



Н. В. ЦУКАНОВ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ
РАЗВИТИЕ
ПРИОКЕАНИЧЕСКОЙ
ЗОНЫ КАМЧАТКИ
В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ -
РАННЕМ КАЙНОЗОЕ



· НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н.В. ЦУКАНОВ
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ
РАЗВИТИЕ
ПРИОКЕАНИЧЕСКОЙ
ЗОНЫ КАМЧАТКИ
В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ—
РАННЕМ КАЙНОЗОЕ

Труды, вып. 462

Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ



МОСКВА
"НАУКА"
1991

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

N.V. Tsukanov

Tectonic evolution of Kamchatka perioceanic area in the Late Mesozoic
Early Cenozoic

Transactions, vol. 462

Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое-раннем кайнозое / Н.В.Цуканов. М.: Наука, 1991. - 104 с. (Труды ГИН; Вып.462). - ISBN 5-02-002157-1

Монография посвящена геологии Восточной Камчатки. Проведенные исследования показали, что тектонические поднятия Восточно-Камчатской и Прибрежной зон при общей покровной и чешуйчато-надвиговой структуре сложены разноформационными комплексами пород и имеют различное строение. Анализ вулканогенных и туфогенно-терригенных образований поднятий Восточно-Камчатской зоны позволяет реконструировать протяженную островодужную систему. Комплексы, слагающие тектонические поднятия Прибрежной зоны, представлены деформированными океаническими и сенонскими и палеогеновыми островодужными образованиями. Ведущим процессом при формировании структуры Восточной Камчатки являлась тектоническая аккреция.

Табл.2. Ил.31. Библиогр.: 155 назв.

The monograph deals with of Geology the East Kamchatka. Studies carried out show that tectonic uplifts of the East Kamchatka and Coastal Areas although having similar imbricated thrust structures, differ in provenance of rock complexes and their structural relations. Interpretation of the Late Campanian-Early Paleogene volcanogenic and tuffoterrigenous formations the East Kamchatka uplifts leads to reconstruction of a large Island arc system. Complexes composing tectonic uplifts of the Coastal area are represented by tectonized oceanic deposits and Upper Cretaceous to Paleogene island-arc formations. The dominant process to have formed the structure of the East Kamchatka was tectonic accretion.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР А.Л.Книппер (главный редактор),
В.Г.Гербова, Ю.Б.Гладенков, В.А.Дриц

Рецензенты: И.А.Басов, В.П.Зинкевич

Editorial Board:

Corresponding Member of the Academy of Sciences A.L. Knipper, Editor-in-Chief), V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, V.A. Drits
Responsible Editor Academician U.M. Puscharovsky

ПРЕДИСЛОВИЕ

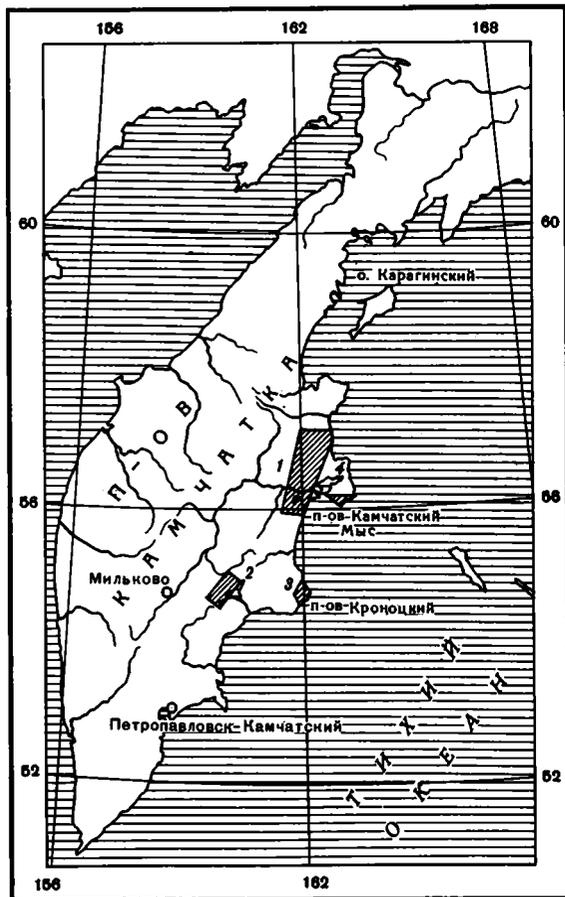
Неослабевающий интерес у исследователей вызывают зоны сочленения континентов и океанов, особенно области активных континентальных окраин. Один из основных вопросов геологии таких переходных зон – направленность развития земной коры. Во многих районах обрамления Тихого океана сейчас установлено, что происходит наращивание континентальной коры (аккреция) за счет присоединения и переработки различных фрагментов океанической и переходной кор. Полуостров Камчатка в силу положения его в зоне сложного сопряжения различных тектонических зон вызывает особый интерес, так как является уникальным объектом для изучения геодинамических процессов и направленности развития земной коры в северо-западном обрамлении Тихого океана.

Работами последних лет показано, что в строении приокеанической зоны Камчатки принимают участие верхнемеловые–нижнепалеогеновые комплексы пород, которые могут быть сопоставлены с образованиями вулканических дуг, окраинных морей, преддуговых и океанических бассейнов. В современной структуре Восточной Камчатки они фрагментарно обнажены среди плиоцен–четвертичных вулкаников северного отрезка Курило–Камчатской вулканической дуги, слагая протяженные неотектонические поднятия с покровным и чешуйчато–надвиговым строением.

Целью выполненного автором исследования являлось изучение геологического строения и соотношения меловых–нижнепалеогеновых комплексов пород Восточной Камчатки, позволяющих восстановить ранние этапы развития этого региона и лучше понять тектоническую историю обрамления северо–запада Тихого океана.

Фактический материал, положенный в основу монографии, получен автором при полевых исследованиях в 1980–1987 гг. на Восточной Камчатке (рис.1). В ходе работ была собрана представительная коллекция образцов, из кремнистых пород которой методом химического препарирования (травление во фтористо–водородной кислоте) были выделены комплексы радиоларий; изучение вулканических пород позволило установить их формационную принадлежность. Наиболее важные результаты работы: 1) определен и уточнен возраст многих ранее немых толщ; 2) выделены среднемеловые (апт–туронские) и верхнемеловые нижнепалеогеновые океанические образования; 3) обоснована разновозрастность разнофациальных толщ, тектонически совмещенных в современной структуре, ранее выделявшихся в многокилометровые серии; 4) установлены покровная и чешуйчато–надвиговая структура поднятий; 5) выявлены этапы тектонических перестроек. Полученные данные позволили разработать модель тектонического развития приокеанической зоны Камчатки в позднемезозойское–раннекайнозойское время, которая, как представляется, должна учитываться при прогнозировании поисков полезных ископаемых.

Работа выполнена в лаборатории тектоники океанов и приокеанических зон Геологического института АН СССР под руководством академика Ю.М.Пушаровского. В ходе исследований автор получал ценные советы и полезные замечания от В.П.Зинкевича, М.С.Маркова, Е.Н.Меланхолиной, Ю.Н.Разницына, А.О.Мазаровича, А.В.Рихтера. Большой объем работы по определению возраста радиоларий выполни-



Р и с. 1. Схема расположения районов исследований

Цифры на карте: 1 - хребет Кумроч, 2 - Валагинский хребет, 3 - восточная часть п-ова Кроноцкий, 4 - южная часть п-ова Камчатский Мыс. Штриховкой показаны районы исследований

ли В.С.Вишневецкая, Д.И.Витухин, Н.Ю.Брагин. Многие вопросы обсуждались с И.В.Хворовой, А.Е.Шанцером, С.Д.Сokolовым, Е.А.Константиновской, Р.М.Юрковой (ГИН АН СССР), А.В.Федорчуком, И.Р.Кравченко-Бережным (ИЛСАН СССР), Б.И.Слядневым (ПГО Камчатгеология), М.Н.Шапиро (ИФЗ АН СССР), В.А.Селиверстовым (ИГЕМ АН СССР). Практическую помощь автору в определении химического состава магматических пород оказал И.Л.Симонов, а в фотографировании скелетов радиолярий под электронным микроскопом - Л.В.Серебренникова.

Свою глубокую признательность автор выражает научному руководителю Ю.М.Пушаровскому, а также В.П.Зинкевичу за постоянную поддержку и консультации во время работы.

Глава первая.

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ ПРИОКЕАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ КАМЧАТКИ

Первые геологические данные по Камчатке были получены более 80 лет назад. До 30-х годов это были результаты отдельных геологических экспедиций. Весь накопленный за это время материал был суммирован С.В.Обручевым и нашел отражение на тектонической схеме Востока СССР [Обручев, 1934]. Камчатка на ней рассматривалась как симметричный ороген, сформированный в альпийскую эпоху складчатости.

В 1930-х годах начинается планомерное изучение геологического строения региона. Ведущая роль при этом принадлежала геологам ВНИГРИ и Академии Наук СССР. Сотрудники ВНИГРИ в основном занимались изучением перспектив нефтеносности структур Камчатки. В этих работах участвовали Б.А.Алферов, Н.И.Лазаренко, Л.А.Гречишкин, М.Ф.Двали, О.С.Вялов, Б.Ф.Дьяков и др. Академические работы возглавлял А.Н.Заварицкий и в них принимали участие А.В.Щербаков, Д.С.Харкевич, И.Д.Соболев, А.Е.Святловский. Благодаря проведенным работам было выявлено более сложное, чем считалось раньше, строение Камчатки. Накопленный материал был систематизирован М.Ф.Двали. В 1939 г. он составил тектоническую схему, где выделялись четыре крупные антиклинальные зоны, протягивающиеся в северо-восточном направлении параллельно друг другу. В 1955 г. эта схема была существенно уточнена [Двали, 1955]. На ней выделялись шесть тектонических областей: Срединно-Камчатский хребет, Восточно-Камчатский хребет (с разделением на зоны), область Восточно-Камчатских вулканов, Восточное побережье, Западное побережье и Центрально-Камчатская депрессия. Отмечалось, что Камчатка претерпела несколько циклов геосинклинального развития, среди которых ведущая роль принадлежит мезозойскому этапу. Подчеркивалось также, что она является мобильной переходной зоной между континентом и Тихим океаном.

На появившейся примерно в то же время тектонической схеме О.С.Вялова (1952 г.) на юге полуострова был показан поворот северо-восточных структур к востоку. Смене северо-восточного простирания структур на северо-западное большое внимание уделялось в работах В.И.Тихонова и Г.Б.Удинцева. Они считали, что первичные структуры Камчатки имели северо-западное простирание и только позднее приобрели северо-восточное направление [Тихонов, 1959]. Для обоснования своей точки зрения они привлекали данные по строению островного склона Камчатки [Тихонов, Удинцев, 1960]. В то же время в работах Г.М.Власова, В.А.Ярмолюка ведущая роль в тектоническом строении отводилась структурам с северо-восточным простиранием [Власов и др., 1963].

В 1961 г. коллектив геологов [Белова и др., 1961] опубликовал книгу, где рассматривались вопросы тектоники Камчатки. На тектонической схеме отображен ряд крупных структур: Западно-, Центрально- и Восточно-Камчатские прогибы, которые разделяются Срединно-Камчатской и Восточно-Камчатской зонами поднятий. Эти структуры, по мнению авторов, являются южными частями Корьякско-Камчатской складчатой области. Выделенные структуры имеют северо-восточное простирание и подразделяются на ряд более мелких поднятий и впадин. Формирование структур происходило в альпийскую эпоху складчатости.

Важным итогом первого этапа площадного картирования Камчатки, начавшегося с создания в 1950 г. геологической службы, было появление 31-го тома Геологии СССР [1964]. В нем Камчатка отнесена к молодым тектоническим сооружениям востока Азии и считается частью Курило-Камчатской дуги. В структуре Камчатки выделяются три структурно-фациальные зоны: Западно-Камчатская, Центрально-Камчатская, Восточно-Камчатская и молодые наложенные вулканические пояса - Срединный и Восточный. Структуры Камчатки сформировались в условиях геосинклинального режима (начиная с позднего мела) в результате пяти фаз складчатости.

П.Н.Кропоткин, анализируя строение этой области, выделяет внутреннюю зону Камчатки, в которую входят Западно-Камчатский прогиб, поднятие Срединного хребта и Тигильская зона, и внешнюю зону. Граница между ними проводится по глубинному разлому, отделяющему геосантиклиналь Срединного хребта от Центрально-Камчатской депрессии. Южный отрезок Камчатки, перекрытый четвертичными вулканиками, относится к внешней дуге Курильской системы. П.Н.Кропоткин указывает на важную роль Петропавловско-Малкинской зоны поперечных дислокаций. Он предполагает, что структура меловых и кайнозойских отложений Камчатки создавалась в основном в результате тектонических движений на границе мела-палеогена и в миоцене [Кропоткин, Шахварстова, 1965].

А.В.Горячевым [1966] также подчеркиваются принципиальные отличия в строении Западной и Восточной Камчатки. Граница между этими зонами проводится по Центрально-Камчатской депрессии. Он полностью отрицает поворот структур с северо-восточным простиранием в районе Петропавловска-Камчатского в сторону Тихого океана [Горячев, 1966].

Такое же деление Камчатки на Западно- и Восточно-Камчатскую зоны проводит Л.И.Красный, при этом первую относит к области с завершенной складчатостью, а вторую рассматривает как активно развивающийся район [Геологическое ..., 1966].

Ю.М.Пуцаровский приокеаническую зону Камчатки считает современной геосинклинальной структурой, не завершившей свое развитие [Пуцаровский, 1972].

В 60-70-е годы благодаря проведению съемочных и тематических работ шло накопление количества фактического материала, в основном по частным структурам. Этими работами было выявлено широкое развитие надвигов в Восточных хребтах и офиолитов на востоке Камчатки [Шандер, Тихонов, 1967; Тихонов, 1968; Селиверстов, 1978]. При обобщающих построениях использовалась в основном тектоническая схема, предложенная Г.М.Власовым [Геология СССР, 1964].

В дальнейшем в этой схеме производились лишь небольшие изменения и уточнения. Так, М.С.Марков и М.Ю.Хотин доказали, например, принадлежность п-ова Камчатский Мыс к основанию Алеутской дуги [Марков и др., 1969].

Вследствие установления сходства офиолитовых ассоциаций с разрезом океанической коры [Пейве, 1969] произошла модификация геосинклинальной концепции и пересмотр взглядов на тектоническое развитие Камчатки. Новые взгляды нашли отражение на Тектонической карте Северной Евразии (масштаб 1:5 000 000) и Тектонической карте Востока СССР (масштаб 1:2 500 000), изданных в 1979 г. На них проведено тектоническое районирование по времени формирования континентальной коры. На территории Камчатки выделены две области с разным временем формирования гранитно-метаморфического слоя. Для Западной Камчатки время становления этого слоя относится к позднему мелу-палеоцену. Восточная Камчатка отнесена к областям с формирующимся гранитно-метаморфическим слоем.

При этом указывается, что данная область заложилась на океанической коре в меловое время. На этих картах выделяются также фрагменты меланократового фундамента, комплексы-показатели становления континентальной коры.

М.Н.Шапиро [1976] анализирует строение и тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. За основу он берет тектоническую схему Г.М.Власова и др. [1963], но считает, что структура переходной зоны наложена на доверхнемиоценовую структуру Камчатки. По его мнению, в допозднемиоценовое время к востоку от Камчатки находились блоки с корой континентального или субконтинентального типа, которые в позднем кайнозое были замещены структурами с океанической корой, замещение происходило *in situ* [Шапиро, 1976].

Ближние взгляды высказывал Г.Б.Удинцев [1972]. Он отмечал связь структур возвышенности Обручева с геосинклинальными образованиями Восточной Камчатки, которая была отделена от них молодой плиоцен-четвертичной дугой и желобом [Удинцев, 1972].

Иную схему тектонического строения приводит в своей работе В.И.Шульдинер. Он полагает, что для всей области Камчатки характерна континентальная кора, но различных типов: для Западной Камчатки – сиалическая, а для Восточной – мафическая и что развитие переходной области происходит за счет преобразования океанической коры в континентальную кору мафического типа [Шульдинер и др., 1981].

В книге В.И.Мараханова и С.В.Потапьева на основе традиционного деления Камчатки на две структурные зоны было уточнено пространственное положение Восточно-Камчатского антиклинория и синклинория, Центрально-Камчатского грабен-синклинория и Срединного антиклинория, выявлен ряд новых структур. Эти авторы отмечают, что Восточно-Камчатская зона заложилась на коре океанического типа и имела эвгеосинклинальное развитие, а Западно-Камчатская зона развивалась на субконтинентальной коре эпимезозойской Охотоморской плиты [Мараханов, Потапьев, 1981].

С появлением и распространением тектоники литосферных плит была предпринята попытка применить ее к тектоническому развитию Камчатки [Леглер, 1977]. Им выделяются два района, имеющие разные типы фундамента: юго-западный, где обнажается Срединный и Ганальский массивы метаморфических пород, и северо-восточный с меловым возрастом фундамента. Предполагается, что линия, разделяющая разные типы фундамента, была границей континента и океана в палеоценовое время. Вся дальнейшая история рассматривается как возникновение и перемещение вулканических дуг к востоку.

Развитие Камчатки как процесса постепенного зарождения и миграции с запада на восток (начиная с позднего мела) островных дуг рассматривается в книге Б.В.Ежова и А.А.Ищенко [1984]. Предполагается, что в середине мела произошла быстрая океанизация субконтинентальной коры палеозойско-мезозойского возраста на месте Восточной Камчатки. На этой океанической коре и происходило развитие вулканических дуг [Ежов, Ищенко, 1984].

Первые данные по строению подводной части Приокеанической зоны Камчатки были получены сотрудниками Института океанологии АН СССР [Удинцев, 1972; Канаев, 1959]. В них в основном содержались сведения о рельефе дна этого района.

В последнее десятилетие благодаря широко поставленным работам в акватории сотрудниками Института вулканологии ДВНЦ АН СССР и САХНИИ были составлены структурно-морфологические и геологические карты подводной окраины Камчатки [Высоцкий, 1983; Тектоника..., 1980; Селиверстов, 1987]. На них выделены

главные структурные элементы континентального склона, нанесены основные системы разломов, а также мощности осадочного чехла. Во многих работах отмечается сложное строение средней и нижней частей островного склона. Вопросы истории изучения этого района изложены в книге "Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба" [1980].

Таким образом, в подавляющем большинстве работ Камчатка рассматривается как полициклично развивающаяся геосинклинальная область. Расхождения в основном касаются характера фундамента, на котором заложилась Камчатская структура. При этих построениях почти не учитываются горизонтальные перемещения. Хотя в последнее время в результате геологического картирования и тематических стратиграфических работ, которые проводили сотрудники ПГО Камчатгеология (Б.И.Сляднев, В.С.Успенский, А.М.Литвинов, М.Е.Бояринова и др.), а также тематических работ геологов Геологического института АН СССР (В.П.Зинкевич, Е.А.Константиновская, Ю.Н.Разницин, А.В.Рихтер, А.А.Пейве, Н.В.Цуканов) и сотрудников ИФЗ (М.Н.Шапиро, А.В.Ландер) было показано, что ведущая роль в формировании структур Камчатки принадлежит процессам, обусловленным значительным горизонтальным сжатием. Эти данные вызывают необходимость изменить представления о тектоническом районировании и соответственно о тектоническом развитии этой области.

