его истории отвечают основным чертам развития тихоокеанских геосинклиналей, сформировавшихся на океанической коре.

В пределах исследованной части Корякского нагорья выделяют Таловско-Пекульнейская, Майнишкая и Эконайская тектонические зоны, залегающие полностью или частично в аллохтоне, и автохтонные зоны — Алганская и Аьккатваамская.

В результате исследований было установлено, что в пределах выделенных аллохтонных зон широко развиты протяженные надвиги, пакеты чешуй и покровы, в основании которых залегают серпентинитовый меланж и олистострома.

Геолого-геофизические исследования Корякского нагорья позволяют считать, что палеозойские отложения повсеместно накапливались на коре океанического типа, сложенной габбро-гипербазитами. Мезо-кайнозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения в зонах раздвигов формировались на габбро-гипербазитовом "фундаменте", а в зонах сжатия — на палеозойском складчатом основании.

Анализ имеющегося фактического материала позволяет наметить основные черты развития Корякской геосинклинали исходя из процессов направленного преобразования изначально океанической коры в континентальную путем формирования гранитно-метаморфического слоя (Пейве и др., 1972). В соответствии с этим океанической стадии развития геосинклинали в разных частях нагорья отвечают отложения ордовика-перми. Вместе с тем в Пенжинском крыже среднепалеозойские отложения представлены толщами туфотерригенных осадков, отвечающих переходной стадии, а карбон-пермские отложения Усть-Бельских гор, видимо, отвечают раннеорогенной стадии и представлены молассоидными отложениями. Если учесть, что на этот же промежуток времени приходится формирование комплекса малых интрузий кислого состава, то можно считать, что в позднем палеозое в отдельных участках Корякского нагорья произошли первые фазы формирования гранитно-метаморфического слоя.

Если мезозойские отложения (до сенона включительно) в целом отвечают переходной стадии развития эвгеосинклинали, то на отдельных участках, в зонах растяжения (где происходило новообразование океанической коры) вновь могли установиться океанические условия осадконакопления. Это кремнисто-вулканогенные и вулканогенные верхнеюрские отложения низов чирынайской серии в Майнической структурной зоне и, видимо, верхнеюрско-нижнемеловые отложения кингеевской свиты в Пенжинском кряже.

Повсеместное наступление раннеорогенного этапа (но не континентальной стадии!) надо связывать со становлением датско-палеогеновой эпохи накопления угленосных моласс, с последующим субаэральным излиянием лав контрастных серий и с внедрением комплексов даек и малых интрузий умеренно кислого и кислого состава. В то же время происходит очередная активизация горизонтальных и вертикальных перемещений земной коры, продолжающаяся и в четвертичный период. Все эти процессы указывают на то, что эпоха становления гранитно-метаморфического слоя на огромных пространствах Корякской складчатой области отвечает началу становления континентальной коры.

Индикатором покровных и чешуйчатых структур является олистострома, широко развитая в северо-восточной части нагорья. В соответствии с возрастом олистостромовых отложений наиболее крупные по своим масштабам перемещения масс горных пород произошли в триасе, середине мела, позднем мелу и в постмиоценовое время. Таким образом, период формирования чешуйчатых и покровных структур в Корякском нагорье был длительным, но сами перемещения занимали короткие промежутки времени, в течение которых происходило становление отдельных разновозрастных "островов" гранитно-метаморфического слоя. Однако процесс скупивания (термин А.В. Пейве) все еще не обеспечил монолитности и прочности разновозрастных сиалических масс, характерных для континентальных блоков земной коры. Образование чешуйчатых и покровных структур неоднократно сопровождалось формированием меланжей, в результате чего офиолитовые комплексы оказались выведенными на дневную поверхность.

С офиолитовыми комплексами тесно связаны проявления и месторождения ртути, хромитов и других полезных ископаемых. Положение офиолитовых серий в основании покровов и чешуй обусловило структурно-металлогеническую зональность Корякского нагорья (выделяется девять зон). Наличие меланократового основания определило фемический тип металлогении в его пределах. Выработанные критерии связей между офиолитовыми комплексами, их структурным положением и проявлением полезных ископаемых позволяют прогнозировать нахождение месторождений ртути в Чирынайской зоне меланжа и в меланжах Эконайской структурной зоны.