Глава вторая.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПРИОКЕАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ КАМЧАТКИ И ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

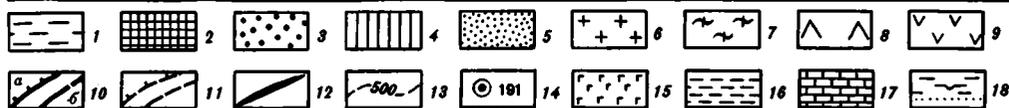
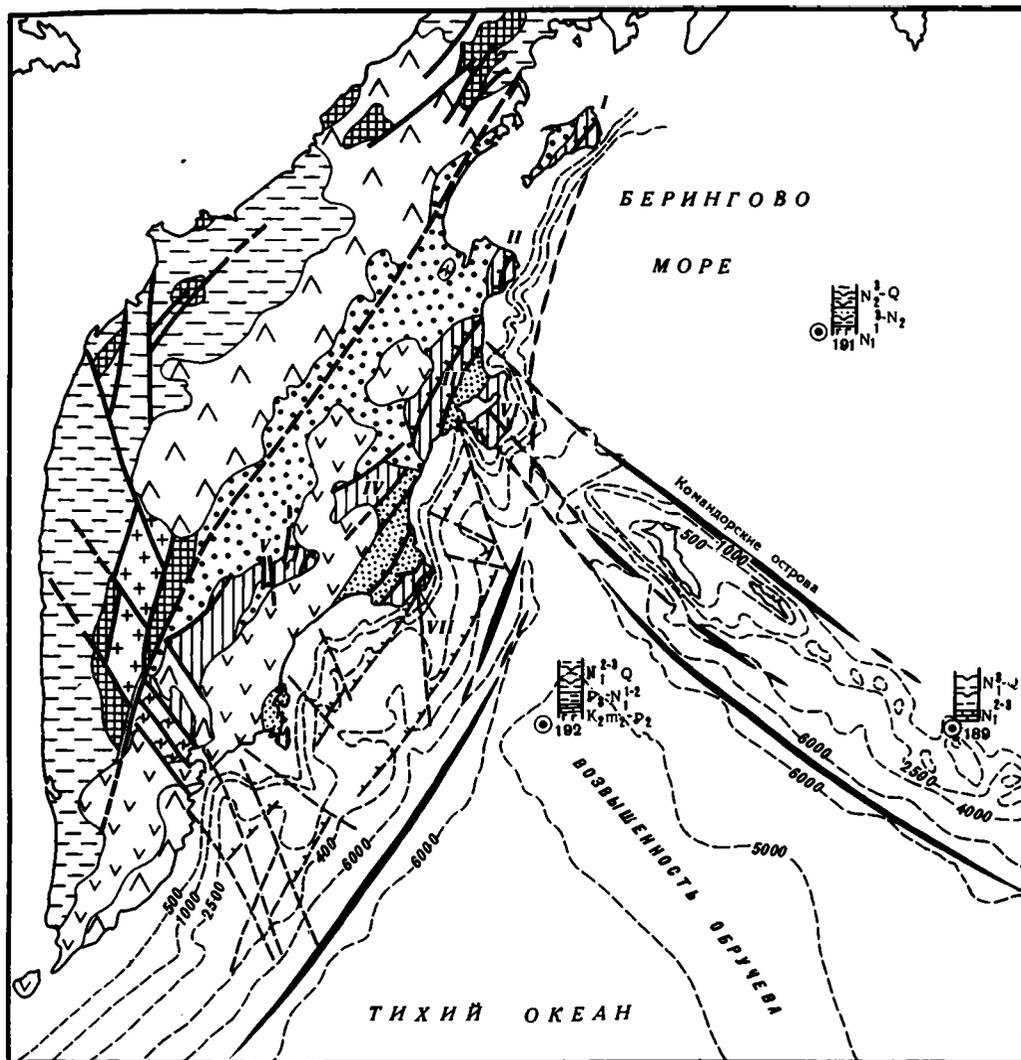
Камчатка располагается в районе сложного сопряжения различных тектонических зон. На юге к ней подходит Курильская островная дуга. На севере простирается Корьянская покровно-складчатая область. С востока к ней приключается Алеутская островная дуга. Такое положение Камчатки обусловило сложное и гетерогенное ее внутреннее строение. В общей структуре Камчатки выделяются две области: западно-камчатская и приокеаническая, которые различаются по геологическому строению и геофизическим характеристикам, а также по времени становления гранитно-метаморфического слоя [Тектоника континентальных ..., 1980]. Западно-камчатской области мы касаться не будем.

Приокеаническая область Камчатки охватывает район непосредственного перехода от континента к океану, где происходит постепенное утонение и выклинивание гранитно-метаморфического слоя. Область характеризуется субконтинентальным типом коры мощностью от 42-47 км под хребтами Восточной Камчатки до 20-24 - под полуостровами [Утнасин и др., 1975; Попов, 1983]. Юго-восточнее кора становится субокеанической.

Граница описываемой области условно проводится по западному борту Центрально-Камчатской грабенообразной депрессии, с другой стороны ее ограничением является глубоководный желоб.

В наземной части приокеанической области Камчатки (рис.2) выделяются две зоны неотектонических поднятий (Восточно-Камчатская и Прибрежная), Центрально-Камчатская депрессия, Восточно-Камчатский прогиб, выполненные мощными толщами кайнозойских отложений, и пояс молодых вулканов.

Тектонические поднятия Восточно-Камчатской зоны: Озерновское, Кумрочское,



Р и с. 2. Схема тектонического районирования Приокеанической зоны Камчатки

I-3 - образования Западной Камчатки: I - кайнозойские, 2 - меловые, 3 - терригенные образования Центрально-Камчатской депрессии; 4 - тектонические поднятия Приокеанической зоны Камчатки (I-У - Восточно-Камчатские тектонические поднятия: I - Карагинское, II - Озерновское, III - Кумроцкое, IV - Тумроцкое, У - Велагинское; VI, VII - система Прибрежных тектонических поднятий: VI - Камчатский Мыс, VII - Кроноцкое); 5 - вулканогенно-осадочные и терригенные образования Восточно-Камчатского прогиба; 6, 7 - метаморфические образования: 6 - Срединного массива, 7 - Ганальского блока и Хавывенской возвышенности; 8, 9 - вулканические пояса: 8 - Центрально-Камчатский, 9 - Восточно-Камчатский; 10 - разрывные нарушения: а - надвиги, б - прочие; 11 - разрывные нарушения подводной части, устанавливаемые по геофизическим и геоморфологическим данным; 12 - оси глубоководных желобов; 13 - изолинии глубин, м; 14 - скважины глубоководного бурения; 15-18 (в колонках): 15 - базальты, 16 - алевролиты, пелиты, 17 - известковистые образования, 18 - илы

Тумрокское, Валагинское и Ганальское. Далее к востоку располагается Восточно-Камчатский прогиб, отделяющий тектонические поднятия Прибрежной зоны – Камчатского Мыса и Кроноцкое. Поднятия сложены в основном вулканогенными и туфотерригенными образованиями позднемелового–раннепалеогенового возраста.

Тектонические поднятия Восточно-Камчатской и Прибрежной зон имеют в целом покровно-складчатое и чешуйчато-надвиговое строение, но различаются по особенностям внутренней структуры и по вещественному составу слагающих их комплексов.

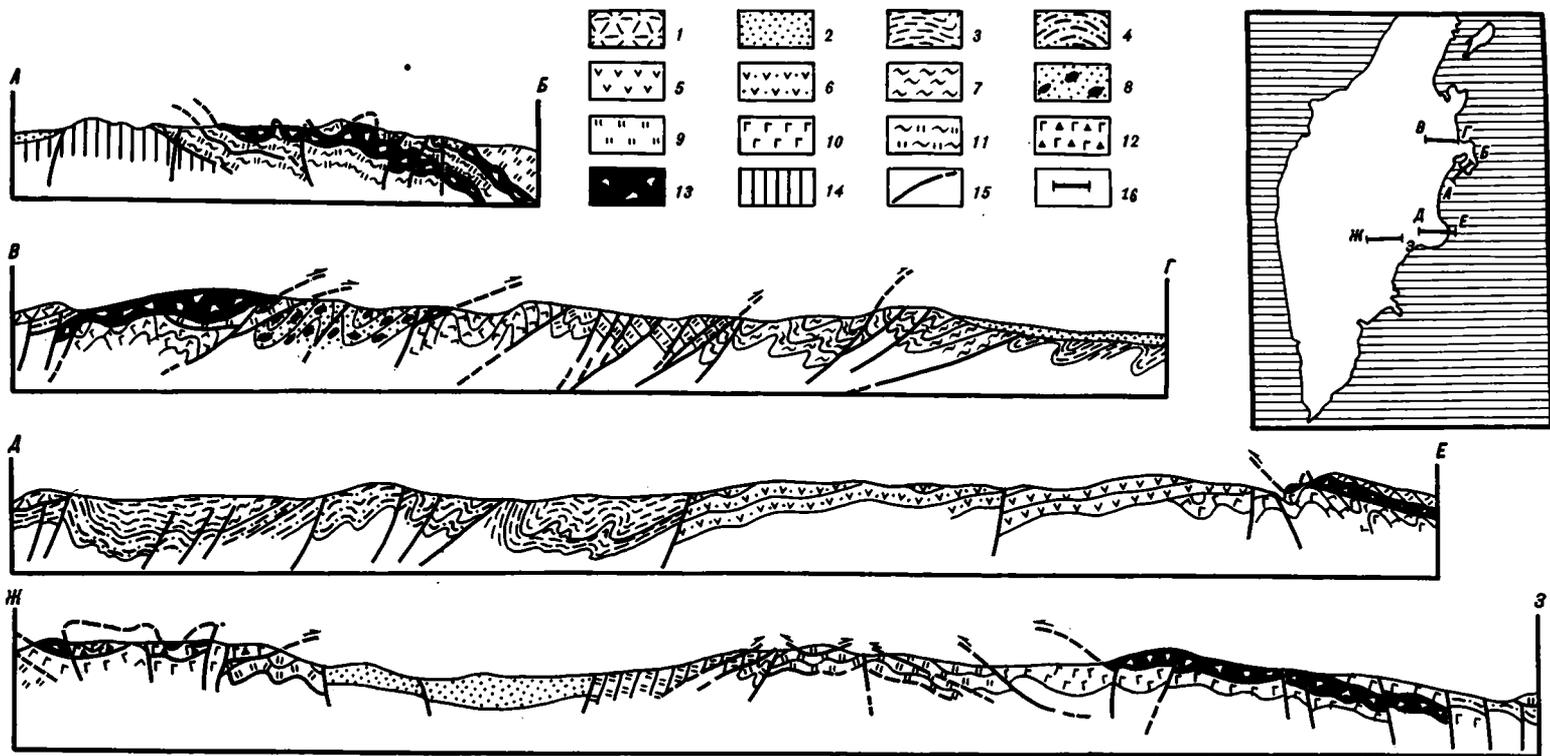
Озерновское тектоническое поднятие протягивается на 50 км в северо-восточном направлении при ширине около 20–25 км. Изучено пока недостаточно. Лишь в последнее время [Зинкевич и др., 1984; Брагин и др., 1986; Зинкевич и др., 1988а] появились данные о широком развитии здесь верхнемеловых вулканогенно-кремнистых пород, серпентинитового меланжа, олистостромовых образований позднеэоценового-олигоценового возраста. В олистолитах, блоках в меланже и в отдельных тектонических пластинах отмечаются средне-меловые (альб-сеноманские) кремнистые отложения. Эти данные указывают на сложное покровное строение поднятия.

Кумрочское тектоническое поднятие имеет северо-восточное простирание и протягивается от р.Озерная на севере до хребта Тумрок на юге на расстояние более 200 км при ширине 40–45 км. В его пределах широко развиты вулканогенные образования позднемелового и раннепалеогенового возраста. В северо-западной части известны выходы серпентинитового меланжа. Структура поднятия неоднородна: в северо-западной части оно имеет покровно-складчатое, а в восточной части – чешуйчато-надвиговое строение (рис.3).

Тумрокское тектоническое поднятие располагается в верховьях рек Андриановка, Левая Шапина, Сторож и кулисообразно смещено к западу относительно южного окончания Кумрочского поднятия. Оно сложено преимущественно вулканогенными породами предположительно верхнемелового возраста, представленными грубообломочными туфами и лавами базальтов и андезитов-базальтов с редкими прослоями ультраосновных вулканитов. Эти образования перекрываются с несогласием туфотерригенными отложениями дат-палеоэоценового возраста [Серова, 1966; Эрлих, 1973]. В основании видимого разреза находится сложно построенный габбро-сиенитовый массив [Геология..., 1964].

Валагинское тектоническое поднятие протягивается на расстояние около 200 км при ширине 20–35 км от хребта Тумрок на севере до Ганальского хребта на юге. По геофизическим данным его структуры прослеживаются под современную вулканическую зону Ключевской группы вулканов [Мараханов, Потапьев, 1981]. Поднятие сложено в основном вулканогенно-кремнистыми, туфотерригенными образованиями верхнего мела-палеоэоцена (?). В северной части широко развит серпентинитовый меланж [Разницын и др., 1984]. Верхне-меловые-нижнепалеогеновые образования слагают крупную антиформу с покровным внутренним строением. Относительным автохтоном служат туфотерригенные образования, на которые надвинуты вулканогенно-кремнистые отложения и серпентинитовый меланж (см.рис.3).

Ганальское поднятие протягивается на 60 км при ширине 20–25 км в северо-западном направлении и ограничено субпараллельными разломами северо-западного простирания. В его строении принимают участие полиметаморфические образования ганальской и стеновой серий и неметаморфизованные отложения ирунейской толщи. Структурное положение его и многие вопросы геологи-



Р и с. 3. Структурно-формационные профили через тектонические поднятия Приокеанической зоны Камчатки

1 - плиоцен-четвертичные вулканиты; 2 - верхнемиоцен-плиоценовые вулканогенно-осадочные образования; 3,4 - верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения: 3 - тшэвская серия, 4 - чажинская, ракигинская, тундровская свиты; 5,6 - палеоцен-эоценовые отложения: 5 - козловская толща, 6 - кубовская толща; 7,8 - верхнемеловые-нижнепалеогеновые отложения: 7 - ветловский комплекс, 8 - олистостромовая толща; 9 - кремнисто-терригенно-туфогенные образования; 10 - вулканогенно-кремнистые образования; 11 - среднемеловые отложения смагинской толщи; 12 - брекчии; 13 - серпентинитовый меланж; 14 - габброиды Оленегорского массива; 15 - разрывные нарушения. На врезке: 16 - линии профилей; профили: А-Б, по В.П.Зинкевичу и др. [1985]; Д-Е - построен с использованием материалов М.Н.Шапиро и В.А.Селиверстова (1975 г.), Ж-З - построен с использованием материалов В.П.Зинкевича и Е.А.Константиновской

ческого строения до настоящего времени остаются дискуссионными. Г.М.Власов и другие авторы [Геология СССР..., 1964] объединяли Ганальский блок и Срединный массив метаморфических пород в единую структуру. В дальнейшем было доказано, что они сложены различными вещественными комплексами и не могут объединяться в одну структуру [Горячев, 1966; Шульдинер и др., 1981; и др.]. Этот вывод подтверждается и геофизическими данными [Мараханов, Потапьев, 1981]. Возраст метаморфических пород Ганальского поднятия большинство авторов считает древним [Геология..., 1964; Герман, 1978; Львов и др., 1985; и др.]. В то же время М.М.Лебедев [1967] предполагает их позднемеловой возраст.

Тектоническое поднятие Камчатского Мыса (150х30 км) занимает одноименный полуостров. Структуры его имеют северо-западное простирание. Оно сложено преимущественно меловыми и палеогеновыми вулканогенными и туфотерригенными образованиями [Хотин, 1976; Зинкевич и др., 1985; Брагин и др., 1986] и имеет сложную покровную структуру. Автохтон представлен комплексом глубинных и субвулканических пород основного состава (см.рис.3). Выделяемые четыре аллохтонных комплекса сложены офиолитами и туфотерригенными образованиями мела. Неавтохтон представлен плиоцен-четвертичными образованиями.

Особенности тектонического строения и формационная принадлежность меловых образований тектонического поднятия п-ова Камчатский Мыс позволяют рассматривать его как основание западной части Алеутской островной дуги [Марков и др., 1969; Хотин, 1976; Зинкевич и др., 1985].

Кроноцкое тектоническое поднятие занимает восточную часть Кроноцкого полуострова и простирается в северном направлении на 90 км при ширине около 30 км (см.рис.3). Широко развиты здесь эффузивно-пирокластические и туфогенные образования позднемелового возраста и серпентинитовый меланж. Поднятие имеет покровную структуру. Относительный автохтон представлен эффузивно-пирокластическими образованиями коньяк-кампанского возраста, а два аллохтонных комплекса - серпентинитовым меланжем и туфогенными маастрихт-датскими образованиями, которые несогласно перекрываются туфотерригенными породами неавтохтона палеогенового возраста.

Восточно-Камчатский прогиб простирается в северо-восточном направлении на 250 км при ширине 20-25 км. Он выполнен сложно дислоцированными образованиями олигоцен (эоцен?)—миоценового возраста (см.рис.3), которые нарушены многочисленными пологими надвигами и взбросами с падением плоскости сместителя к западу и собраны в многочисленные складки восточной вертектности [Шапино, 1976].

Центрально-Камчатская депрессия прослеживается в северо-восточном направлении почти на 500 км при максимальной ширине 60 км. В южной части преобладают четвертичные образования, среди которых отмечаются разрозненные выходы палеогеновых (олигоценовых) пород. В северной части (севернее вулкана Шивелуч) широко развиты палеоген-миоценовые туфогенно-осадочные породы, которые с несогласием и разрывом перекрываются плиоценовыми терригенными отложениями [Белова и др., 1961]. Все образования слабо дислоцированы и смяты в пологие брахиформные складки [Геология..., 1964]. Мощность осадочных образований достигает 3000-4000 м [Мороз, 1984].

Вулканический пояс Восточной Камчатки, по-видимому, является продолжением вулканической зоны Курильской островной дуги. Он протягивается до широты полуострова Камчатский Мыс и образован плио-

цен-четвертичными вулканами [Геология..., 1964; Эрлих, 1973; Пополитов, Вольнец, 1981; и др.]. Среди продуктов их извержения преобладают андезито-базальты и андезиты, встречаются и более кислые разновидности (риолиты и дациты).

Большую, но до конца не выясненную роль в структуре Восточной Камчатки играют субширотные зоны дислокаций. Уверенно выделяется Малкинско-Петропавловская зона северо-западного простирания, она проявляется в увеличенной тектонизации пород, смене их простираний, а также хорошо отражается в геофизических полях. По геофизическим данным, на широте Кроноцкого полуострова также выделяется подобная зона [Супруненко, Декин, 1968].

В пределах структуры подводной части приокеанической области по геоморфологическим признакам можно выделить шельф и внутренний склон глубоководного желоба.

Шельф подводной окраины Камчатки имеет неоднородное строение и является в основном продолжением структур Восточной Камчатки. Бровка шельфа фиксируется на глубине 50–500 м, ширина его варьирует в пределах нескольких десятков километров.

Островной склон глубоководного желоба может быть разделен на три части (см.рис.2). Верхняя часть протягивается от перегиба бровки шельфа (50–500 м) до глубин 3500–4500 м и имеет средний угол наклона склона $\sim 5^{\circ}$. Характерной его особенностью являются многочисленные эрозионные каньоны [Ломтев, 1981; Селиверстов, 1987].

Средняя часть (глубина 3500–5000 м) характеризуется наиболее сильно расчлененным рельефом, образованным глубоководными впадинами (террасами) Камчатского, Кроноцкого, Авачинского заливов и отделяющими их с юго-востока от нижней части склона "хребтами-барьерами". Во впадинах устанавливается наибольшая мощность осадочного чехла – до 2000–2500 м [Тектоника..., 1980; Селиверстов, 1987]. На "хребтах-барьерах" она уменьшается до первых сотен метров. Данные сейсмологических исследований [Кузин, 1974; Симбирева и др., 1977] позволяют предполагать, что в этой части склона выходит на поверхность сейсмофокальная зона, которая прослеживается до глубины 700 км при ширине около 100 км. Она наклонена в западном направлении. Угол наклона до глубины ~ 200 км составляет 50° , а глубже увеличивается до 75° .

Нижняя часть склона (собственно внутренний склон глубоководного желоба) протягивается от 4000–4500 до 6000–7500 м и характеризуется наиболее крутым наклоном поверхности склона (до 10°). Эта поверхность имеет расчлененный рельеф, образованный продольными и поперечными депрессиями глубиной до 500 м [Ломтев и др., 1980]. По сейсмическим данным, осадочные образования здесь либо отсутствуют, либо интенсивно деформированы [Селиверстов, 1987].

Островной склон желоба разбит многочисленными разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простираний [Тулина и др., 1972; Ломтев, 1981; Селиверстов, 1987]. Разломы северо-западного направления часто контролируют эрозионные каньоны и ограничивают с северо-востока и юго-запада глубоководные впадины. Разломы этого направления иногда прослеживаются в пределы наземной части приокеанической зоны Камчатки и имеют сбросо-сдвиговую составляющую. Разрывные нарушения северо-восточного простирания параллельны оси желоба и протягиваются на значительные расстояния. По данным В.Л.Ломтева [1981], они отделяют нижнюю и среднюю части склона, а также глубоководные впадины от верхней части склона.

В прилегающей части северо-запада Тихого океана и Берингова моря выделяют следующие структуры:

Курило-Камчатский глубоководный желоб, протягивающийся вдоль Камчатки до широты п-ова Камчатский Мыс, оконтуривается изобатой 6500 м [Тектоника..., 1980; Строение..., 1981]. В поперечном сечении желоб имеет V-образную и корытообразную формы с более крутым внутренним склоном ($7-10^{\circ}$) и более пологим (5°) внешним. Со стороны океана к Курило-Камчатскому желобу примыкают краевой вал Зенкевича, возвышающийся на 200-400 м над дном прилегающей абиссальной плиты, и подводная возвышенность Обручева. Курило-Камчатский желоб характеризуется отрицательными аномалиями гравитационного поля, слабоамплитудным магнитным полем и низким тепловым потоком [Воробьев, 1975; Строение..., 1981].

Океанический вал Зенкевича имеет асимметричное строение с более крутым северо-западным склоном ($1-2^{\circ}$) и более пологим восточным [Васильев и др., 1979; Удинцев, 1972]. Холмистый рельеф в сводовой части образован локальными поднятиями, для которых иногда устанавливается вулканическое происхождение.