Предлагаемая работа является, по существу, первым монографическим обобщением имеющихся данных о строении и истории формирования большого по площади района в пределах северо-за-

падного сектора Тихоокеанского тектонического пояса с позиций геосинклинальной теории в ее современном понимании. Автор надеется, что выполненное им исследование будет способствовать развитию более глубоких представлений о процессах и закономерностях формирования континентальных структур земной коры в обрамлении Тихого океана.

Конечно, не на все вопросы удалось найти однозначные ответы. Многие из них лишь поставлены и ждут своего решения. Это, например, местонахождение корней покровов и амплитуды горизонтальных перемещений, палинспастические реконструкции, проблема возраста фундамента, роль гранитоидного магматизма и многие другие.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П. Этапы развития Корякско-Анадырской складчатой области в раннемеловую эпоху. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 10.
- Александров А.А. Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирьнай (Корякское нагорье). - Геотектоника, 1973, № 4.
- Александров А.А. Офиолиты Усть-Бельских гор (Корякское нагорье). - Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Бялбжеский С.Г., Марков М.С., Тильман С.М., Хаин В.Е., Чехов А.Д. Новые данные по тектонике Корякского нагорья. - Геотектоника, 1975, № 5.
- Александров А.А., Бялбжеский С.Г., Колясников Ю.А., Марков М.С., Тильман С.М., Чехов А.Д. Три типа домастрихтских разрезов мезозоя северо-восточной части Корякского нагорья. - В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975. (Тезисы докл. межведомств. стратигр. совещ.).
- Александров А.А., Мигович И.М., Невретдинов Э.Б. Пенжинско-Пекульнейский пояс офиолитов. - Матер. по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 22. Магадан, 1975.
- 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. Магадан, 1975. (Тезисы докл. межведомств. стратигр. совещ.).
- Аникеев Н.П., Васьяковский А.П., Дабкин И.Е., Попов Г.Г., Тигов В.А. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР. - Матер. по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 11. Магадан, 1957.
- Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, т. 11 (4).
- Афанасьев Г.Д., Брандт С.Б., Гаррис М.А. Состояние и перспективы радиологических исследований. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1970, № 4.
- Бабкин П.В., Ким Е.П., Розенблюм И.С. Условия локализации мышьяково-ртутного оруденения в Тамватнейском рудном узле. - Геол. рудных месторожд., 1974, т. 14, № 2.
- Бабкин П.В., Шило Н.А., Сидоров А.А. Некоторые особенности металлогении Северо-Востока. - В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972. (Труды СВКНИИ, вып. 44).
- Бейли Э.Г., Блейк М.К. Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое. - Геотектоника, 1969, № 4.
- Белый В.Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды Северо-Востока Азии). - Матер. по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963.
- Белый В.Ф., Николаевский Л.Л., Тильман С.М., Шило Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1:2 500 000. М., ГУГК, 1966.
- Бергер В.П. Эволюция сурьмяного и ртутного оруденения подвижных областей. - В кн.: Проблемы металлогении в свете идей новой глобальной тектоники. Л., 1973.