По данным сейсмопрофилирования, осадочные образования первого слоя океанической коры абиссальной части ложа Тихого океана уверенно прослеживаются на вал Зенкевича и далее на внешний склон глубоководного желоба [Строение..., 1984].

К зоне сочленения Курило-Камчатского и Алеутского глубоководных желобов примыкает подводная возвышенность Обручева. Она приподнята над прилегающим абиссальным дном на 1,5-2 км и имеет асимметричное строение. С северо-запада и юго-запада она оборвана разломами, выраженными в рельефе дна и в нарушении осадочного слоя [Строение..., 1984]. Северо-восточный борт возвышенности пологий. Свод ее осложнен отдельными разломами и подводными горами. С юго-востока на нее накладывается Императорская вулканическая зона.

Магнитное поле возвышенности Обручева очень неоднородно, что может свидетельствовать о гетерогенности ее строения [Воробьев, 1975]. Мощность осадочного чехла сильно изменчива и достигает 2 км [Удинцев, 1972; Initial..., 1973]. По данным глубоководного бурения, возрастной интервал осадочного слоя - поздний маастрихт - голоцен (см. рис. 2) [Initial..., 1973]. По данным Д.Шолла [Scholl et al., 1973], маастрихт-олигоценные образования накапливались выше уровня карбонатной компенсации и, по-видимому, в мелководных условиях. Нижне-среднемиоценовые отложения, представленные уплотненными глинами, образовывались уже в более глубоководных условиях. Для верхнекайнозойских образований отмечается аномально высокая скорость осадконакопления - около 30 м/млн лет и предполагается поступление материала из Корякско-Камчатской области [Initial..., 1973].

Командорская котловина Берингова моря на юго-западе примыкает к северной части приокеанической зоны Камчатки и ограничивается на юге Алеутской вулканической дугой, а на востоке - подводным хребтом Широкова. От северной части Восточно-Камчатской зоны она отделяется крутым склоном, имеющим, вероятно, тектоническую природу и образующим уступ высотой 3200-3400 м с углом наклона, достигающим 30° [Удинцев, 1972; Симбирева и др., 1977]. Осадочный чехол Командорской котловины мощностью до 2000 м имеет двухрусное строение. Он представлен, по данным глубоководного бурения, верх-

немиоцен-плиоценовыми и верхнеплиоцен-плейстоценовыми глинами, песчаниками, диатомовыми илами с прослоями турбидитов [Initial..., 1973]. В основании разреза залегают толеитовые базальты миоценового возраста [Harbert et al., 1987].

Таковы краткие сведения об основных структурных элементах приокеанической зоны Камчатки и прилегающих областей Тихого океана и Берингова моря.

Глава третья.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ

В этой главе мы рассмотрим строение Кумрочского и Валагинского поднятий. Эти структуры в настоящее время наиболее полно изучены и хорошо иллюстрируют особенности строения Восточно-Камчатской зоны поднятий.

Кумрочское тектоническое поднятие

Основные черты стратиграфии

До недавнего времени возраст образований, слагающих хребет Кумроч, датировался работавшими здесь исследователями различно от мела до миоцена включительно [Геология..., 1964; Вулканогенно-кремнистые..., 1974; и др.], что в первую очередь связано с отсутствием остатков макрофауны в породах, с сильной фациальной изменчивостью и сложным тектоническим строением. Благодаря проведению геологического картирования среднего масштаба с большим объемом отбора проб на микрофауну, а также тематическим стратиграфическим работам стало возможным документально обосновать широкое развитие здесь меловых и мел-нижнепалеогеновых отложений [Петрина и др., 1983]. Применение новой методики выделения объемных форм радиолярий из кремнистых образований позволило существенно уточнить возраст стратиграфических подразделений хребта Кумроч.

Прежде чем перейти к описанию строения Кумрочского тектонического поднятия, следует остановиться на характеристике выделяемых здесь стратиграфических подразделений. На наш взгляд, нужно отказаться от объединения меловых-нижнепалеогеновых пород в свиты и серии, так как они в большинстве своем не отвечают требованиям, предъявляемым Стратиграфическим кодексом СССР [Стратиграфический..., 1979; Геологический словарь, 1978]. Здесь контакты между свитами и сериями практически повсеместно тектонические. Кроме этого, разрезы стратиграфических подразделений слабо или совсем не охарактеризованы фаунистически. В последнее время Н.М.Петриной и М.Н.Шapiro с соавторами [Петрина и др., 1983; Шapiro и др., 1984] и нами [Цуканов, 1985; Цуканов, Зинкевич, 1987] было показано, что большинство выделяемых толщ имеют близкий возраст и являются разнофациальными аналогами.

В связи с изложенным предлагается пользоваться термином свободного пользования, т.е. понятием "комплекс", который, в свою очередь, по особенностям строения делят на толщи. При этом "комплекс" понимается "как весьма мощная и сложная по составу и структуре совокупность геологических образований, отвечающая крупному тектоническому этапу в геологическом развитии территории" [Стратиграфический.... С.28]. В хребте Кумроч мы выделяем четыре комплекса, объединяющие верхнемеловые-нижнепалеогеновые образования. Возраст и объем комплексов будут обсуждены ниже.

Р и с. 4. Схема геологического строения Кумрочского тектонического поднятия

1 - рыхлые четвертичные отложения; 2,3 - плиоцен-четвертичные отложения; 2 - терригенные, 3 - вулканогенные; 4 - верхнеолигоцен-нижнемиоценовые терригенные отложения; 5 - верхнеоцен-нижнеолигоценные отложения правократонской толщи; 6 - верхнепалеоценовые терригенные отложения густовской толщи; 7-II - верхнемаастрихт(?) - нижнепалеогеновые образования; 7-9 - ветловский комплекс; 7 - кремнистая толща, 8 - алевролитовая толща, 9 - песчанниковая толща, 10 - кремнисто-базальтовый комплекс, 11 - дроздовский (флишoidalный) комплекс; 12-16 - верхнекампан-датские образования хапицкого комплекса: 12 - верхнемаастрихт-датская олистостромовая толща, 13 - нижнемаастрихтская кремнисто-туфогенная толща, 14 - верхнекампан-датская(?) терригенно-кремнисто-туфогенная толща, 15, 16 - верхнекампан-маастрихтские толщи; 15 - эффузивно-кремнистая, 16 - вулканогенная; 17 - олистостромовые горизонты в ветловском комплексе; 18 - зоны терригенного меланжа: а - по образованиям дроздовского (флишoidalного) комплекса, б - по образованиям ветловского комплекса; 19 - серпентинитовый меланж; 20 - глыбы в меланже: а - серпентинизированных гарцбургитов, б - кремнистых пород нижнемелового возраста, в - пород хапицкого комплекса; 21 - габброиды; 22 а, б - палеогеновые и миоценовые диориты и плагиогрианы (а), плиоцен-четвертичные базальтоиды (б); 23 - геологические границы: а - согласные, б - несогласные; 24 - разрывные нарушения: а - надвиги, б - недифференцированные

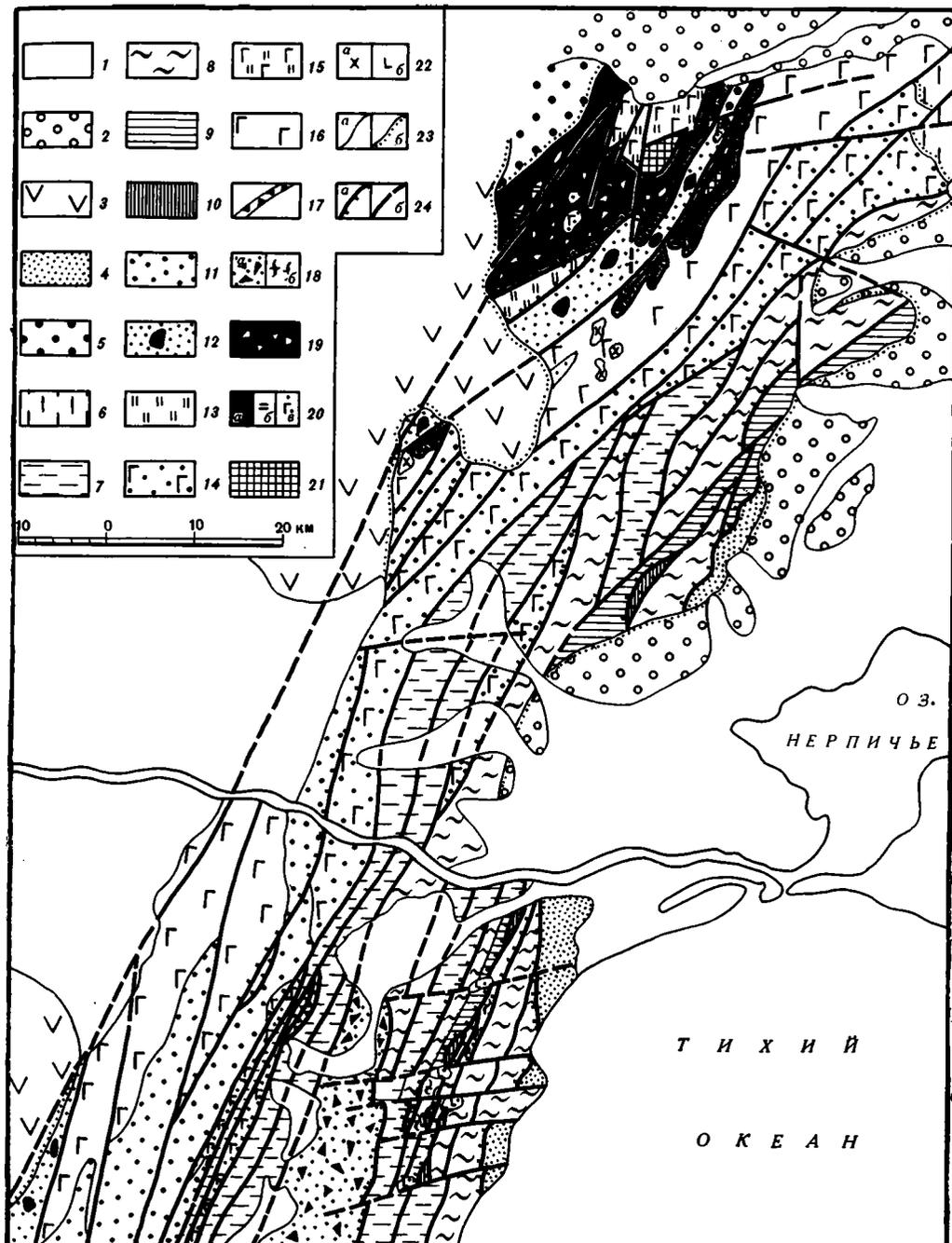
Возраст толщ определяется в работе в основном по комплексам радиолярий, отпрепарированных автором при помощи плавиковой кислоты из кремнистых пород по методике Е.Пессаньо и Р.Ньюпорта [Назаров, Витухин, 1981]: Определение объемных форм радиолярий выполнили Н.Ю.Брагин (ГИН) - нижний мел, В.С.Вишневская (ИЛСАН) - верхний мел-палеоген, Д.И.Витухин (ГИН) - палеоген.

Нижний-верхний мел. Наиболее древние образования впервые были обнаружены автором в серпентинитовом меланже в северо-западной части хребта Кумроч, в среднем течении р. Левая Уколка, где они слагают глыбы размером до 10-15 м. Это темно-серые, сильно брекчированные кремни с обломками скелетов радиолярий. Из кремнистых пород был выделен и определен комплекс радиолярий апт-туросского возраста: *Pantanellium cf. corriganensis ex gr. carpatica* (Losyniak), *Pseudodictyomitra formosa* (Squinabol), *Pseudodictyomitra aff. nakasekoi* Taketani, *Tanarla conica* (Aliev), *Thanarla praevaneta* Pessagno, *Thanarla cf. pacifica* Nakaseko and Nishimura, *Ultranapora praespinnifera* Pessagno, *Dicroa? sp.*, *Alievium aff. helenae* Schaaf, *Pseudodictyomitra pentacolaensis* Pessagno, *Thanarla elegantissima* (Cita), *Xitus spicularis* (Aliev), *Holocryptocanium barbui ex gr. Dumitrica*, *H. astiensis* Pessagno, *Novixitus melaughlini* Pessagno.

Верхний мел - палеоген. Верхнемеловые-нижнепалеогеновые образования в хребте Кумроч представлены породами хапицкого¹, дроздовского (флишoidalного), ветловского и кремнисто-базальтового комплексов (рис.4). Хапицкий комплекс разделяется на пять толщ (рис.5): вулканогенную (K_2km_{2-3}), эффузивно-кремнистую (K_2km_{3-m}), кремнисто-туфогенную (K_2m_1), терригенно-кремнисто-туфогенную ($K_2km_{3-P_1?}$) и олистостромовую ($K_2m_{2-P_1d}$).

Вулканогенная толща протягивается практически непрерывной полосой (шириной до 5-10 км) северо-восточного простирания вдоль всего хребта Кумроч. Подошва ее неизвестна. С вышележащими образованиями она имеет тектонический контакт и только в южной части Кумрочского поднятия перекрывается отложениями дроздовского (флишoidalного) комплекса.

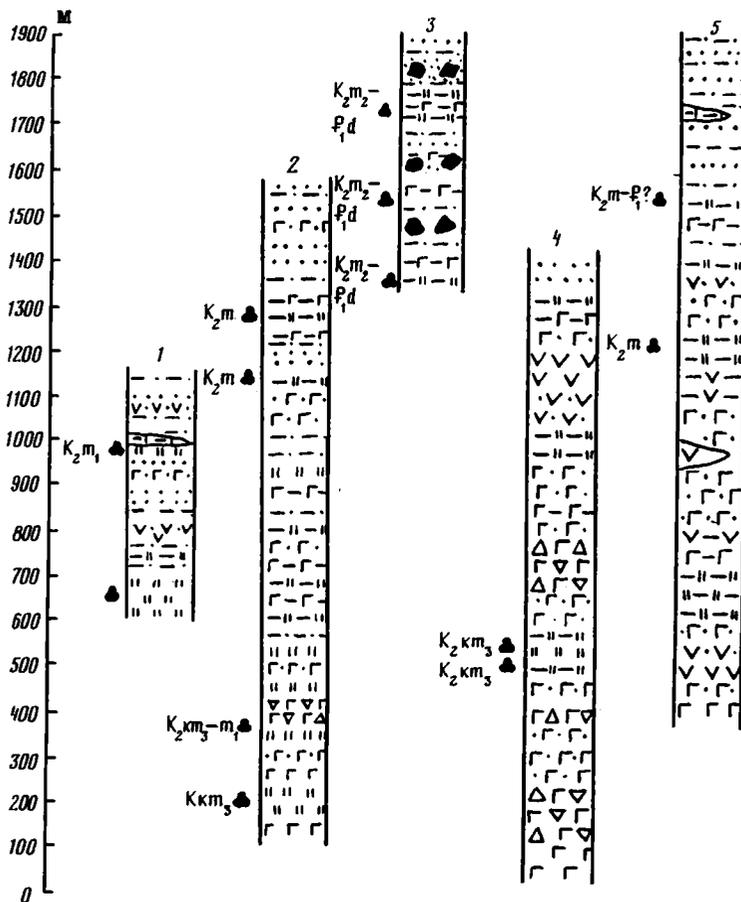
¹Ранее образования этого комплекса объединялись в кумрочскую серию и хапицкую свиту [Геологическая..., 1980; Петрина и др., 1983] или хапицкую свиту [Очерки..., 1987].



Характерной чертой толщи является выдержанность ее состава по простиранию.

Она сложена агломератовыми, псефитовыми, псаммитовыми литокластическими и литокристаллокластическими туфами основного состава с потоками массивных плагиопорфировых базальтов, андезито-базальтов и роговообманковых андезитов

2.Зак. 1325



Р и с. 5. Сводные разрезы халицкого комплекса и места находок микрофауны в разрезе северной части хребта Кумроч

1 - кремнисто-туфогенная толща (верховья р.Уколка); 2 - эффузивно-кремнистая толща (среднее течение рек Средняя Уколка и Уколка); 3 - олистостромовая толща (ручей Кумроч); 4 - вулканогенная толща (верховья р.Алтын); 5 - терригенно-кремнисто-туфогенная толща (среднее течение р.Алтын)

с прослоями туфоконгломератов и пачками серых кремней и желтовато-серых туфосилицитов и туфопелитов. В верхней части разреза появляются прослойки туфографелитов и туфопесчаников.

Мощность и состав отдельных пачек варьирует по простиранию толщи. В северной и южной частях хребта Кумроч преобладают грубые туфы с потоками лав базальтов, андезито-базальтов, реже андезитов, причем в северной части структуры распространены преимущественно базальты и андезито-базальты, а в южной — увеличивается доля эффузивов среднего состава. Наиболее полный разрез вулканогенной толщи хорошо обнажен по притокам в верховьях р.Алтын. Здесь распространены (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфы темно-зеленого цвета псаммитовые, литокластические основного состава	40
2. Туфы агломератовые с обломками (до 0,5-1 м) миндалекаменных плагиопорфировых базальтов; матрикс сложен псефитовыми литокластическими туфами основного состава	30

	Мощность, м
3. Туфы псефитовые литокристаллокластические основные ..	2
4. Туфы агломератовые (аналогичные слою 2)	15
5. Туфы грубопсаммитовые литокристаллокластические	3
6. Туфы агломератовые	20
7. Туфы крупноглыбовые (до 2-3 м) с обломками миндалекаменных крупнопорфировых базальтов, матрикс - литокластические туфы	20
8. Туфы псефитовые литокристаллокластические	2
9. Туфы агломератовые	180
10. Базальты массивные плагиопорфировые	30
11. Туфы псаммитовые литокристаллокластические	10
12. Туфы агломератовые, будинированные с многочисленными зеркалами скольжения	100
Общая мощность по разрезу	500

Вверх по соседним ручьям разрез наращивается агломератовыми туфами и туфобрекчиями с маломощными (до 2-5 м) потоками базальтов и с пачками (мощностью до 50-100 м) тонкослоистых желтовато-серых и серых кремней, туфосилицитов и туфоалевролитов. В верхней части разреза появляются прослои туфогравелитов и туфопесчаников со скорлуповатой отдельностью. Такой же характер носит разрез вулканогенной толщи и в южной части хребта.

Общую мощность толщи можно оценить только приблизительно из-за отсутствия ясно выраженной стратификации и сильной дислоцированности пород; она составляет не менее 1500 м.

Ранее возраст этой толщи условно принимался палеогеновым [Марков и др., 1969] или маастрихт-датским [Петрина и др., 1983]. Нами из серых кремней, отобранных в средней части разреза вулканогенной толщи в верховье р.Бешка, были извлечены радиолярии: *Orbiculiforma regis* Pessagno, *Stylodictya fresnoensis* Foreman, *Pseudoaulophacus* sp., *Clathrocyclas diceros* Foreman, *Dictyomitra andersoni* (Campbell and Clark), *Litostrobos punctulatus* Pessagno, *Stichomitra livermorensis* (Campbell and Clark), *S. shirchovica* Vishnevskaya. Они позволяют датировать вмещающие их отложения поздним кампаном.

Э ф ф у з и в н о - к р е м н и с т а я т о л щ а распространена только в северо-западной части хребта Кумроч, в бассейне рек Средняя Уколка, Уколка и Ольховая. Толща разделяется на две связанные постепенным переходом части: нижнюю вулканогенно-кремнистую и верхнюю туфогенную. Подошва толщи неизвестна.

Нижняя подтолща сложена шаровыми афировыми и мелкопорфировыми базальтами, литокристаллокластическими туфами основного состава с пачками переслаивающихся бурых и серых кремней, прорванными многочисленными дайками диабазов мощностью до 3 м. Наиболее полные разрезы этой части толщи описаны по р.Средняя Уколка и по правым притокам р.Уколка. По р.Средняя Уколка разрез имеет следующий вид (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Базальты бурые, миндалекаменные афировые и мелкопорфировые с шаровой отдельностью	50
2. Кремни серые тонкослоистые с микрофауной радиолярий ...	25
3. Туфопелиты зеленовато-серые, переслаивающиеся с зелеными туфоалевролитами	20
4. Базальты серые, массивные	15

	Мощность, м
5. Туфы зеленовато-серые литокристаллокластические основного состава, переслаивающиеся с туфопелитами	30
6. Туфы темно-зеленые кристаллокластические с потоками базальтов мелкопорфировых с подушечной отдельностью и прослоями бурых кремней	100
7. Туфы зеленовато-серые псефитовые до агломератовых основного состава с обломками базальтов и андезитобазальтов, матрикс-кристаллокластический туф	30
8. Туфопелиты темно-серые слоистые с прослоями псаммитовых кристаллокластических туфов	30
9. Туфосилициты и туфопелиты темно-серые, тонкоплитчатые с линзами черных кремней	100
10. Кремни и туфосилициты темно-серые и желтовато-серые, тонкослоистые, переслаивающиеся с туфами темно-серыми, зеленовато-серыми псаммитовыми и псефитовыми литокластическими и отдельными потоками мощностью до 1 м зеленовато-серых массивных мелкопорфировых базальтов. Мощность прослоев кремней 2-7, туфов - 0,5-2 м	20
11. Туфы зеленовато-серые псаммитовые, алевритовые, литокластические с прослоями (до 5 м) серых тонкослоистых кремней и туфосилицитов	30
Общая мощность по разрезу	450

Вверх по разрезу толща имеет такой же характер, но появляются прослой серых вулканомиктовых плохо сортированных песчаников мощностью 10-15 м. Общая мощность нижней части эффузивно-кремнисто-туфогенной толщи не менее 500-600 м.