- Богданов Н.А. Строение палеозойд запада Тихоокеанского кольца. - Геотектоника, 1966, № 2.
- Богданов Н.А. Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья. - Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3.
- Богданов Н.А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., "Наука", 1975.
- Богидаева М.В., Матвеев В.Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР). - Труды ВНИИ-1. Геология, вып. 59. Магадан, 1960.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР. М., "Недра", 1967.
- Бушуев М.П. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта. - Владтрансиздат, 1954 (Труды НИИГА, т. 62).
- Верешагин В.Н. Сопоставление меловых отложений различных регионов северной части Тихоокеанского пояса. - Труды Межведомств. совещ. по разработке унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Верешагин В.Н., Михайлов А.Ф. Материалы к стратиграфии мела Корякско-Камчатской области. - Матер. по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 13. Магадан, 1958.
- Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. - Геохимия, 1956, № 1.
- Геология СССР, т. 30, Северо-Восток СССР, ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра", 1970.
- Гладенков Ю.Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье). - В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. - Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 89.
- Добрецов Н.Л. Жаденитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре. - В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенеза (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 166). М., "Наука", 1964.
- Добрецов Н.Л. Лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенических поясов. В кн.: Орогенические пояса. М., "Наука", 1968. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол.).
- Дундо О.П., Жамойда А.И. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Великой и характерный комплекс валанжинских радиоларий. - В кн.; Геология Корякского нагорья. М., Госнаучтехиздат, 1963.
- Егиазаров Б.Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья. - В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госнаучтехиздат, 1963.
- Егиазаров Б.Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л., "Недра", 1969.
- Егиазаров Б.Х., Дундо О.П., Анিকেева Л.И., Русаков И.М., Дегтяренко Ю.П. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. - Труды НИИГА, 1965, т. 148.
- Егиазаров Б.Х., Закржевский Г.А. Кайнозойский вулканизм восточной части Корякского нагорья. - Труды НИИГА, 1960, т. 114.
- Ефимов А.А. О роли метасоматоза и формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации. - В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973 (ротапринт).
- Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л., "Недра", 1972. (Труды ВСЕГЕИ, т. 183).
- Желнин С.Г., Валпетер А.П., Прусс Ю.Б. О роли кор выветривания в формировании россыпей Северо-Востока. - В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972. (Труды СВКНИИ, вып. 44).

- Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтонейских гор (Пенжинский кряж). Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. (Тезисы докл. межведомств. стратигр. совещ.).
- Ицксон М.П. Планетарные металлогенические системы Тихоокеанского сегмента Земли. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. (Краткие тезисы докладов к Всесоюз. научно-исслед. совещ. "Проблемы металлогении в свете идей новой глобальной тектоники", 17–20 декабря 1973 г.). Л., 1973.
- Ицксон М.П., Бергер В.И., Егизаров Б.Х. Главные черты металлогении северной части Тихоокеанского пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., "Наука", 1973.
- Кайгородцев Г.Г. О взаимоотношении габбро с гипербазитами в Усть-Бельском массиве. — Матер. по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 13. Магадан, 1953.
- Кайгородцев Г.Г. Офиолитовые формации хр. Пекульной. — Матер. по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 15. Магадан, 1961.
- Кайгородцев Г.Г. О природе известняковых утесов в бассейне р. Ваеги. — Матер. по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963.
- Книппер А.Л. Габброиды офиолитовой формации в разрезе океанической коры. — Геотектоника, 1970, № 2.
- Красный Л.И. Основы геолого-структурного районирования тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 10, М., "Наука", 1973.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1965. (Труды ГИН АН СССР, вып. 134).
- Кузнецов В.А. Некоторые проблемы металлогении ртути. — Геол. и геофиз., 1968, № 11.
- Кузнецов В.А. Элементы глобальной тектоники и важнейшие закономерности размещения ртутных месторождений. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. (Краткие тезисы докладов к Всесоюз. научно-исслед. совещ. "Проблемы металлогении в свете идей новой глобальной тектоники", 17–20 декабря 1973 г.). Л., 1973.
- Макарычев Г.И. Проблемы становления "гранитного" слоя земной коры на примере западного Тянь-Шаня. — Геотектоника, 1974, № 5.
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1971.
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. — Геотектоника, 1970, № 2.
- Марков М.С. Структурная приуроченность метаморфических комплексов и базальтовый слой земной коры островных дуг. М., "Наука", 1973.
- Матвеев В.Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Магадан, 1960а. (Труды ВНИИ-1, вып. 64).
- Матвеев В.Т. Металлогеническая карта Северо-Востока СССР масштаба 1:500 000. Магадан, 1960б. (Труды ВНИИ-1, вып. 64).
- Матвеев В.Т. Региональные закономерности образования во времени и размещение в пространстве золотого оруденения северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 10. М., "Наука", 1973.
- Мигович И.М. Палеозойские, ранне- и среднемезозойские отложения Пенжинского кряжа. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госгортехиздат, 1963.