Верхняя туфогенная часть толщи согласно залегает на нижней подтолще. Переход постепенный, фиксируется по появлению прослоев вулканомиктовых песчаников и исчезновению из разреза потоков базальтов. Разрез верхней подтолщи описан по правому притоку р.Средняя Уколка (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфопелиты зеленые, переслаивающиеся с серыми туфоалевролитами, туфосилицитами и серыми вулканомиктовыми песчаниками	100
2. Туфы зеленые псаммитовые литокластические с прослоями (1-5 м) кремнистых желтовато-серых туфопелитов	70
3. Туфы, туфоалевролиты, туфопелиты, вулканомиктовые песчаники, переслаивающиеся между собой (мощность прослоев до 1,5-2 м). Породы серые, зеленовато-серые, окремненные, с градиционной слоистостью и подводно-оползевыми текстурами. В вулканомиктовых песчаниках обломки туфопелитов (2-3 см) и пятнистых туфов (до 30 см)	20
4. Песчаники серые вулканомиктовые с косою слоистостью, переслаивающиеся с туфоалевролитами	15
5. Кремнистые туфопелиты и туфоалевролиты серые волнисто-слоистые с линзами и прослоями песчаников (до 2-3 м) светло-серых грубозернистых с обломками туфоалевролитов (до 20 см)	70
Общая мощность по разрезу	275

Общая мощность эффузивно-кремнисто-туфогенной толщи достигает 1500 м.

В нижней части толщи (р.Средняя Уколка) Б.И.Слядневым были найдены призматические слои инопорамов, предположительно мелового возраста. Впоследствии возраст рассматриваемой толщи Н.М.Петрина с соавторами [Петрина и др., 1983] по немногочисленным бентосным фораминиферам определила как маастрихт-датский.

В нескольких образцах, отобранных в различных частях разреза нижней части

уколкинской толщи (нижнее течение рек Средняя Уколка и Уколка), мы обнаружили радиолярии: *Spongoprunum* af. *augustum* Lipman, *Lirhomelissa* sp., *Litostrobilus punctulatus* Pessagno, *Clathrocyclas tintinaeformis* Campbell and Clark, *Amphipyndax stocki* Campbell and Clark, *Stichomitra shirchovica* Vishnevskay, позволяющие датировать вмещающие отложения позднекампанским-раннемаастрихтским возрастом. Из туфосилицитов верхней части разреза этой толщи были выделены и определены радиолярии: *Spongurus* sp., *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark) var. A., *Dictyomitra crassispina* (Squinabol), *Cynclopyramis* sp., *Theosarxosma comys* Foreman, характерные для маастрихта.

Полученные данные позволяют датировать возраст этой толщи в целом поздним кампаном - маастрихтом.

Кремнисто-туфогенная толща распространена незначительно только в верховьях р.Уколка. Подошва и кровля ее неизвестны. Она сложена в нижней части бурыми и серыми кремнями и туфосилицитами, которые вверх по разрезу постепенно сменяются флишомидно переслаивающимися туффитами, туфами основного состава, вулканомиктовыми песчаниками, туфоалевролитами с карбонатным цементом и мергелями. В верховьях р.Уколка кремнисто-туфогенная толща имеет следующий характер разреза (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Кремни бурые и серые с прослоями (до 3-5 м) зеленовато-серых аргиллитов	100
2. Туфосилициты серые, переслаивающиеся с туфоалевролитами	60
3. Туффиты зеленовато-серые с прослоями (1-2 км) кремней и туфоалевролитов	40
4. Песчаники зеленовато-серые вулканомиктовые, мелкосреднезернистые, слоистые с прослоями серых косослоистых туфоалевролитов, часто с карбонатным цементом и линзами мергелей	150
Общая мощность по разрезу	350

В верховьях р.Кротон разрез толщи наращивается (на 100-150 м) флишомидно переслаивающимися черными, зеленовато-серыми вулканомиктовыми песчаниками, туфоалевролитами и туфопелитами.

Полную мощность толщи определить невозможно, так как породы слагают изолированную тектоническую пластину; она составляет не менее 500 м.

Возраст кремнисто-туфогенной толщи ранее был определен Н.М.Петриной с соавторами [Петрина и др., 1983] по бентосным фораминиферам как маастрихт-датский. Автором из бурых кремней нижней части разреза (верховье р.Уколки) были выделены объемные формы скелетов радиолярий: *Stylosphaera pusilla* Campbell and Clark, *Porodiscus cretacea* Lipman, *Clathrocyclas tintinaeformis* (Campbell and Clark), *Cornutella californica* Campbell and Clark, *Cyrtocalpis crassitastata* Rust, *Dictyomitra multicostata* gr., *D. andersoni* (Campbell and Clark), позволяющие датировать вмещающие их породы ранним маастрихтом.

Терригенно-кремнисто-туфогенная толща протягивается полосой шириной 10-15 км в северо-восточном направлении от верховьев р.Бушуйка на юге хребта Кумроч до среднего течения р.Алтын на севере хребта. Для всей толщи в целом характерна сильная фациальная изменчивость по простиранию, а также широкое развитие подводно-оползневых структур, повышенная тектонизация и интенсивная цеолитизация пород.

В северной части хребта Кумроч по р.Камаринская и в средней части р.Алтын

терригенно-кремнисто-туфогенная толща представлена переслаивающимися туфами зеленого, зеленовато-серого цвета псаммитовых, псефитовых, реже алевритовых основного и среднего состава с пачками тонкослоистых серых и зеленовато-серых туфоалевролитов и туфосилицитов с отдельными линзообразными маломощными (до 2-5 м) потоками базальтов, андезито-базальтов, андезитов. Эффузивы чаще обладают массивной текстурой, реже имеют шаровую отдельность. Вверх по разрезу туфогенный материал становится более тонким, преобладают тонкослоистые туфоалевролиты с прослоями туфов и туфобрекчий.

В средней и южной частях хребта Кумроч строение туфогенно-кремнисто-терригенной толщи несколько иное. Здесь эта толща отчетливо разделяется на две части: в нижней преобладают туфы с редкими и маломощными потоками базальтов и андезито-базальтов и пачками тонкого переслаивания зеленовато-серых туфопелитов и серых кремней. Разрез нижней части толщи по р.Радуга имеет следующий вид (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфы зеленовато-серые, агломератовые, псефитовые с потоками (2-3 м) и линзами бурых порфировых базальтов и андезито-базальтов с шаровой отдельностью и маломощными (2-3 м) прослоями зеленовато-серых и бурых кремней и туфопелитов	50
2. Кремни и туфопелиты серые, зеленовато-серые, тонкослоистые с прослоями зеленых туфоалевролитов и туфов	100
3. Туфы серые, зеленовато-серые, цеолитизированные и карбонатизированные с прослоями кремнистых и кремнисто-глинистых пород и линзами бурых сильно измененных базальтов	400
4. Туфопесчаники серые с прослоями зеленовато-серых туфоалевролитов, туфопелитов, зеленых кремней и линзами эффузивов	200-300
5. Тонкое переслаивание туфопелитов, туфоалевролитов серого и зеленовато-серого цвета с линзами серых известняков, туфов и туфогравелитов	300-350
Общая мощность по разрезу	1200

В верхней части толщи преобладают туфотерригенные образования. Характер строения разреза хорошо виден по р.Правая Радуга. Здесь толща имеет грубо ритмичное строение с мощностью ритмов до 3-5 м. Ритмичность обусловлена чередованием пачек тонкого равномерного переслаивания зеленовато-серых и темно-серых туфогравелитов, алевролитов, туфопелитов, переслаивания туфоалевролитов и туфопелитов с линзами зеленых и серых кремней, туфогравелитов и туфопесчаников и грубого переслаивания туфоконгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников. Галька (до 3 см) в туфоконгломератах сложена базальтами и андезито-базальтами, а матрикс образован грубым кристаллолитокластическим туфом. Общая мощность толщи из-за сильной тектонизации и фрагментарной обнаженности оценивается приблизительно в 2000 м.

Терригенно-кремнисто-туфогенная толща очень слабо охарактеризована микрофаунистическими находками. Из верхней туфогенно-терригенной части М.Н.Петрина [Петрина и др., 1983] выделила и определила бентосные фораминиферы, позволяющие датировать вмещающие их отложения маастрихт-датским временем. Выделенные нами скелеты радиолярий из туфопелитов верхней части толщи (в нижнем течении р.Правая Радуга), по мнению Д.И.Витухина, указывают на маастрихт-датский возраст вмещающих их пород. Учитывая значительную мощность отложений

описываемой толщи, можно считать, что ее образование происходило в маастрихт (возможно, позднекампанско)-датское время.

О л и с т о с т р о м о в а я т о л щ а развита преимущественно в северной части хребта Кумроч, где протягивается сравнительно узкой (3-5 км) полосой от верховьев р.Радуги на юге до ручьев Кумроч и Перевальный на севере. Сходные образования, по данным Б.И.Сляднева и В.С.Успенского,



Р и с. 6. Характер выходов олистостромовой толщи

развиты в юго-западной части Кумрочского поднятия. В северной части хребта рассматриваемая толща сложена только переслаивающимися туфоалевролитами, туффитами, туфами основного и среднего состава, кремнистыми алевролитами, туфосилицитами. Для этой толщи характерны горизонты (мощностью до 70 м), сложенные грубообломочными микститами, где матрикс образован перемытым вулканическим материалом, а обломки (от 2-3 см до 3 м) представлены различными базальтами, туффитами, кремнями, туфопелитами, габбро-диабазами и габбро (рис. 6). Для олистостромовой толщи характерна сильная фациальная изменчивость. В северной части рассматриваемой структуры преобладают грубообломочные, глыбовые микститы с обломками базальтов, андезитов-базальтов, габбро-диабазов, а в южной - гравелиты и конгломератобрекчи, где в обломочной части встречаются туфы, туфопелиты, кремни, андезиты. Наиболее полные разрезы этой толщи описаны по правым притокам ручья Перевальный (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Песчаники туфогенные, зеленовато-серого цвета, переслаивающиеся (10-15 см) с серыми туфоалевролитами, с прослоями и линзами (до 2-3 м) туфосилицитов и кремней и кристаллокластических туфов	300
2. Туфоконгломератобрекчи темно-серые грубообломочные с глыбами (до 2 м) базальтов	30
3. Туфопелиты и туфоалевролиты зеленовато-серые, окремненные, с прослоями (10-15 см) зеленых туфосилицитов	20
4. Флишодно переслаивающиеся туфогравелиты, вулканико-миктовые песчаники (20 см), окремненные зеленоватые алевролиты (20 см), тонкослоистые зеленовато-серые алевролиты и туффиты (30 см), тонкослоистые зеленовато-серые туфосилициты и кремни (1 м). Вверх по разрезу породы становятся более тонкими и кремнистыми	50
5. Песчаники зеленые вулканико-миктовые грубослоистые	15
6. Туффиты и туфопелиты темно-серые тонкослоистые	15
7. Туфосилициты серые тонкослоистые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми туфопелитами	10
8. Туфы зеленые паллагонитизированные	6
9. Туфопелиты желтовато-серые тонкослоистые (до 5 см) с прослоями и линзами (до 0,5 см) перемытых кристаллокластических туфов алевритовой размерности	10

10. Туфоконгломераты зеленовато-серые, крупноглыбовые с обломками (до 1-2 м) базальтов и габбро-диабазов	20
11. Туфосилициты серые, переслаивающиеся с желтовато-серыми кремнистыми туфопелитами	15
12. Конгломератобрекчии крупноглыбовые с обвальнополозновыми текстурами и глыбами (до 2-3 м) базальтов и габбро	70
13. Туфосилициты и туфопелиты серые и зеленовато-серые ...	30
14. Конгломераты туфогенные с обломками (до 1-2 м) базальтов	25
15. Песчаники зеленые вулканомиктовые	15
16. Конгломератобрекчии туфогенные с галькой (до 1-2 м) базальтов и габбро с прослоями (до 3-5 м) зеленовато-серых туфопелитов и туфоалевролитов	40
17. Туфоалевролиты и туфосилициты зеленовато-серые	30
Общая мощность	700

Разрез описываемой толщи наращивается на 300-500 м в верховьях ручья Кумроч, где он имеет тот же характер: переслаивание светло-серых кремнистых алевролитов и туфопелитов, расслоенных горизонтами грубообломочных туфоконгломератобрекчий с обломками базальтов, габбро-диабазов, туфов, туфогравелитов, вулканомиктовых песчаников. Общая мощность олистостромовой толщи около 1200 м.

Возраст этой толщи по богатому комплексу бентосных фораминифер определялся как маастрихт-датский [Петрина и др., 1983]. Полученные нами комплексы радиолярий из туфосилицитов различных частей разреза толщи: *Stylodictya aff. insignis* Campbell and Clark, *Spongurus* sp., *Busuringium spinosum* Squinabol, *Clathrocyclos* sp., *Cornutella californica* Campbell and Clark, *Theosampe altamontensis* (Campbell and Clark), *Dictyomitra multicostata* gr. позволяют сузить возрастной интервал накопления отложений до позднего маастрихта-дания.

В юго-западной части Кумрочского поднятия в составе этой толщи преобладают вулканомиктовые песчаники с прослоями туфогравелитов, туфоконгломератов, конгломератобрекчий, туфов основного и среднего состава, кремней и кремнистоглинистых пород. В верхней части разреза песчаники, алевролиты и аргиллиты имеют флишoidalный характер переслаивания.

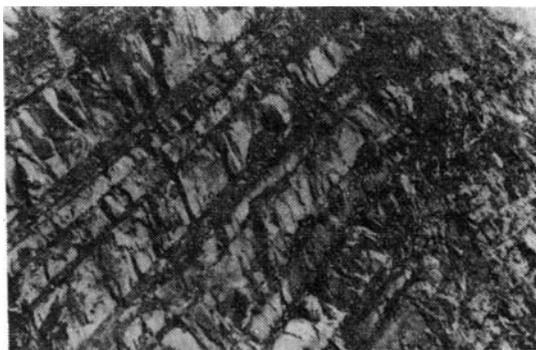
Конгломераты и конглобрекчии представлены мелкогалечными и валунно-глыбовыми разностями. В составе обломков преобладают базальты, андезиты, туфы различного состава, реже встречаются туфоалевролиты, аргиллиты, кремни и мергели. Возраст этих отложений по бентосным фораминиферам, спорам и пыльце определяется как маастрихт-датский, по данным Б.И.Сляднева и В.С.Успенского.

Дроздовский (флишoidalный) комплекс широко развит в южной части хребта. Здесь отложения комплекса, по данным Б.И.Сляднева и М.Н.Шапиро [Петрина и др., 1983], без видимого несогласия перекрывают породы вулканогенной и терригенно-кремнисто-туфогенной толщ хапицкого комплекса. В средней части хребта рассматриваемые образования обнажаются в пределах узких (1-2 км) полос северо-восточного простирания.

В бассейне р.Радуга они представлены переслаивающимися (часто переслаивание имеет флишoidalный характер) полимиктовыми и кварц-полевшпатовыми песчаниками, серыми, бурыми, зеленовато-серыми с хлоритовым или карбонатным цементом; алевролитами зеленовато-серого цвета; кремнистыми туфопелитами и ар-

гиллитами с прослоями и линзами мергелей и известковистых песчаников. Общая мощность этой толщи около 1000 м.

В южной части хребта толща представлена переслаивающимися (часто ритмично) кварц-полевошпатовыми песчаниками с градационной слоистостью темно-серого, черного цвета, алевролитами и аргиллитами (рис.7). В породах содержится обугленный растительный детрит, образующий иногда линзочки мощностью до 1,5 см. В основании ритмов наблюдаются гнереоглифы, текстуры оползания.



Р и с. 7. Характер слоистости образований дроздовского комплекса

Несколько иначе образования дроздовского (флишеидного) комплекса выглядят в бассейне рек Правая Бушуйка, Третья, Пятая. Здесь, по данным Б.И.Сляднева и В.С.Успенского, крупные блоки, сложенные песчаниками и алевролитами, находятся среди "перетертых" до синих глин алевролитов и аргиллитов с более мелкими обломками песчаников. Кроме блоков, сложенных образованиями флишевого комплекса, в аргиллитовом матриксе находятся в виде блоков отложения терригенно-кремнисто-туфогенной и вулканогенной толщ. Общая мощность этого комплекса оценивается в 1500 м.

Возраст образований дроздовского комплекса, по данным Б.И.Сляднева и В.С.Успенского, по бентосным фораминиферам определяется как дат-палеоценовый.

Ветловский комплекс развит в восточной части хребта Кумроч в бассейне рек Третья, Вторая, Халница, Правая и Левая Ветловые, Алтын и объединяет образования ветловской¹ и станиславской свит. Он разделяется по литологическому составу на три толщи (кремнистую, алевролитовую, песчаниковую), которые, несмотря на достаточно сильную фаціальную изменчивость, уверенно прослеживаются вдоль всей структуры Кумрочского тектонического поднятия.

Кремнистая толща ветловского комплекса в северной части структуры сложена в основном бурыми и серыми кремнистыми аргиллитами, кремнями, алевролитами, реже встречаются прослои перемытых литокластических туфов основного состава и пелитоморфных известняков. Вверх по разрезу увеличивается количество зеленовато-серых туфоалевролитов, туффитов. По р.Правая Ветловая характер разреза нижней части имеет следующий вид (снизу вверх):

Мощность, м

1. Алевролиты кремнистые с линзами и прослоями бурых кремней	150
2. Аргиллиты известковистые серые тонкослоистые с прослоями кремнистых алевролитов	100
3. Туфы литокластические псефитовые с прослоями кремнистых алевролитов	50
4. Алевролиты кремнистые, известковистые	70

¹Образования ветловской свиты мы разделяем на два комплекса: собственно ветловский и кремнисто-базальтовый, так как в ветловскую свиту ранее объединялись формационно различные толщи. Кремнисто-базальтовый комплекс будет рассмотрен ниже.

	Мощность, м
5. Кремни черные с линзами и прослоями кремнеобломочных брекчий	100
6. Кремнистые аргиллиты с прослоями алевролитов	200
7. Алевролиты кремнистые с прослоями серых кремней	200-250
8. Переслаивающиеся кремнистые алевролиты, серые кремни и пелитоморфные известняки	150
9. Алевролиты кремнистые и известковистые с прослоями массивных кремней	200
Общая мощность	1300

В южной части хребта Кумроч (бассейн рек Вторая и Третья) сколько-нибудь полные разрезы кремнистой толщи отсутствуют из-за значительно более сильной деформированности пород. Здесь в ее строении наряду с пачками тонкого переслаивания бурых и зеленовато-серых кремней, кремнистых аргиллитов, кремнистых алевролитов с линзами и такими прослоями окремненных известняков присутствуют прослой, где в аргиллитовом и алевролитовом матриксе заключены глыбы мелкозернистых песчаников и алевролитов и карбонатные стяжения. Характерной особенностью строения нижней пачки в южной части структуры являются зоны терригенного меланжа до 100 м мощности.

Общую мощность этой части комплекса можно оценить приблизительно в 1500 м.

Из кремнистых пород мы выделили комплекс радиоларий, в котором присутствуют представители рода *Stomatogramma* (*O. konf. bilobatus*) и который, по заключению Д.И.Витухина, позволяет датировать вмещающие его отложения нижним палеогеном.

А л е в р о л и т о в а я т о л щ а рассматриваемого комплекса (около 2000 м) имеет монотонное строение; здесь переслаиваются серые и зеленовато-серые вулканомиктовые мелкозернистые песчаники, аргиллиты, алевролиты, иногда с карбонатным цементом и шарообразными конкрециями темно-серых мергелей. Отмечаются редкие прослой зеленых туффилов и кремнистых туфопелитов. Бентосные фораминиферы из средней части комплекса позволяют, по мнению М.И.Петриной [Петрина и др., 1983], датировать вмещающие их породы маастрихт-датским временем.

П е с ч а н и к о в а я т о л щ а ветловского комплекса в северной и южной частях имеет несколько различное строение. В северной части она представлена серыми и зеленовато-серыми, средне- и крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками и гравелитами с прослоями зеленовато-серых массивных и слоистых алевролитов. В верховьях р.Халница разрез рассматриваемой части ветловского комплекса имеет следующий вид (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Песчаники полимиктовые серые, массивные, плохо сортированные	30
2. Алевролиты окремненные серые	5
3. Песчаники бурые, среднезернистые, полимиктовые, плохо сортированные, переслаивающиеся с зеленовато-серыми алевролитами и гравелитами	50
4. Аргиллиты кремнистые, тонкослоистые, будинированные, с маломощными прослоями органогенных известняков	60
5. Гравелиты, темно-серые, черные плохо сортированные, переслаивающиеся с вулканомиктовыми песчаниками	30

6. Алевролиты черные, карбонатизированные, переслаивающиеся со средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, с карбонатным и хлоритовым цементом. В песчаниках наблюдается градационная слоистость	100
7. Песчаники вулканомиктовые, переслаивающиеся с гравелитами и конгломератами. Породы плохо сортированы	40-50
Общая мощность	330

В целом для конгломератов и песчаников характерен вулканомиктовый состав, средняя окатанность и плохая отсортированность материала. В составе обломков преобладают кремни, туфопелиты, алевролиты, базальты, андезито-базальты, габбро-диабазы, полевые шпаты, амфиболы, реже встречаются кварц и биотит. Мощность этой пачки в северной части структуры около 700 м.

В южной части хребта Кумроч образования песчаниковой толщи¹ имеют более широкое распространение и разделяются на две пачки. Нижняя часть имеет такое же строение и состав, как и в северной части хребта. Верхняя часть представлена мелко- и среднезернистыми песчаниками, переслаивающимися с пачками слоистых алевролитов и аргиллитов. Характерными для этой части толщи являются крупные мергелистые стяжения.

В верхней части разреза в верхнем течении р.Левая Бушуйка и ручья Култучный отмечаются прослой (иногда линзовидные), сложенные грубообломочными конгломератобрежчиями, туфоконгломератами и реже туфами и туффитами (рис.8). Обломки заключены в алевролитовый и туффитовый цемент и представлены базальтами, туфами, кремнями. Общая мощность этой толщи оценивается приблизительно в 2000 м.

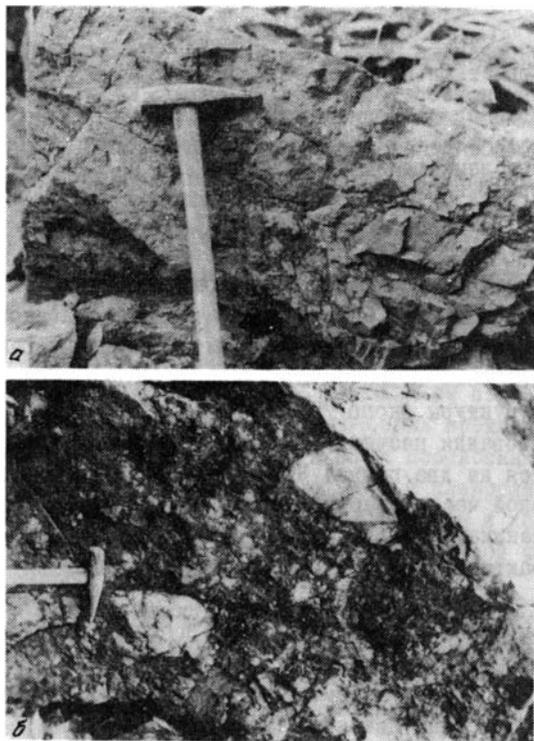
Время образования комплекса, по имеющимся данным, можно определить как ранний палеоген, возможно, включая поздний маастрихт.

Кремнисто-базальтовый комплекс распространен незначительно и слагает отдельные маломощные (до 100-300 м) тектонические клинья среди чешуй, сложенных породами ветловского комплекса. Он представлен афировыми базальтами, часто с подушечной или мелкоглыбовой отдельностями, пестроокрашенными тонкослоистыми кремнями и кремнистыми аргиллитами с прослоями (до 3-5 м) бурых, иногда черных металлоносных осадков, розовато-серых известняков и бурых яшм.

Кремнисто-базальтовый комплекс разделяется на две части. Нижняя сложена преимущественно афировыми базальтами с подушечной отдельностью и редкими и маломощными прослоями кремней и яшм; верхняя представлена в основном тонкослоистыми кремнистыми породами с прослоями металлоносных осадков и линзами пелитоморфных, часто окремненных известняков. Межшаровое пространство в базальтах выполнено кремнистым или карбонатным материалом. Послойные разрезы из-за сильной тектонизации пород не наблюдаются. Общая мощность кремнисто-базальтового комплекса не превышает первых сотен метров.

Возраст рассматриваемых образований в настоящее время точно не установлен. Ранее эти отложения включались в нижнюю часть ветловской свиты и датировались как поздний маастрихт-дат [Петрина и др., 1983]. А.В.Фурсенко из известняков, переслаивающихся с бурными яшмами и базальтами, определил планктонные

¹ Эти образования в южной части хребта Кумроч объединялись в станиславскую [Очерки..., 1987] или станиславскую и дроздовскую свиты [Геологическая..., 1980].



Р и с. 8. Олистостромовые горизонты в образованиях песчанниковой толщи ветловского комплекса

а - с терригенным цементом; б - с вулканогенным цементом

Проведенные нами детальные работы в междуречье р.Левая Бушуйка и ручей Кулгучный показали, что интенсивно рассланцованные и будинированные породы различных пачек терригенно-кремнисто-туфогенной толщи хапицкого комплекса полого (под углом $30-45^{\circ}$) надвинуты на восток-юго-восток на вулканомиктовые песчаники ветловского комплекса (рис.9). В непосредственной близости от контакта в песчанниковой толще резко возрастает роль вулканогенного материала. Здесь появляются невыдержанные по простиранию и мощности микститовые горизонты (см.рис.8, а,б), где глыбы и блоки (до 10-15 м) сложены преимущественно базальтами, туфами и кремнистыми породами, а матрикс представлен рассланцованными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками и перемытыми туфами. Надо отметить, что с возрастанием количества обломков, сложенных базальтами и туфами, матрикс также становится существенно вулканогенным.

Итак, из-за отсутствия нормальных контактов между большинством толщ соотношение между ними устанавливается по качественным признакам (возраст микрофаунистически охарактеризованных толщ, характер разреза и структурное положение). Проведенный ранее М.Н.Петриной и ее соавторами [Петрица и др., 1983] анализ комплексов бентосных фораминифер показал их большое сходство в образованиях различных толщ хапицкого комплекса и отличие одинакового по возрасту комплекса фораминифер ветловского комплекса.

фораминиферы (в шлифах), указывающие, по его мнению, на раннепалеогеновый возраст вмещающих их пород [Хотин, 1976]. Л.Г.Брагина из кремней, отобранных нами в среднем течении р.Очередная, выделила комплекс радиолярий, по предварительному заключению указывающий на раннепалеогеновый возраст вмещающих пород.

Поэтому возраст кремнисто-базальтового комплекса мы определяем как раннепалеогеновый, возможно, позднемаастрихт?-раннепалеогеновый.

Контакты между большинством рассмотренных выше меловых-нижнепалеогеновых комплексов тектонические. В южной части хребта Б.И.Сляднев и другие закартировали отложения дроздовского (флишoidного) комплекса, без видимого согласия залегающие на различных толщах хапицкого комплекса. В бассейне р.Левая Бушуйка они отмечали постепенный переход между песчанниковой толщей ветловского комплекса и породами хапицкого комплекса [Петрица и др., 1983; Очерки..., 1987].

Оценивая возрастные соотношения верхнемеловых-нижнепалеогеновых толщ хребта Кумроч, М.Н.Шапиро и др. [Петрина, 1983; Шапиро и др., 1984; Очерки..., 1987] пришли к выводу о фациальных соотношениях этих толщ.

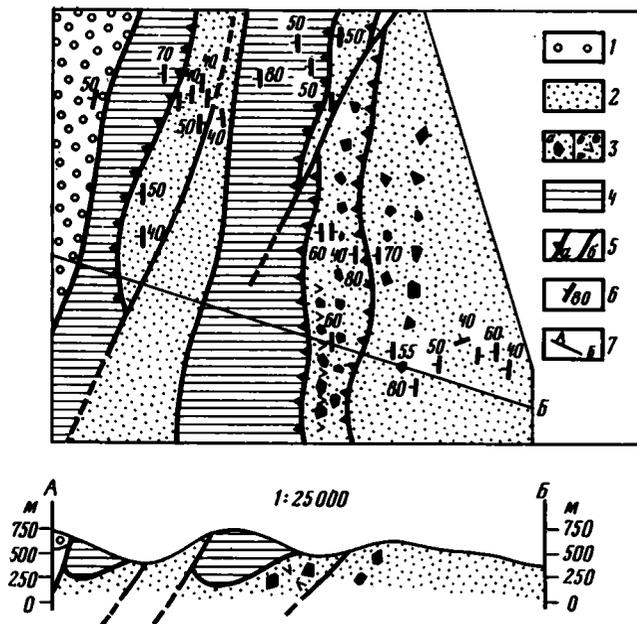
Полученные нами возрастные датировки толщ по комплексам радиоларий существенно уточняют возраст выделяемых подразделений (рис.10,11). По-видимому, прав М.Н.Шапиро [Очерки..., 1987], что толщи ветловского комплекса находятся в фациальных соотношениях. В пользу такого вывода, кроме палеонтологических данных, говорят сходный состав обломков в песчаниках алевролитовой и песчанниковой толщ и присутствие глыб и блоков, сложенных песчаниками и алевролитами среди аргиллитов кремнистой толщ. Вероятно, в фациальных соотношениях находятся образования ветловского, дроздовского и верхней части терригенно-кремнисто-туфогенной толщ халицкого комплекса. В то же время в целом намечается омоложение в восточном направлении слагающих Кумрочское тектоническое поднятие комплексов пород (см. рис.4).

Палеоген. Палеогеновые образования незначительно развиты только в северной части Кумрочского тектонического поднятия (в районе мыса Тупой и в бассейне рек Ольховая и Бешка). Они представлены фациально изменчивыми образованиями, с несогласием и размывом залегающими на нижележащих отложениях.

Густовская свита развита в районе мыса Тупой и представлена флишоидно переслаивающимися вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с линзами гравелитов и конгломератов и многочисленными известковистыми стяжениями [Петрина и др., 1983].

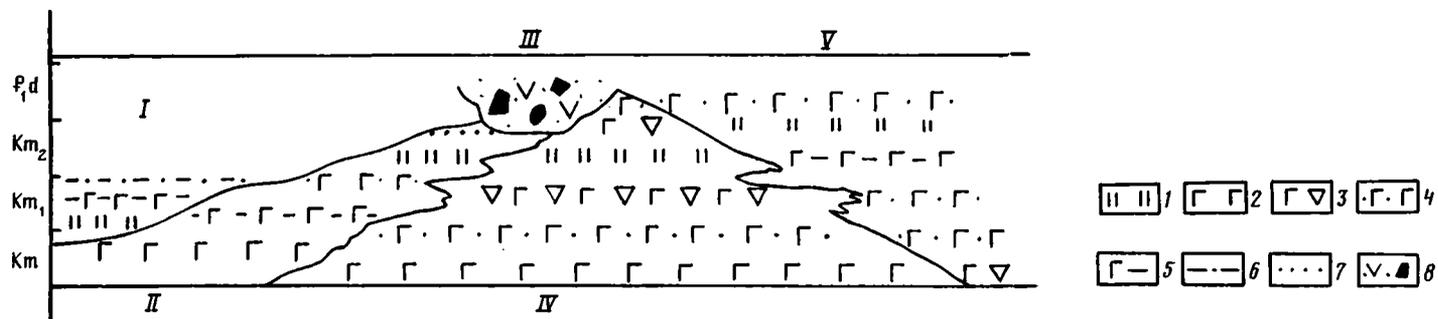
Общая мощность густовской свиты достигает 1200 м. Возраст по бентосным фораминиферам определяется как позднепалеоценовый [Петрина и др., 1983; Очерки..., 1987].

Правокротонская толща представлена фациально изменчивыми осадочными отложениями, несогласно залегающими на верхнемеловых и маастрихт-датских образованиях. В нижней части это грубое переслаивание вулканомикто-



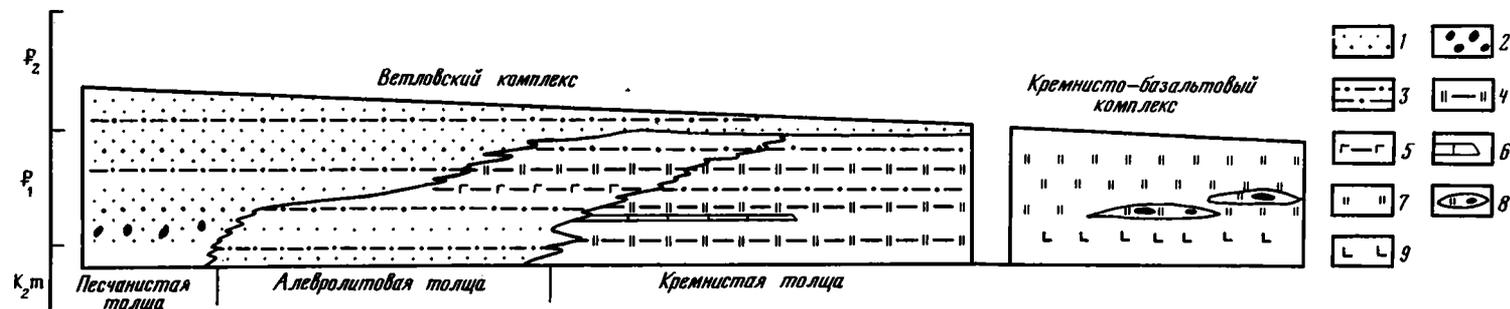
Р и с. 9. Схематическая геологическая карта верховьев р.Левая Бузуйка

1 - образования дроздовского (флишоидного) комплекса ($K_2m(?) - P_1$); 2 - образования верхней части ветловского комплекса ($K_2m(?) - P_1$); 3 - олигостромовые горизонты: а - с алевролитовым цементом, б - с туфогенным цементом; 4 - образования халицкого комплекса; 5 - разрывные нарушения: а - надвижки, б - недифференцированные; 6 - элементы залегания; 7 - линия разреза



Р и с. IО. Соотношение толщ хапичского комплекса

I - кремни, туфосилициты, туфопелиты; 2 - базальты, андезито-базальты; 3 - агломеративные туфы; 4 - туфы основного и среднего состава; 5 - туффиты; 6 - алевролиты; 7 - песчаники; 8 - олистостромовые образования. Цифры на рисунке - толщи: I - кремнисто-туфогенная, II - эффузивно-кремнистая, III - олистостромовая, IV - вулканогенная, V - терригенно-кремнисто-туфогенная



Р и с. II. Соотношение толщ ветловского комплекса с образованиями "кремнисто-базальтового" комплекса

I - песчаники и гравелиты; 2 - конгломераты; 3 - алевролиты; 4 - туфосилициты, кремни, кремнистые алевролиты; 5 - туффиты, туфопелиты; 6 - известняки; 7 - кремни, яшмы; 8 - металлоносные осадки; 9 - базальты

миктовых, плохо сортированных песчаников, конгломератобрекчий и алевролитов. В конгломератобрекчиях угловатые и полуокатанные обломки (до 0,5-1 м) представлены андезитами, базальтами, кремнями, габбро. Верхняя часть свиты сложена флишоидно переслаивающимися вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями мергелей. В песчаниках отмечается "плавающая" галька эффузивов. В бассейне р.Ольховая разрез рассматриваемой толщи имеет следующий вид (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Песчаники темно-серые вулканомиктовые	15
2. Конгломератобрекчии темно-серые, почти черные	5
3. Песчаники зеленовато-серые, вулканомиктовые, переслаивающиеся с алевролитами	10
4. Песчаники зеленовато-серые, грубозернистые, плохо сортированные с прослоями алевролитов и мелкообломочных конгломератов	80
5. Туфоалевролиты серые	10
6. Брекчии грубообломочные с угловатыми обломками (до 0,5 м) базальтов, андезитов, кремней и габбро	10
7. Конгломератобрекчии темно-серые, переслаивающиеся с грубозернистыми полимиктовыми песчаниками, плохо сортированными	50
8. Алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками и мелкогалечными конгломератами (1-2 м)	50
9. Флишоидно переслаивающиеся песчаники, алевролиты и мергели. В песчаниках - "плавающая" галька (до 5 см) осадочных и магматических пород	200
Общая мощность	430

В западной части района (бассейн р.Кротон), по данным Б.И.Сляднева, в нижней части разреза встречаются брекчии, состоящие из обломков габбро, черных кремней, базальтов, песчаников, на которые ложатся органогенные известняки с "плавающей" галькой кремней, эффузивов, песчаников.

В нижней части разреза правокротонской свиты содержатся остатки моллюсков, которые, по мнению В.М.Гладиковой, позволяют относить ее к эоцену-олигоцену [Петрина и др., 1983].

Миоцен. Миоценовые отложения в пределах рассматриваемой структуры представлены тюшевской серией и развиты в восточных отрогах хребта Кумроч. Подошва этой толщи неизвестна. Наиболее значительные выходы тюшевских образований закартированы в нижнем течении р.Асхава и в районе мысов Красный и Безмянный и в бассейне р.Горбуша.

В бассейне р.Асхава тюшевская серия сложена (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Конгломераты черные, зеленовато-серые крупноглыбовые (размер обломков до 0,5 м) неравномерно переслаивающиеся с плохо сортированными вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами. Обломки хорошо окатаны и представлены андезитами, андезито-базальтами, дацитами, кремнями, алевролитами	100
2. Кремни зеленые, тонкослоистые, рассланцованные, переслаивающиеся с пачками алевролитов и аргиллитов	30
3. Алевролиты зеленовато-серые, слоистые с прослоями мелкозернистых песчаников. В песчаниках и алевролитах "плавающие" обломки (до 1 м) тонкополосчатых серых кремней и мергелей	150
Общая мощность	300

В районе мыса Красный разрез имеет сходное строение [Шапиро, 1980]. В целом для толщи отмечается сильная фациальная изменчивость. Общая мощность оценивается в 500 м.

В песчаниках тшевской серии многочисленны раковины моллюсков, позволяющие датировать вмещающие их отложения поздним олигоценом-ранним миоценом [Геология СССР, 1964; Шапиро, 1980].

П л и о ц е н - ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (слаболитифицированные песчаники, конгломераты, туфы среднего и кислого состава, туф-фиты) наиболее широко распространены в северной, западной и южной частях района, где они плащеобразным чехлом перекрывают все меловые, палеогеновые и миоценовые отложения. Мощность их в рассматриваемом районе достигает 50-100 м, увеличиваясь в северном и западном направлениях. К западу от хребта Кумроч в пределах сопредельного Центрально-Камчатского прогиба, по данным магнитотеллурического зондирования, максимальная мощность неоген-четвертичных отложений достигает 500 м [Мороз, 1984].

Палеотектонические условия формирования меловых-нижнепалеогеновых образований

Прежде чем перейти к рассмотрению условий формирования выделенных комплексов, кратко рассмотрим имеющиеся петрохимические данные для эффузивов хапицкого и кремнисто-базальтового комплексов.

Магматические образования этих комплексов слагают около 10-30% мощности разрезов отдельных толщ. Они по петрографическим особенностям разделяются на две группы: преимущественно порфиновые базальты, ассоциирующие с более кислыми разностями (андезито-базальты, андезиты) хапицкого комплекса и афировые базальты и долериты "кремнисто-базальтового комплекса". Петрохимические данные также подтверждают выявленные различия эффузивов рассматриваемых комплексов¹ (табл.1,2).

Магматические образования хапицкого комплекса, как уже отмечалось, представлены в основном базальтами и андезито-базальтами и характеризуются умеренным содержанием SiO_2 - 47-56%, с преобладающими содержаниями SiO_2 49-53% и высокой суммарной щелочностью до 7% при среднем - 3-5%. Содержание Na_2O 1-5% при среднем 2,5-3,5%, K_2O 0,2-3%. Отношение Na_2O к $K_2O = 2,1$. На диаграмме АФМ (рис.12,а) эффузивы рассматриваемого комплекса занимают преимущественно поле толеитовых и известково-щелочных базальтов. По щелочности все породы делятся на две группы: низкокалийные и повышенного содержания калия (см. табл.1). На диаграмме зависимости K_2O от SiO_2 (рис.12,б) примерно половина фигуративных точек попадает в поле развития толеитовых, низкокалийных базальтов, а другая половина - в поле развития известково-щелочных пород. При этом надо отметить, что и низкощелочные, и с повышенной щелочностью эффузивы развиты примерно в одинаковых количествах во всех рассматриваемых толщах (эффузивно-кремнистой, вулканогенной и терригенно-кремнисто-туфогенной). Породы обладают существенно дифференцированной железистостью (FeO^*/MgO 0,6-2,75). На диаграмме зависимости MgO от суммарного железа (FeO^*) фигуративные точки образуют два тренда: толеитовый с накоплением железа на ранних стадиях (рис.12,г) и известково-щелочной с уменьшением содержания FeO^* при па-

¹На петрохимические различия эффузивов хапицкой серии и ветловской свиты указывалось в работе М.Н.Шапиро [Очерки..., 1987].