- Мигович И.М. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны. — Автореф. канд. дис. Л., 1972.
- Миков Д.С. Атлас теоретических кривых для интерпретации магнитных и гравитационных аномалий. Госгеолтехиздат, 1952.
- Михайлов А.Ф. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами. — Матер. по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 9. Магадан, 1955.
- Михайлов А.Ф. Палеозойские и нижнемезозойские отложения Пенжинского кряжа. — Материалы совеш. по разработке унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Михайлов А.Ф. Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации северной части Корякско-Камчатской складчатой области. — Труды II Всесоюз. петрогр. совеш. Ташкент, 1960.
- Михайлов А.Ф., Заединова И.Б. Зеленокаменная вулканогенная формация юго-западной части Пенжинского кряжа. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25, Л., 1960.
- Моисеенко В.Г. Геохимические основы металлогении золота. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 10. М., "Наука", 1973.
- Моисеенко В.Г., Шека С.А., Фатьянов М.И., Иванов В.С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1971.
- Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. — Труды Ин-та геол. рудных месторожд., петрограф., минералог. и геохимии АН СССР, вып. 77. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Пироксениты краевых зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности. — В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., "Наука", 1965.
- Невретдинов Э.Б., Зинкевич В.П. Перспективы оловоносности Парханайского рудного узла. — Материалы II Анадырской геол. конф. Информ. бюл., вып. 6. Анадырь, 1974.
- Обручев С.В. Материалы по тектонике северо-восточной Азии. Проблемы сов. геол., 1934, № 6,7.
- Обручев С.В. Очерк тектоники северо-восточной Азии. — В сб.: Академику В.А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. М., "Мир", 1967.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. Палеозоида Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геол., 1972, № 12.
- Пинус В.Г., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Пономарева Л.Г., Добрецов Н.Л. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (Северо-Западная Камчатка). — Геол. и геофиз., 1966, № 4.
- Поярков В.Э. Ртуть и сурьма. (Оценка месторождения при поисках и разведке, вып. 15). М., Госгеолтехиздат, 1955.

- Пушаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры. - Геотектоника, 1969, № 1.
- Пушаровский Ю.М. Океаны: происхождение, возраст, развитие. - Природа, 1970, № 4.
- Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН АН СССР, вып. 234).
- Пушаровский Ю.М. Основные проблемы тектоники Тихоокеанского сегмента Земли. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 10, М., "Наука", 1973.
- Радкевич Е.А. Положение гранитных интрузий в мезозойских структурах Тихоокеанского пояса. - В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 10, М., "Наука", 1973.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М., "Наука", 1976.
- Русаков И.М., Егiazаров Б.Х. Стратиграфия докембрийских и палеозойских отложений восточной части Корякского хребта. - Труды НИИГА, 1958, т. 185.
- Русаков И.М. Стратиграфия и тектоника восточной части Корякского нагорья. - Автореф. канд. дис. Л., 1973.
- Русаков И.М., Егiazаров Б.Х. Стратиграфия мезозойских отложений южного склона восточной части Корякского хребта. - Труды Межведомств. совещ. по разработке унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959а.
- Русаков И.М., Егiazаров Б.Х. Схема стратиграфии допалеозойских и палеозойских отложений Корякского хребта. - Труды Межведомств. совещ. по разработке унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959б.
- Семенов А.И., Старицкий Ю.Г., Шаталов Е.Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., "Наука", 1967.
- Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, Масштаб 1:5 000 000). Глав.ред. А.Л. Яншин. М., "Наука", 1966.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000. Глав.ред. А.Л. Яншин. М., ГУГК, 1966.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1:10 000 000. М., ГУГК, 1970.
- Тильман С.М. Типы мезозойских севера Тихоокеанского кольца. - В кн.: Орогенические пояса. М., "Наука", 1968. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол.).
- Тильман С.М. К вопросу о тектоническом развитии северо-восточной окраины Азии в палеозойское время. - В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госгортехиздат, 1963.
- Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойских севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, "Наука", 1973. (Труды СВКНИИ, вып. 40).
- Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А. Тектоника Северо-Востока СССР. (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР. Масштаб 1:2 500 000). Магадан, 1969. (Труды СВКНИИ, вып. 33).
- Титов В.А. Основные черты рудного оруденения Северо-Востока СССР. В кн.: Проблемы металлогении советского Дальнего Востока. М., "Наука", 1967.