Химический состав эффузивов халицкого комплекса $K_2K_3 - K_2M$

Оксид, элемент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	124/84	63-385	18083	6785	374-384	35484	13183	374-584	12684	12884	35-385	373-384
SiO ₂	46,68	47,44	47,77	48,23	48,23	48,52	48,74	48,74	49,62	49,66	49,72	50,24
TiO ₂	0,60	0,80	0,61	0,73	1,02	0,68	1,65	1,08	0,44	0,96	0,88	0,84
Al ₂ O ₃	13,39	15,77	16,54	19,15	16,26	16,39	15,06	17,05	12,26	18,29	18,36	17,31
Fe ₂ O ₃	6,27	4,33	5,53	5,57	5,88	2,64	7,50	5,33	2,50	4,77	5,93	5,29
FeO	3,39	4,08	3,10	3,77	5,72	4,66	2,74	5,52	3,46	4,30	2,71	3,51
MnO	0,18	0,095	0,08	0,21	0,29	0,15	0,16	0,31	0,14	0,19	0,16	0,22
MgO	11,50	6,72	6,20	3,89	4,04	8,10	4,82	3,80	9,24	4,66	3,63	4,56
CaO	9,33	9,53	9,69	9,63	8,27	9,33	7,66	8,98	12,33	8,91	10,38	7,85
Na ₂ O	2,24	2,73	3,24	2,86	3,28	3,22	3,73	3,84	4,47	3,20	3,10	2,80
K ₂ O	1,20	1,50	1,49	2,10	1,96	1,18	1,68	2,00	1,34	1,40	1,52	1,20
P ₂ O ₅	0,14	0,231	0,36	0,39	0,99	0,23	0,33	0,63	0,34	0,17	0,26	0,20
ППП	4,65	6,47	0,90	3,12	1,37	4,59	1,11	2,47	3,42	3,42	6,94	5,89
Σ	99,57	99,70	98,72	99,52	98,64	99,22	98,58	99,75	99,55	99,93	99,58	99,92
Cr	205	-	-	-	<10	156	-	<10	-	54	-	-
Ni	88	-	-	-	16	127	-	18	-	37	-	-
V	193	-	-	-	162	141	-	241	-	215	-	-
Cu	84	-	-	-	352	43	-	465	-	93	-	-
Co	36	-	-	-	28	24	-	26	-	24	-	-
Pb	<5	-	-	-	5	<5	-	5	-	5	-	-
Ga	~10	-	-	-	16	10	-	15	-	12	-	-
Ge	1,7	-	-	-	1,8	1,5	-	1,7	-	1,6	-	-
Mo	<1,5	-	-	-	1,8	<1,5	-	2,9	-	1,6	-	-
FeO*	9,03	7,98	8,08	8,78	11,01	7,04	9,49	10,32	5,71	8,59	8,05	9,27
FeO*/Mg	0,78	1,19	1,30	2,26	2,72	0,87	1,97	2,72	0,62	1,84	2,22	1,81

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Оксид, элемент	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	2I	22	23	24
	I32-284	2I783	35-185	58-685	35384	63-585	117-584	36584	8183	7783	117-384	127-184
SiO ₂	50,86	50,95	51,22	51,84	52,20	52,50	52,98	47,24	47,64	48,44	48,46	48,70
TiO ₂	0,70	0,93	0,80	0,72	0,72	0,72	0,74	0,60	1,03	0,86	0,86	0,98
Al ₂ O ₃	19,46	15,80	16,40	15,52	17,46	16,97	17,02	15,84	16,46	15,58	17,61	18,00
Fe ₂ O ₃	4,63	4,70	5,13	3,70	3,31	4,49	4,49	4,77	2,56	7,58	6,62	4,92
FeO	3,06	5,80	3,72	4,71	4,25	3,59	2,41	4,30	5,30	3,44	4,80	5,10
MnO	0,15	0,22	0,175	0,19	0,19	0,082	0,22	0,17	0,11	0,23	0,17	0,16
MgO	4,03	4,26	3,83	5,37	5,95	4,84	4,01	9,37	7,48	6,83	4,81	5,45
CaO	9,61	5,45	10,58	7,28	6,52	10,83	8,87	12,50	10,32	5,97	10,04	10,04
Na ₂ O	2,90	3,84	0,95	3,51	4,30	1,07	3,08	1,40	3,26	4,76	2,10	2,82
K ₂ O	1,60	2,85	3,18	2,33	1,70	2,62	1,54	0,60	0,26	0,68	0,50	0,58
P ₂ O ₅	0,29	0,60	0,231	0,32	0,29	0,264	0,22	0,14	0,08	0,22	0,13	0,20
ППП	2,54	2,42	3,87	3,96	2,77	2,38	0,66	2,71	1,29	1,30	3,68	3,11
Σ	99,84	98,62	100,08	99,45	99,69	99,76	98,63	99,63	98,57	98,65	99,78	100,06
Cr	56	-	-	-	-	-	11	-	-	-	<10	-
Ni	47	-	-	-	-	-	20	-	-	-	20	-
V	200	-	-	-	-	-	179	-	-	-	236	-
Cu	225	-	-	-	-	-	42	-	-	-	122	-
Co	20	-	-	-	-	-	18	-	-	-	23	-
Pb	8	-	-	-	-	-	9	-	-	-	<5	-
Ga	16	-	-	-	-	-	13	-	-	-	14	-
Ge	<1,5	-	-	-	-	-	<1,5	-	-	-	1,5	-
Mo	2,1	-	-	-	-	-	1,9	-	-	-	<1,5	-
FeO*	7,23	10,03	8,34	4,04	7,43	7,63	6,23	8,56	7,60	0,26	10,76	9,33
FeO*/Mg	1,79	2,35	2,18	0,75	1,25	1,58	1,56	0,845	1,02	1,50	2,24	1,71

Оксид, элемент	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	I2784	66-485	I28-I84	I7883	374-I84	II7-I84	37484	I3284	I32-I84	II7-684	35-485	37384
SiO ₂	50,58	51,00	51,62	52,97	53,14	54,04	54,98	53,12	53,62	54,56	56,28	57,60
TiO ₂	1,06	0,80	0,98	0,49	0,94	0,64	0,88	0,78	0,54	0,76	0,56	0,92
Al ₂ O ₃	16,46	19,81	17,90	14,08	17,65	17,34	17,20	18,95	18,87	17,63	17,89	16,94
Fe ₂ O ₃	4,40	5,63	3,72	7,13	4,06	5,95	2,76	3,10	3,06	3,83	4,16	4,23
FeO	6,68	3,53	5,65	1,58	3,87	3,44	3,33	4,41	3,78	3,12	2,24	6,09
MnO	0,20	0,075	0,20	0,16	0,13	0,12	0,12	0,17	0,15	0,18	0,15	0,20
MgO	5,03	4,21	3,62	4,65	6,53	3,52	6,66	4,28	3,80	4,56	4,43	3,80
CaO	8,56	6,64	9,18	7,68	6,87	8,98	6,89	6,26	4,93	8,20	7,04	6,69
Na ₂ O	3,50	4,77	3,20	3,89	2,44	2,30	2,68	3,90	4,74	2,60	2,38	3,44
K ₂ O	0,60	0,88	0,86	0,36	0,94	0,66	0,94	2,00	1,78	1,80	1,53	2,63
P ₂ O ₅	0,19	0,22	0,31	0,24	0,33	0,16	0,34	0,35	0,38	0,18	0,29	0,49
ППП	2,58	2,61	2,62	4,05	2,80	2,63	2,80	2,46	3,94	2,41	2,77	2,65
Σ	99,84	100,17	99,90	98,51	99,70	99,78	99,57	99,78	99,58	99,85	99,73	99,68
Cr	11	-	<10	-	22	32	-	-	10	12	-	-
Ni	22	-	18	-	66	19	-	-	15	18	-	-
V	231	-	206	-	230	240	-	-	75	175	-	-
Cu	210	-	192	-	282	37	-	-	20	39	-	-
Co	22	-	22	-	19	18	-	-	10	14	-	-
Pb	10	-	19	-	9	6	-	-	<5	8	-	-
Ga	12	-	14	-	16	13	-	-	12	14	-	-
Ge	1,5	-	1,6	-	40	2,8	-	-	1,6	<1,5	-	-
Mo	1,6	-	1,6	-	1,6	<1,5	-	-	1,4	1,8	-	-
FeO*	10,64	8,60	9,00	8,00	7,41	8,80	5,51	5,20	6,53	6,57	5,98	9,90
FeO*/Mg	2,11	2,04	2,49	1,72	1,12	2,51	0,83	1,21	1,71	1,44	1,35	2,61

Примечание 1. Окислы даны в вес.%, элементы - в г/т; FeO* - суммарное железо в закисной форме.

Примечание 2. Эффузивы вулканогенной толщи: 1, 9, 10, 13, 19, 23-25, 27, 30, 32-34 (верховье р.Алтын); 2, 4, 18, 26 (верховье р.Радуга); эффузивно-кремнистой толщи: 7, 14, 21, 22 (нижнее течение р.Средняя Уколка); 3, 28 (блики в меланже, верховье р.Левая Уколка); терригенно-кремнисто-туфогенная толща: 5, 6, 8, 12, 17, 20, 29, 31, 36 (среднее течение р.Алтын), 11, 15, 35 (среднее течение р.Радуга), 16 (верхнее течение р.Радуга). Силикатные анализы выполнены в Центральной лаборатории ГГО "Укрчерметгеология" химическим методом, в тематической партии ВММС МГ СССР - рентгеноспектральным методом и в ГИН АН СССР - плазменной спектрометрией.

Химический состав магматических пород кремнисто-базальтового комплекса (К₂М₂-Р₁)

Окисел, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	I92	I93 ⁰	2I8 ^a	384	2II	2I2	38I	382	I68	I89 ⁰	II62	I8I
SiO ₂	49,14	44,88	42,13	49,48	48,14	46,94	49,98	46,98	47,14	49,08	47,14	47,81
TiO ₂	1,17	1,29	0,94	0,80	1,61	1,67	1,64	1,80	0,96	1,37	2,52	2,10
Al ₂ O ₃	17,15	17,90	17,13	18,99	16,84	16,46	18,89	18,10	17,40	15,47	15,77	15,67
Fe ₂ O ₃ *	10,00	10,66	8,01	7,69	10,52	10,43	7,06	8,99	8,75	10,09	9,79	11,26
MnO	0,16	0,34	0,27	0,06	0,15	0,18	0,15	0,30	0,14	0,20	0,14	0,30
MgO	4,00	7,26	6,71	7,35	5,36	6,09	8,16	8,55	8,60	8,17	6,42	7,44
CaO	9,81	11,10	13,41	9,00	9,16	8,87	4,31	4,72	8,74	9,65	6,90	7,95
Na ₂ O	4,22	2,39	2,39	2,68	3,67	3,67	3,39	2,60	3,53	3,06	4,56	3,18
K ₂ O	0,15	0,12	0,50	0,38	0,75	0,87	1,82	2,75	0,14	0,37	1,21	0,72
P ₂ O ₅	0,08	0,21	0,21	0,11	0,18	0,14	0,49	0,48	0,04	0,08	0,38	0,23
Ппп	3,61	4,60	8,38	5,53	3,12	4,18	4,17	4,90	4,07	1,96	4,66	2,86
Σ	99,49	100,75	100,08	99,68	99,50	99,50	99,73	99,63	99,51	99,51	99,49	99,52
Ni	155	223	172	114	157	115	86	83	132	78	71	84
Pb	2	3	2	6	8	10	18	16	2	2	3	2
Sr	351	200	210	178	445	394	312	228	272	430	218	346
Y	25	23	21	24	28	29	26	33	22	30	20	20
Zr	77	85	70	87	131	137	237	273	69	91	181	138
La	4,2	3,7	2,0	5,6	8,1	-	20	-	3,0	3,5	20	9,5
Ce	9,7	17	6,5	13	20	-	46	-	6,5	11	53	29
Nd	8,4	9,3	6,5	12	17	-	22	-	6,5	9,3	27	17
Sm	3,4	3,0	2,2	3,0	3,4	-	5,8	-	2,6	4,0	5,8	4,4
Bu	1,2	1,6	0,7	1,0	1,5	-	1,6	-	1,0	1,1	2,1	1,4
Gd	3,6	3,2	2,6	3,6	4,4	-	4,6	-	2,6	3,8	5,6	3,8
Er	3,2	2,8	1,4	2,8	2,6	-	3,4	-	1,4	3,2	2,4	1,8
Yb	2,1	2,2	1,7	2,0	2,8	-	2,3	-	1,9	3,1	1,3	1,0

П р и м е ч а н и е. 1-3, 5, 6 - базальты из тектонических пластин, р.Очередная: 1-3 - деплетированный тип, 5, 6 - переходный тип; 9, 10-деплетированный из блоков меланжа; 11, 12-обогащенный из блоков меланжа: 11-р.Вторая, среднее течение, 12 - р.Ивашка, нижнее течение; 4, 7, 8 - неясного тектонического положения; 4 - переходный тип, 7, 8 - обогащенный тип (р.Халипа). Силикатные анализы выполнены в комплексной тематической партии ВМС МР СССР рентгеноспектральным методом, в ИГиН АН СССР - химическим методом; определение редких элементов проведено в ИЛСАН СССР, результаты предоставлены А.В.Федорчук.

дении MgO . Сходное распределение пород наблюдается и на диаграмме зависимости FeO^* и FeO^*/MgO .

Для магматических пород хапицкого комплекса отмечается довольно широкое изменение величины глиноземистости. Она варьирует от I2-I5 до I9%, но в целом отмечается повышенное содержание глинозема (I6-I8%). Снижение содержания Al_2O_3 до I2-I3% связано с увеличением магnezиальности до 9-I0% и возрастанием величины CaO до II-I3%. Эта особенность объясняется развитием в этом комплексе плагиоэфировых и пироксен-плагиопорфировых разностей.

Для описываемых эффузивов характерно низкое содержание TiO_2 (от 0,5 до I,0-I,1%). На диаграмме TiO_2-FeO^*/MgO фигуративные точки пород попадают в поле островодужной серии (рис. I2, в). Такое же положение они занимают и на диаграмме зависимости Ti от Cr (рис. I2, д).

В характере второстепенных элементов можно отметить повышенное значение P_2O_5 . Его содержание 0,2-0,4%, редко опускается до 0,09-0,17 и поднимается до 0,9%.

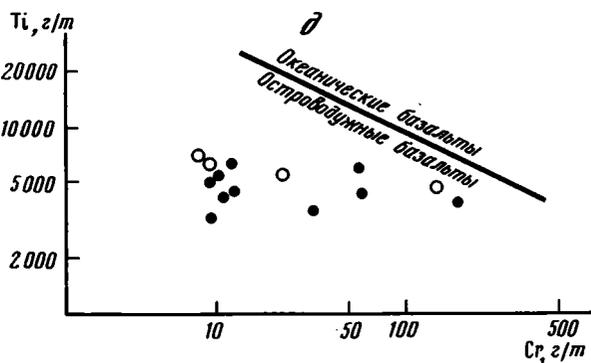
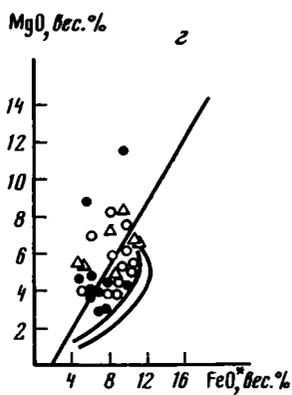
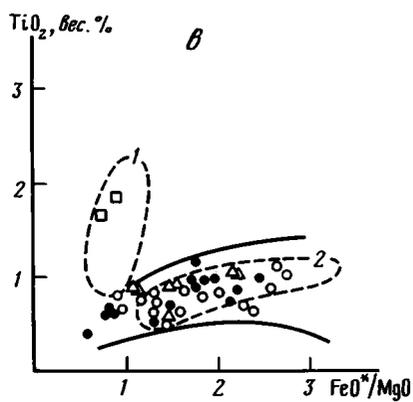
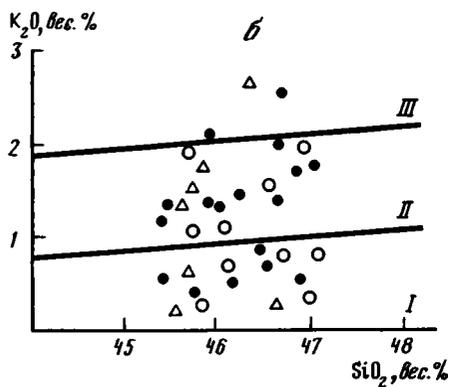
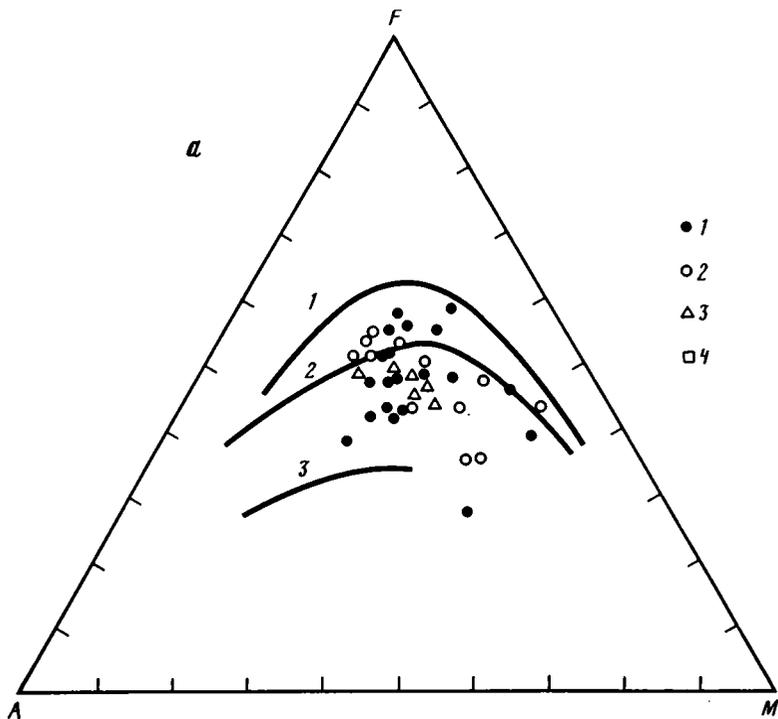
Анализ петрохимических данных показывает, что лавы хапицкого комплекса характеризуются низким содержанием титана (до I-I,1%), повышенной глиноземистостью (I7-I9%), сравнительно высокой щелочностью при преобладании Na_2O над K_2O . По щелочности их можно разделить на две группы: низкокалиевые - толеиты и с повышенным содержанием K_2O - известково-щелочные разности. Такие же две группы выделяются по трендам накопления железа. Весь приведенный комплекс петрохимических данных позволяет эти образования отнести к островодужным, среди которых примерно в равном количестве выделяются толеитовые и известково-щелочные разности.

Резко отличные петрохимические характеристики имеют эффузивы кремнисто-базальтового комплекса. Они характеризуются пониженным содержанием кремнезема (до 50%) при среднем 49,34% и представляют собой слабо дифференцированные низкокалиевые толеиты $K_2O = 0,2-0,5%$, содержания: $TiO_2 = 0,7-I,4%$, Zr и $Y = 40-I20$ и $25-40$ г/т соответственно, а также их соотношения друг с другом (рис. I3, а, б) позволяют классифицировать их в качестве нормальных толеитов срединно-океанических хребтов. В небольшом количестве отмечаются базальты, обогащенные титаном и цирконием ($TiO_2 = I,4-I,8%$; $Zr = I30-I50$ г/т), с высоким содержанием $Rb = 4-5$ г/т, близкие к обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов.

Базальты и диабазы, слагающие глыбы и блоки в зонах меланжа, частично представлены нормальными срединно-океаническими толеитами, по петрохимическим особенностям аналогичные описанным выше. Наряду с ними встречаются высокотитанистые ($TiO_2, I-3,2%$) разности с высоким содержанием Rb (более 5 г/т), отвечающие внутриплитным породам океана, сходные с базальтами океанических островов.

Итак, для верхнемеловых-нижнепалеогеновых эффузивов по петрохимическим и геологическим данным выделяются два типа базальтов: островодужные низкокалиевые толеитовые и известково-щелочные разности и океанические толеиты, сходные с базальтами срединно-океанических хребтов.

Анализируя характер разрезов, вещественный состав и учитывая приведенные выше петрохимические данные для образований хапицкого, дроздовского, ветловского и кремнисто-базальтового комплексов, можно установить условия формирования рассматриваемых толщ (рис. I4).