- Титов В.А. Стратиграфия меловых отложений Корякского нагорья. - Труды Межведомств. совещ. по разработке унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Федорчук В.П. О структурно-морфогенических типах рудных тел ртутно-сурьмяных месторождений. - Труды Среднеаз. научно-исслед. ин-та геол. и мин. сырья, 1964, вып. 4.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М., "Недра", 1971.
- Цветков Л.Д., Невретдинов Э.Б. О выделении силурийских и протерозойских (?) отложений на Ваежском поднятии (Корякское нагорье). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9.
- Чехов А.Д., Бялобжеский С.Г., Александров А.А., Меланж и олистостромы восточной части Корякского нагорья. - В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974.
- Чиков Б.М., Иванов В.К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области. - В кн.: Геология Корякского нагорья. - М., Госгортехиздат, 1963.
- Шипулин Ф.К. Самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. - В кн.: Вопросы металлогении. М., "Недра", 1965.
- Щербakov Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., "Наука", 1967.
- Шило Н.А. Актуальные проблемы геологии коренных месторождений золота. - В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972. (Труды СВКНИИ, вып. 44).
- Шило Н.А., Сидоров А.А. Проблемы геологии эндогенных месторождений золота Северо-Востока. - В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1967. (Труды СВКНИИ, вып. 30).
- Шило Н.А., Сидоров А.А., Желнин С.Г. Проблемы металлогении золота и перспективы золоторудных месторождений Северо-Востока СССР. - В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972. (Труды СВКНИИ, вып. 44).
- Greenly E. The geology of Angelsi. - Mem. Gr. Brit. Geol. Surv., 1919.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. - J. Petrol., 1961, vol. 2, N 1.
- Staub R. Die Bahn der Glarner Alpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. Glarus, 1954.
- Termier P. La synthèse géologique des Alpes. - Conference faite le 26 janvier 1906 aux élèves de l'Université Liège. Imprimerie moderne, Liège. Réimprimé dans: "A la gloire de la terre". Nouvelle librairie, Paris, 1906.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Обзор представлений о тектонике Корякского нагорья	5
Таловско-Пекульнейская структурная зона	14
Общий обзор	-
Строение тектонических пластин	17
Автохтон	-
Аллохтон	18
Серпентинитовый меланж и положение гипербазитов в структуре Таловско-Пекульнейской зоны	24
Олигострома	34
Структурная зональность междуречья Великая-Хатырка и района оз.Пекульнейского	38
Майнишкая структурная зона	41
Общий обзор	-
Серпентинитовый меланж	46
Олигострома	58
Алькатваамская зона сложных дислокаций	61
Эконайская зона покровного строения	65
Автохтон	-
Параавтохтон	67
Аллохтон	71
Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых в северо-восточной части Корякского нагорья	89
История формирования чешуйчатых и покровных структур	101
Палеозойский этап и проблема фундамента	-
Мезозойско-кайнозойский этап	105
Заключение	113
Литература	116

Анатолий Александрович Александров

**ПОКРОВНЫЕ И ЧЕШУЙЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ
В КОРЯКСКОМ НАГОРЬЕ**

*Утверждено к печати
Северо-Восточным комплексным
научно-исследовательским институтом
ДВНЦ АН СССР*

Редактор *В.М. Израилев*

Редактор и дательства *Л.С. Тапельзон*

Художественный редактор *А.Н. Жданов*

Технический редактор *Н.Н. Копнина*

1 р. 30 к.

2528