Р и с. 12. Петрохимическая характеристика пород халицкого комплекса

а - диаграмма АФМ

1-3 - эффузивы халицкого комплекса: вулканогенной (I), терригенно-кремнисто-туфогенной (2), эффузивно-кремнистой (3) толщ; 4 - эффузивы "кремнисто-базальтового" комплекса. Цифры на рисунке: 1-3 - тренды дифференциации: толеитовой и щелочной серий Гавайских островов (1,2), известково-щелочной серии Каскадных гор (3)

б - диаграмма K_2O/SiO_2 [Лутц, 1980]

Цифры на рисунке: (I-III): поля толеитовой (I), известково-щелочной (II), щелочной (III) серий вулканитов
Условные обозначения см. на рис.12,а

в - диаграмма TiO_2-FeO^*/MgO

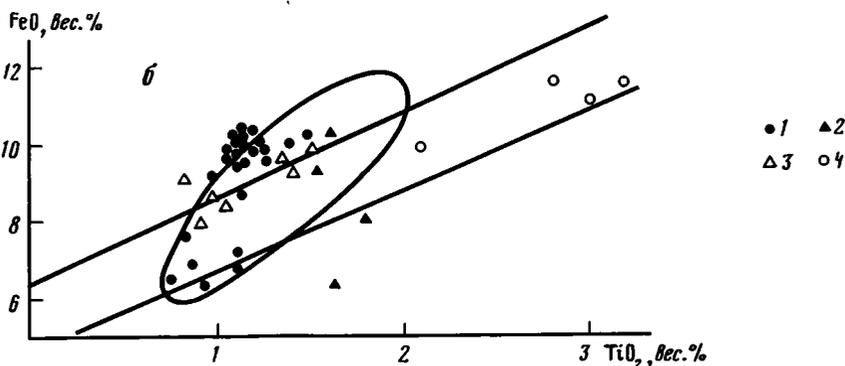
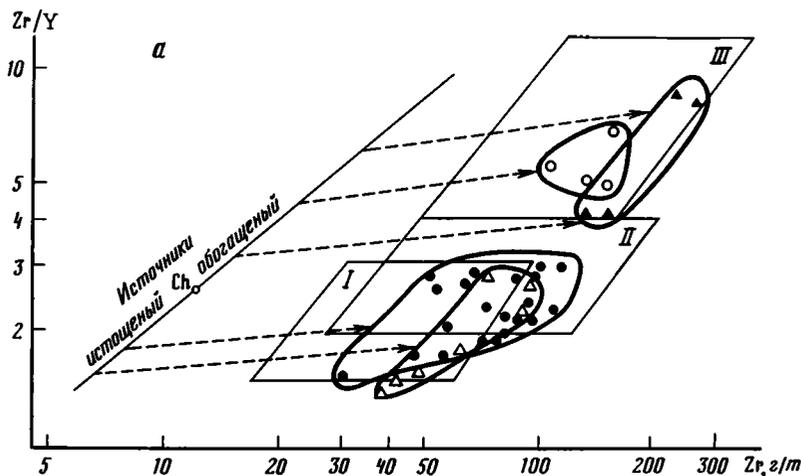
Цифры на рисунке: 1,2 - поля составов абиссальных толеитов (I), нормальных островодужных эффузивов (2)

г - диаграмма MgO/FeO^*

Условные обозначения см. на рис.12,а

д - диаграмма $Ti-Cr$

Условные обозначения см. на рис.12,а



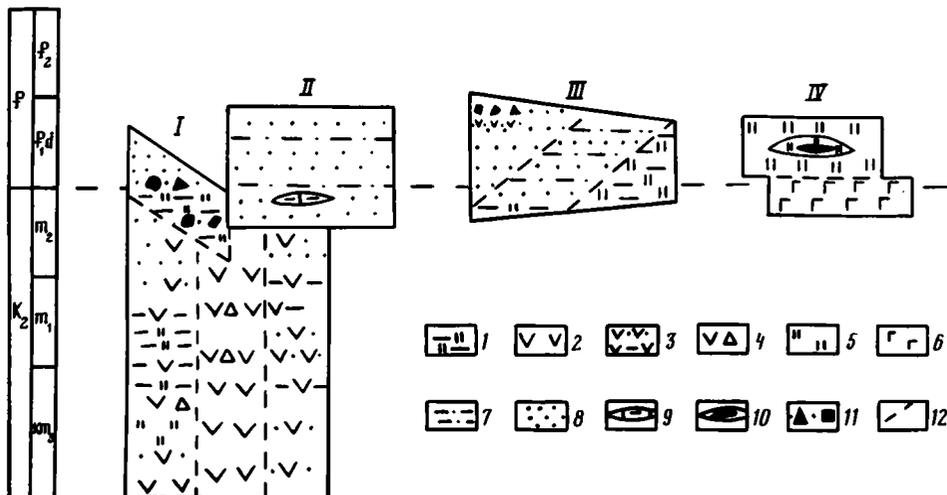
Р и с. 13. Петрохимическая характеристика пород кремнисто-базальтового комплекса

а - диаграмма $Zr/Y-Zr$ [Pearce, Norry, 1979]

б - диаграмма Р.Хекиньяна [Hekinian, 1974]

1,2 - базальты из тектонических пластин рек Очередная и Халница (1 - истощенные, 2 - обогащенные); 3,4 - базальты и диабазы из блоков в зонах меланжа р.Вторая (3 - обогащенные, 4 - истощенные)

I-III - поля составов базальтов островных дуг (I), Срединно-океанических хребтов (II) и океанических островов (III), Ch - состав хондрита, пунктирные линии - тренды частичного плавления



Р и с. 14. Соотношение вещественно-структурных комплексов хребта Кумроч

I - кремни, туфосилициты, кремнистые алевролиты; 2 - островодужные базальты и андезит-базальты; 3 - туфы, туффиты, туфоалевролиты; 4 - грубообломочные туфы, туфобрекчии и туфоагломераты; 5 - кремни, яшмы; 6 - океанические базальты; 7 - алевролиты, кремнистые алевролиты; 8 - песчаники, гравелиты; 9 - мергели; 10 - металлоносные осадки; 11 - олистостромовые горизонты; 12 - границы толщ

Цифры на рисунке (I-IV) - комплексы: I - хапицкий, II - дроздовский (флишский), III - ветловский, IV - "кремнисто-базальтовый"

Изложенный выше материал показывает, что вулканогенная, эффузивно-кремнистая, терригенно-кремнисто-туфогенная и кремнисто-туфогенная толщи, входящие в состав хапицкого комплекса, формировались примерно в одно и то же время. Вещественные особенности разрезов, а также сходство видового состава комплексов микрофауны позволяют считать их разнофациальными аналогами и выделять вулканогенную и туфогенно-осадочную части.

Вулканогенная часть сложена в основном грубыми туфами, туфобрекчиями, агломератовыми туфами основного и среднего состава с потоками базальтов, андезит-базальтов и реже андезитов. Эффузивы по петрохимическим данным относятся к островодужным сериям. В разрез также входят пачки тонко переслаивающихся туфосилицитов и туфоалевролитов и отдельные пачки туфогенных песчаников и гравелитов. В целом разрез представляет собой грубое неритмичное переслаивание грубообломочных вулканогенных пород, для которых характерна сильная фациальная изменчивость.

Туфогенно-осадочная часть представлена различными вулканогенными и туфогенно-осадочными образованиями, строение и состав разрезов которых несколько различаются в разных частях хребта Кумроч. В северо-западной части развиты отложения кремнисто-туфогенной толщи. Она сложена неотчетливо слоистыми зеленоватыми и бурными кремнистыми туфоаргиллитами, туфоалевролитами с прослоями туфопесчаников и туфосилицитов. Для разреза характерно ритмичное переслаивание всех разностей пород, но иногда пачки однородного переслаивания достигают 200 м мощности. Менее развиты здесь зеленовато-серые туффиты, тонкообломочные кристаллокластические туфы и туфоалевролиты с карбонатным цементом и стяжениями мергелей. Отмечаются пачки переслаивания кремнистых аргиллитов и

бурых яшм с многочисленными остатками радиолярий. В целом для кремнистых пород характерно обогащение туфовым тонкозернистым материалом. Обломочный материал в песчаниках представлен в основном кристаллокластической и литокластами основных эффузивов.

Несколько отличное строение имеют разрезы эффузивно-кремнистой и терригенно-кремнисто-туфогенной толщ. В нижних частях они сложены лито- и кристаллокластическими туфами основного и среднего состава различной размерности, бурными и серыми яшмами, туфопелитами, тонкослоистыми (1-3 см) кремнями с отдельными потоками шаровых базальтов и андезито-базальтов. По петрографическим особенностям и петрохимическим характеристикам эффузивы сходны с образованиями вулканогенной части и относятся также к островодужным сериям. Отличительной чертой этих разрезов является большой объем тонкого туфогенно-кремнистого материала и маломощные прослои хорошо отсортированных туфов с резкими границами среди тонкослоистых туфосилицитов и туфопелитов.

В верхних частях разрезов эффузивы исчезают, но появляются прослои до 20 м несорттированных вулканомиктовых песчаников, туффитов и туфоконгломератов. Для толщ в целом характерна грубая ритмичная слоистость с переслаиванием грубых туфов различного состава, туффитов с градиционной слоистостью, пепловых туфов, несорттированных вулканомиктовых песчаников и серых тонкослоистых туфосилицитов. В породах отмечаются подводно-оползневые дислокации, особенно они характерны для терригенно-кремнисто-туфогенной толщи. В обломочной части пород резко преобладает кластика основных и средних эффузивов, обломки кристаллов плагиоклаза, пироксена, реже роговой обманки. Встречаются обломки кислых и гидротермально измененных пород. Для кремнистых пород характерно резкое увеличение туфогенной примеси.

Изложенный материал позволяет считать, что верхнекампан-маастрихтские образования хапицкого комплекса накапливались в сопредельных зонах в условиях относительно мелководной вулканической дуги. При этом породы вулканогенной части маркируют зону действующих вулканических построек, а туфогенно-осадочные образования накапливались на склонах и у подножия этих построек. Поступление туфогенного материала происходило спорадически. Он поставлялся, вероятно, в результате обвалов и автокинетических потоками. В промежутках между поступлением вулканогенного материала накапливались кремнистые и хорошо сортированные тонкозернистые туфогенно-кремнистые породы.

Различный характер разрезов туфогенно-осадочных отложений, вероятнее всего, говорит о том, что они отлагались на различных расстояниях от вулканического поднятия. Кремнисто-туфогенная толща формировалась, вероятно, западнее вулканического поднятия на наибольшем расстоянии от него.

Верхнемаастрихт-датские отложения хапицкого и дроздовского комплексов распространены незначительно и представлены грубообломочными туфогенно-терригенными и флишодными терригенными образованиями. Для пород олистостромовой толщи характерна сильная фаціальная изменчивость, неравномерное переслаивание туфоалевролитов, туфосилицитов, туффитов, туфопесчаников, туфов, среди которых встречаются горизонты (до 70 м) с обломками разнообразной формы и размеров (различные базальты, роговообманковые андезиты, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, реже кремни и габбро).

Другой тип позднемаастрихт-датских отложений представлен флишодно переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Обломочный материал представлен разнообразными обломками пород и минералов (базаль-

тов, андезитов, кремней, алевролитов, диабазов, кварца, плагиоклаза, роговой обманки, реже биотита, калиевого полевого шпата), часто хорошо отсортированных. Характерно присутствие обугленного растительного детрита.

Позднемаастрихт-датские отложения хапицкого и дроздовского комплексов формировались в пределах островной гряды с сильно расчлененным рельефом и повышенной тектонической активностью. Поступление вулканического материала практически не происходило, а накапливались флишеидные терригенные образования и грубые вулканомиктовые обвальнo-оползневые отложения, которые, по классификации М.Г.Леонова [Леонов, 1981], можно отнести к вулканогенным тектоно-гравитационным микститам.

Другой состав и характер разреза, а также, по данным Н.М.Петриной [Петрина и др., 1983], иной комплекс фораминифер имеют образования ветловского и кремнисто-базальтового комплексов. Как было показано выше, образования, слагающие ветловский комплекс, имеют фациальные соотношения (см.рис.II). Восточная и структурно более низкая часть сложена в основном бурыми и серыми кремнистыми туфопелитами, кремнями, туфоалевролитами с редкими прослоями перемытых литокластических туфов и пелитоморфных известняков. Вверх по разрезу увеличивается количество туфоалевролитов, в которых встречаются блоки песчаников.

Для средней части характерно монотонное чередование аргиллитов, туфоалевролитов, мелкозернистых туфопесчаников, иногда с туффитами и кремнистыми туфопелитами. Отмечаются мелкозернистые песчаники с карбонатным цементом и конкреции мергелей.

Наиболее западная и структурно верхняя часть рассматриваемого комплекса представлена неравномерно чередующимися средне- и крупнозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами (с размером гальки до 5 см) и алевролитами. Породы преимущественно плохо сортированы. Обломки в конгломератах, гравелитах и песчаниках чаще всего хорошо окатаны и сложены разнообразными породами и обломками кристаллов (кремни, алевролиты, базальты, андезиты, пироксены, кварц, плагиоклаз).

Условия образования нижнепалеогенового ветловского комплекса вызывает особый интерес. С одной стороны, преимущественное развитие в структурно нижней части кремнисто-глинистых и известковистых пород говорит об их накоплении в открытом морском бассейне в гемипелагических и, возможно, пелагических условиях. С другой стороны, наличие туфогенного материала, прослоев перемытых туфов, а в структурно верхней части и грубых, вулканомиктовых и полимиктовых пород с обломками образований хапицкого комплекса говорит, что формирование рассматриваемых отложений шло вблизи островной гряды. Подобные условия осадконакопления характерны для структур глубоководных желобов [Мурдмаа, 1987]. Поэтому мы считаем, что образование отложений ветловского комплекса происходило к востоку от распространения пород хапицкого комплекса в условиях внутреннего склона глубоководного желоба и, возможно, его дна.

Кремнисто-базальтовый комплекс представлен базальтами океанического типа и тонкими кремнистыми и кремнисто-глинистыми образованиями, для которых характерно присутствие прослоев металлоносных осадков. Отсутствие среди кремнистой части терригенной примеси свидетельствует об удаленности участков их формирования от суши. Прямых данных показателей глубин палеобассейна нет, но отсутствие вулканокластики в кремнисто-базальтовом комплексе может указывать на значительные глубины. Базальты этого комплекса по своим петрогеохимичес-

ким особенностям сходны с толитами срединно-океанических хребтов и щелочными базальтами внутриокеанических поднятий.

Осадочные металлоносные образования имеют глобулярную структуру, образованную мелкими марганцево-кремнистыми стяжениями. Они характеризуются высоким содержанием SiO_2 (до 77%), MnO (8-12%) при содержании Fe_2O_3 (3-5%), Ni (менее 20 г/т), Zn (30-60 г/т) и Cu (40-160 г/т). Эти особенности сближают их с металлоносными осадками океанов. На основе этих данных можно с уверенностью говорить, что формирование кремнисто-базальтового комплекса происходило в пределах океанического "ветловского" бассейна.

Тектоническая структура и основные этапы развития

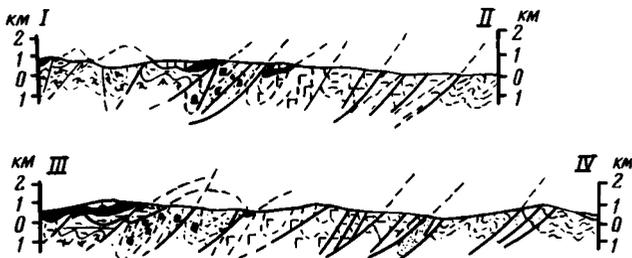
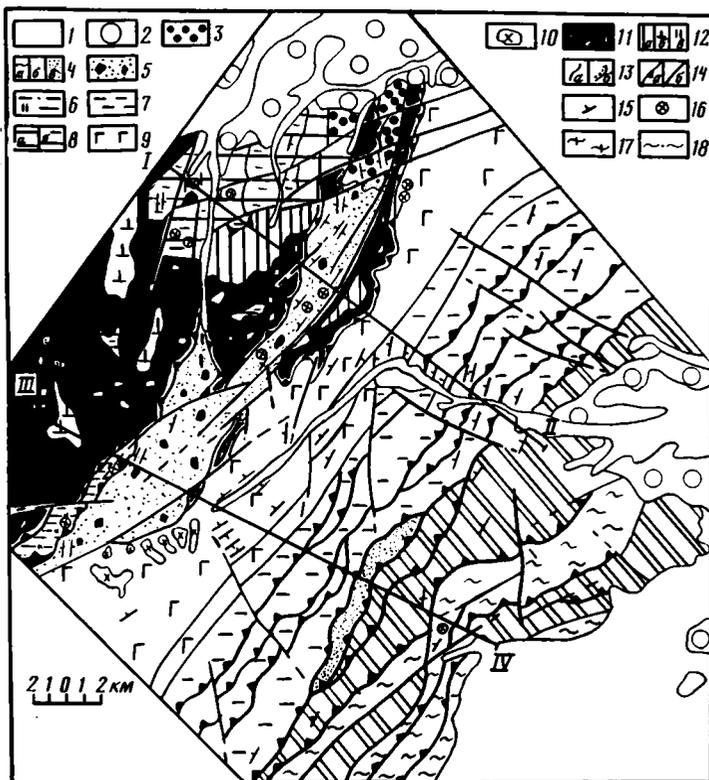
Тектоническая структура хребта Кумроч до недавнего времени представлялась как крупная антиклиналь северо-западного простирания [Шанцер, Тихонов, 1967; Геология СССР, 1964; Тихонов, 1968], в ядре которой обнажаются вулканогенно-кремнистые и вулканогенные образования мела, а крылья сложены миоценовыми отложениями. Считалось также, что эта антиклиналь осложнена чешуйчатыми надвигами северо-восточного простирания с падением плоскостей сместителей к юго-востоку и северо-западу [Шанцер, Тихонов, 1967; Тихонов, 1968]. Чешуйчато-складчатая структура хребта Кумроч была описана М.С.Марковым и М.Ю.Хотиным [Марков и др., 1969]. Позднее геологическое строение этого района рассматривалось в работах М.Н.Шапиро и его соавторов [Шапиро, 1980; Шапиро и др., 1984]. Ими было показано чешуйчато-надвиговое строение хребта, сложенного разновозрастными разнофациальными толщами, и предложен механизм формирования таких структур, обусловленный поддвигом масс с востока на запад [Шапиро и др., 1984].

Проведенные нами исследования [Цуканов, 1985; Цуканов, Зинкевич, 1987] показали, что Кумрочское тектоническое поднятие имеет неоднородное строение: для восточной и южной его частей характерна чешуйчато-надвиговая структура, а в северо-западной широко распространены тектонические покровы, осложненные чешуйчатыми надвигами (см.рис.4). Характерной особенностью северо-западной части является широкое развитие серпентинитового меланжа (рис.15). На севере и юге тектонические структуры поднятия перекрыты неогавтохтонным чехлом плиоцен-четвертичного возраста.

В восточной и южной частях Кумрочского поднятия верхнемеловые-нижнепалеогеновые образования слагают систему чешуй, ограниченных крутыми ($50-70^\circ$) и пологими ($30-45^\circ$), падающими на запад и северо-запад взбросами и надвигами (см.рис.4). Мощность отдельных чешуй варьирует от первых сотен метров до нескольких километров. Породы в них интенсивно деформированы, но стиль деформаций в разных чешуях часто различный.

В самой восточной части структуры (поле развития ветловского и кремнисто-базальтового комплексов) породы разбиты преимущественно пологими (до $30-45^\circ$) надвигами восток-юго-восточной vergentности на отдельные чешуи, часто сложенные различными толщами этих комплексов. Внутри чешуй широко проявлены послонные и субгоризонтальные срывы, смещающие различные пакки пород относительно друг друга. Породы смяты в напряженные, наклоненные на восток (рис.16,а,б), часто лежащие складки с размахом крыльев от первых до нескольких сот метров.

Образования кремнисто-базальтового комплекса слагают маломощные (100-300 м) тектонические клинья среди пород ветловского комплекса



Р и с. 15. Схематическая геологическая карта северной части хребта Кумроц (составлена В.П.Зинкевичем, Н.В.Цукановым с использованием материалов Б.И.Сляднева)

1 - четвертичные отложения; 2 - плиоценовые отложения; 3 - эоцен-нижнеолигоценные отложения (правократонская толща); 4, 5 - верхне-маастрихт-нижнепалеогеновые образования: 4 - ветловский комплекс: а - кремнистая толща, б - алевритовая толща, в - песчаниковая толща; 5 - олистостромовая толща; 6-9 - верхнемеловые образования (хапцикий комплекс): 6 - кремнисто-туфогенная толща, 7 - терригенно-кремнисто-туфогенная толща, 8 - эффузивно-кремнистая толща (а - нижняя, б - верхняя подтолща), 9 - вулканогенная толща; 10 - субвулканические тела кислого состава; 11 - серпентинитовый меланж; 12 - блоки в меланже: а - габбро, б - массивные перидотиты, в - кремнистые породы; 13 - геологические границы: а - согласные, б - несогласные; 14 - разрывные нарушения: а - надвиги, б - недифференцированные; 15 - элементы залегания; 16 - места находок микрофауны; 17, 18 (на профиле): 17 - нижняя часть эффузивно-кремнистой толщи, 18 - алевритовая толща ветловского комплекса



Р и с. 16. Характер деформаций толщ ветловского комплекса

а - кремнистая толща р.Левая Ветловая;
б - алевролитовая толща р.Вторая

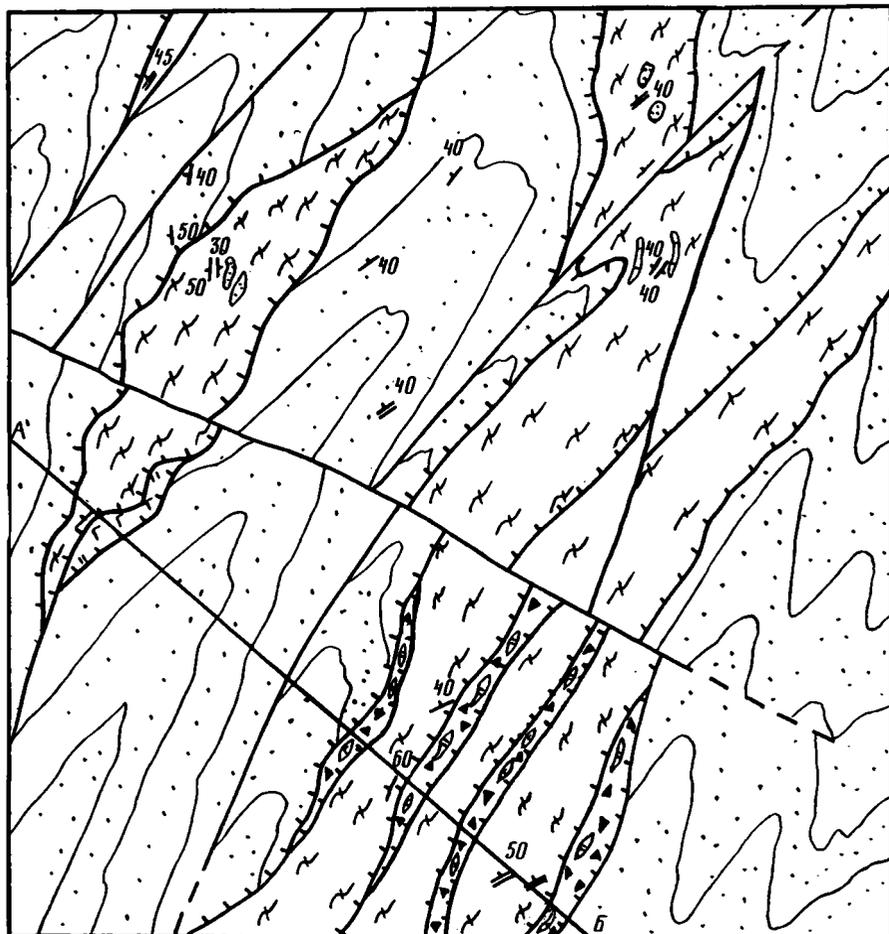
(рис.17) и, в свою очередь, разделяются субсогласными срывами на серию более тонких пластин по 20–50 м мощности. Складчатые деформации для отложений этого комплекса не характерны, но широко проявлены расланцевание, будинаж и перекристаллизация пород.

Обычно на границах чешуй, образованных породами кремнисто-базальтового и нижней части ветловского комплексов, развиты зоны терригенного меланжа мощностью до 100 м. Матрица его образована интенсивно тектонизированными алевролитами и аргиллитами (иногда породы превращены в глинистую массу), в которых заключены блоки и глыбы размером до первых десятков метров, ориентированные субпараллельно расланцеванию матрикса. Реже встречаются отдельные пластины, сложенные тонкослоистыми кремнями или кремнистыми алевролитами и аргиллитами с линзами известняков. Глыбы и блоки сложены преимущественно базальтами, диабазами, габбро-диабазами, яшмами и кремнями, реже встречаются пироксениты, известняки, габбро.

В центральной части Курочского поднятия, где распространены в основном туфотерригенные отложения верхней части ветловского и дроздовского комплексов, а также образования терригенно-кремнисто-туфогенной толщи халицкого комплекса, структурный рисунок остается прежним. Но здесь чешуи (1–3 км мощности) разделены крутопадающими разломами (50–70, иногда до 80°) с падением плоскости сместителя к запад-северо-западу.

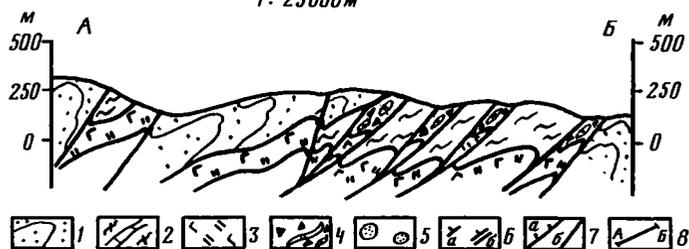
Породы имеют обычно крутые северо-западные падения от 40–50 до 70–90°; в отдельных чешуях породы смяты слабо и образуют моноклинали (угол падения пород не превышает 20–30°).

Крупные антиклинальные складки с размахом крыльев в первые километры обычно сильно сжаты, а замки их часто срезаны эрозией, что создает видимость моноклиналиного залегания пород. Но изредка встречаются и замковые части антиклиналей. В зонах компонентных пород отмечается мелкая, нередко дисгармоничная складчатость. Все отложения обычно нарушены многочисленными мелкими, преимущественно крутыми разломами. Обычен интенсивный кливаж и расланцевание пород.



250 0 250 500 м

1: 25000 м



Р и с. 17. Схематическая геологическая карта среднего течения р.Вторая

1, 2 - образования ветловского комплекса ($K_2m_2-P_1$): 1 - средняя часть, 2 - нижняя часть; 3 - образования кремнисто-базальтового комплекса ($Km-P_1$); 4 - терригенный меланж; 5 - глыбы алевролитов и песчаников; 6 - элементы залегания: а - слоистости, б - расщепления; 7 - разломы: а - надвиги, б - недифференцированные; 8 - линия разреза

В некоторых местах (к югу от озера Ажабачье) нацело передробленные породы слагают протяженные зоны мощностью до 2 км. Здесь в сильно тектонизированном матриксе (породы превращены в легко размокающую вязкую глинистую массу) находятся глыбы и блоки размером до первых километров, сложенные песчаниками, кремнистыми породами, переслаивающимися алевролитами и песчаниками, реже, по данным В.И.Тихонова [1968], эффузивами и туфами. В северном направлении эта зона выклинивается и прослеживается в виде сближенных разрывных нарушений. Породы в этой зоне тектонизированы до такой степени, что часто невозможно отобрать образец. Здесь же широко проявились цеолитизация и карбонатизация пород.

В северо-западной части Кумрочского тектонического поднятия характер тектонических деформаций иной. Здесь проявляются полого залегающие тектонические пластины, образованные верхнемеловыми породами и полимиктовым серпентинитовым меланжем. Относительным автохтоном служат верхнекампан-маастрихтские (эффузивно-кремнистая, вулканогенная) и верхнемаастрихт-датская (олистоостромовая) толщи, а аллохтонные пластины представлены кремнисто-туфогенной толщей раннемаастрихтского возраста и полимиктовым серпентинитовым меланжем (см. рис.15).

Относительный автохтон имеет неоднородное строение. Образования эффузивно-кремнистой толщи, обнажающиеся в тектоническом окне в бассейне рек Уколка и Ольховая, смяты в пологие, с углами падения на крыльях $30-40^{\circ}$, прямые, иногда наклоненные к северо-западу складки, которые осложнены мелкой дисгармоничной складчатостью вблизи крупных разрывных нарушений. Породы интенсивно будинированы и рассланцованы, широко развиты субгоризонтальные малоамплитудные (до первых десятков метров) срывы. В верхней туфогенно-терригенной части разреза широко проявились подводно-оползневые дислокации.

Породы вулканогенной и олистоостромовой толщ имеют падение, близкое к вертикальному, что создает видимость моноклиального залегания. Однако иногда можно видеть замковые части складок (в верховьях рек Алтын и Уколка). Это прямые, близкие к изоклиральным, реже наклоненные на восток и юго-восток, а иногда и на северо-запад складки, преобладающие падения пород на крыльях - $50-80^{\circ}$. Для обеих толщ характерно широкое развитие субгоризонтальных и послонных срывов и малоамплитудных (в первые десятки метров) надвигов. Вблизи надвигов и взбросов напряженность складчатости увеличивается, породы здесь обычно рассланцованы и будинированы.

Автохтон разбит протяженными разломами северо-восточного простирания, среди которых преобладают крутые надвиги ($40-60^{\circ}$) и взбросы.

Нижняя аллохтонная пластина сложена образованиями нижнемаастрихтской кремнисто-терригенной толщи, развитой в верховьях р.Уколка. Пологозалегающая пластина (угол падения меняется от $20-30$ до 40°) общей мощностью около 500 м надвинута в юго-восточном направлении на верхнемаастрихт-датские образования олистоостромовой толщ.

Породы в ней дислоцированы слабо и падают к западу под углом $30-40^{\circ}$. Дислоцированность пород резко увеличивается в нижней части пластины. Здесь прослеживается невыдержанная по мощности (от 10 до 100 м) зона рассланцованных, катаклазированных пород, состоящая из раздробленных кремней, туфов, туфогравелитов (отмечаются породы как аллохтонной пластины, так и нижележащей толщ). В южном направлении эта зона сменяется маломощным (20 м) серпентинитовым меланжем.

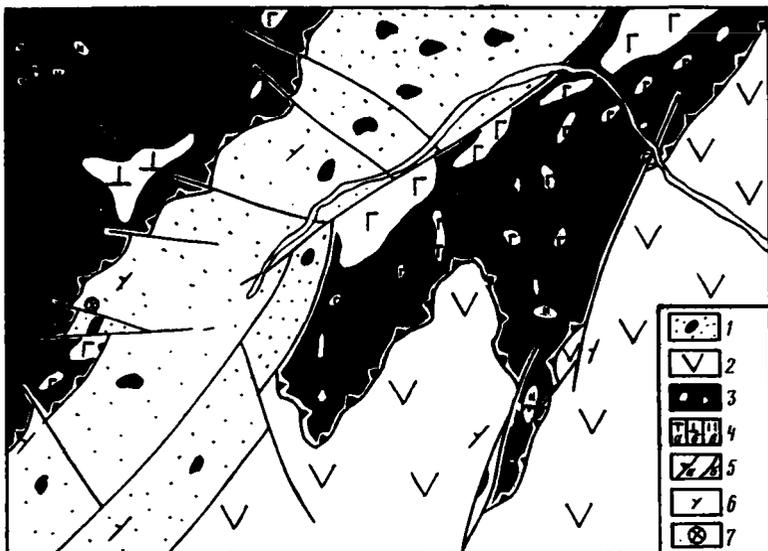
Верхняя аллохтонная пластина, главным образом полого ($10-20^{\circ}$) залегающая на верхнемеловых-нижнепалеогеновых образованиях, сложена полимиктовым серпентинитовым меланжем, развитым на огромной площади (около 400 км^2) в бассейне рек Лотон, Кротон, Уколка, Ольховая, Алтын. На западе она по системе крутых сбросов контактирует с плиоцен-четвертичными образованиями Центрально-Камчатской грабенообразной депрессии.

Наибольшая мощность меланжа в бассейне р.Левая Уколка достигает 500 м, хотя на большей части территории она гораздо меньше. Незначительная мощность пластины меланжа подчеркивается тектоническими окнами, в которых обнажаются рассланцованные вулкано-кремнистые и туфогенно-терригенные образования автохтона.

Пластина серпентинитового меланжа надвинута в юго-восточном направлении на породы эффузивно-кремнистой, кремнисто-туфогенной и олистостромовой толщ хапицкого комплекса. В зоне контакта (в подошве пластины меланжа) породы превращены в однородную глинистую массу голубоватого цвета, в которой заключены блоки и глыбы, сложенные породами автохтона. Большинство глыб покрыты серпентинитовыми рубашками.

Перед фронтом покрова отмечаются выходы серпентинитового меланжа, протягивающиеся узкой (до 2 км) прерывистой полосой от верховьев р.Радуги на юге до р.Ольховая на севере. В верховьях рек Правая Радуга и Правая Ветловая эта зона перекрывается плиоцен-четвертичными туфогенными образованиями, прорывается плиоценовыми роговообманковыми диоритами и снова появляется только в верховьях р.Алтын. В диоритах (верховья р.Вторая Россошина) наблюдаются ксенолиты серпентинитов. При беглом рассмотрении создается впечатление, что это самостоятельная крутопадающая зона серпентинитового меланжа, разделяющая различные тектонические чешуи. Но проведенное нами [Цуканов, Зинкевич, 1987] крупномасштабное картирование в междуречье р.Алтын и ручья Кумроч показало, что это тектонический останец покрова (рис.18), где серпентинитовый меланж слагает сильно сжатую синформу с крутым ($60-70^{\circ}$) опрокинутым северо-западным и пологим ($20-30^{\circ}$) юго-восточным крыльями. Этот вывод подтверждается также тем, что меланж перекрывает различные по возрасту породы. В зоне юго-восточного контакта отмечается наиболее интенсивное рассланцевание серпентинитов и сильная тектонизация (брекчирование, рассланцевание, кливаж) в подстилающих породах вулканогенной толщ. Здесь интенсивно проявились процессы альбитизации. С северо-запада на меланж надвинуты породы верхнемастрихт-датского возраста. В зоне контакта отмечаются многочисленные разноразмерные глыбы габбро в серпентинитовых рубашках с характерными следами тектонической штриховки.

Серпентинитовый меланж сложен глыбами и блоками (до I-I,5 км) серпентинизированных гарцбургитов, дунитов, пироксенитов, хромитов, амфиболизированных габбро, диабазов, базальтов, андезито-базальтов, роговообманковых андезитов, различных по составу туфов и кремней; гораздо реже встречаются амфиболиты, родингиты, полосчатые габбро, плагиограниты. Для многих глыб диабазов (верховья рек Средняя и Левая Уколка) можно предположить, что первоначально это были дайковые тела. На это указывает закономерность их пространственного расположения, а также наличие в них ксенолитов серпентинизированных перидотитов. Глыбы габброидов интенсивно тектонизированы и разбиты многочисленными трещинами (мощностью до I м), выполненными ксонотлитом. Глыбы и блоки находятся в интенсивно тектонизированных серпентинитах, часто превращенных в синие тектонические глины.



Р и с. 18. Строение краевой части покрова серпентинитового меланжа между речьями р.Алтын и ручья Кумроч

1 - отложения олистостромовой толщи; 2 - образования вулканогенной толщи; 3 - серпентинитовый меланж; 4 - блоки в меланже: а - габброиды, б - перидотиты, в - кремни; 5 - разрывные нарушения: а - надвиги, б - недифференцированные; 6 - элементы залегания; 7 - места находок микрофауны

Крупные блоки габброидов, встреченные в верховьях р.Ольховая и в среднем течении ручья Кумроч, возможно, представляют собой остатки самостоятельной пластины мощностью до 300 м. Они имеют сложное строение: в нижней части блока развиты меланократовые и лейкократовые габбро, которые расслаиваются серпентинизированными пироксенитами; в верхней части - амфиболовые габбро, которые прорываются дайками диабазов с ксенолитами серпентинитов. Породы сильно тектонизированы и разбиты многочисленными субгоризонтальными зонами будинированных габбро.

В меланже отмечаются также субгоризонтально залегающие тектонические блоки, сложенные фрагментами (до нескольких сот метров) разрезов вулканогенно-осадочных образований позднекампанского-раннемаастрихтского и средне-позднекампанского возраста.

Пластина серпентинитового меланжа дислоцирована. Она смята в пологие складки северо-восточного простирания с углами падения до $10-15^{\circ}$, но во фронтальной части покрова и вблизи крупных надвигов степень дислоцированности ее резко увеличивается.

Весь покров меланжа разбит протяженными надвигами и взбросами северо-восточного простирания. По надвигам происходит, вероятно, сдвигание пластины меланжа (среднее течение р.Левая Уколка); иногда вдоль таких зон протягиваются ориентированные блоки габброидов.

В северной части района пластина серпентинитового меланжа надвинута не только на меловые, но и на палеогеновые отложения. В поле распространения палеогеновых пород, смятых в прямые, реже наклоненные к юго-востоку складки с размахом крыльев до 200-300 м и углами падения до $30-40^{\circ}$, встречаются нез-

начительные тектонические останцы серпентинитового меланжа. Здесь же отмечаются близкие к субширотным сбросы, по которым происходит ступенчатое погружение серпентинитового меланжа в северном направлении под плиоцен-четвертичные отложения озерновской депрессии.

Неоавтохтон в северо-западной части хребта Кумроч представлен плиоцен-четвертичными туфотерригенными образованиями. Эти отложения плащеобразно перекрывают меловые и палеогеновые породы и серпентинитовый меланж. Неоавтохтон залегает субгоризонтально с углами падения пород до 10° . Складчатые деформации пород практически отсутствуют, и только в приразломных зонах появляются мелкие складки и флексуры.

Южная часть Кумрочского тектонического поднятия отделяется от Центрально-Камчатской грабенообразной депрессии крупным разломом, для которого отмечается сдвиговая амплитуда перемещения [Кожурин, 1985].

Другая крупная разломная зона (надвиг Гречишкина) ограничивает Кумрочское тектоническое поднятие с востока. По ней на верхнепалеоген-нижнемиоценовые отложения тюшевой свиты надвинуты верхнемеловые-нижнепалеогеновые образования. В зоне надвига мощностью до 150 м развиты интенсивно тектонизированные породы, иногда к ней приурочено резкое понижение в рельефе. Миоценовые отложения дислоцированы сравнительно слабо, они смяты в пологие (с углами падения на крыльях $30-40^{\circ}$) прямые складки и только вблизи надвига интенсивно рассланцованы.

Итак, строение Кумрочского тектонического поднятия неоднородно. Восточная и южная его части имеют чешуйчато-надвиговое строение, а в северо-западной широко развиты аллохтонные пластины, сложенные нижнемаастрихтскими отложениями и серпентинитовым меланжем. Эти пластины также дислоцированы и разбиты чешуйчатými надвигами.

В целом с запада на восток происходит омоложение пород. В этом же направлении плоскости чешуйчатых надвигов становятся более пологими. Такой тип тектонического строения характерен для аккреционных комплексов, широко развитых в северо-западном обрамлении Тихого океана, примеры которых будут рассмотрены ниже (см. главу пятую).

Анализ строения хребта Кумроч позволяет выделить три этапа тектонических перестроек в этом районе: позднемаастрихт-датский, позднеэоценовый и позднемиоценовый, причем первые два этапа датируются по возрасту олистостромовых комплексов.

В сеюне на скученной океанической коре апт-туронского возраста произошло заложение линейного вулканического поднятия с островодужным типом вулканизма, к западу от которого накапливались кремнисто-туфогенные отложения, формационно сопоставимые с образованиями задуговых бассейнов. На границе мела и палеогена в обстановке горизонтального ожатия произошло тектоническое совмещение разнофациальных толщ хапицкого комплекса. Направление и амплитуда перемещения масс для этого времени из-за отсутствия их надежных маркеров неясна. Имеющиеся косвенные данные (вергентность складок, олистостромовые горизонты) позволяют предполагать, что движения носили разнонаправленный характер. В результате этого тектонического скупивания было сформировано покровно-складчатое сооружение с сильно расчлененным рельефом, где существовали, по-видимому, острова, разделенные глубокими прогибами, в которых шло накопление флишопидных терригенных толщ. К востоку от этого поднятия находился открытый

бассейн со смешанным ооадконакоплением. Развитие здесь образования характерны для преддуговых бассейнов, внутренних склонов желобов и открытого моря.

Следующий этап сжатия фиксируется в середине палеогена, когда происходило образование чешуйчатых надвигов в восточной части района и малоамплитудных покровов в западной части. Начало этого этапа фиксируется в северо-западной части хребта накоплением микститовых горизонтов правократонской толщи позднеоцен-раннеолигоценового возраста. Общая вергентность структур в сторону Тихого океана указывает, что надвигание масс шло с северо-запада на юго-восток, либо происходил подвиг в обратном направлении.

Наиболее поздний этап горизонтального сжатия приходится на поздний мiocен. Он уступал по интенсивности более ранним тектоническим движениям. Этот этап деформаций проявился наиболее сильно в юго-восточной части района, где отмечаются надвиги верхнемеловых-нижнепалеогеновых образований на верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения Восточно-Камчатского прогиба. Амплитуда перемещения по этим надвигам оценивается в 15-20 км [Шапино, 1980]. В других частях хребта Кумроч произошло лишь обновление более древних нарушений.

Таким образом, анализ тектонического строения Кумрочского тектонического поднятия свидетельствует о том, что, вероятно, начиная с позднего мела ведущая роль в формировании структуры принадлежала аккреции при дискретном поддвигании литосферных масс ложа Тихого океана.

Валагинское тектоническое поднятие

Наиболее полно изучена его северная часть от ручья Белый на юге до р.Ипуин на севере (рис.19), где оно сложено мел-палеогеновыми вулканогенными и терригенными образованиями. Широко развит серпентинитовый меланж. Миоценовые отложения развиты только в Шапинском грабене. Местами все образования с несогласием перекрываются плиоцен-четвертичными вулканогенными породами.

Основные черты стратиграфии

Ранее все меловые отложения района объединялись в единую валагинскую серию, в нижней части которой развиты терригенные, иногда слабо метаморфизованные образования, а в верхней - вулканогенные породы [Геология СССР, 1964; Селиверстов, 1978].

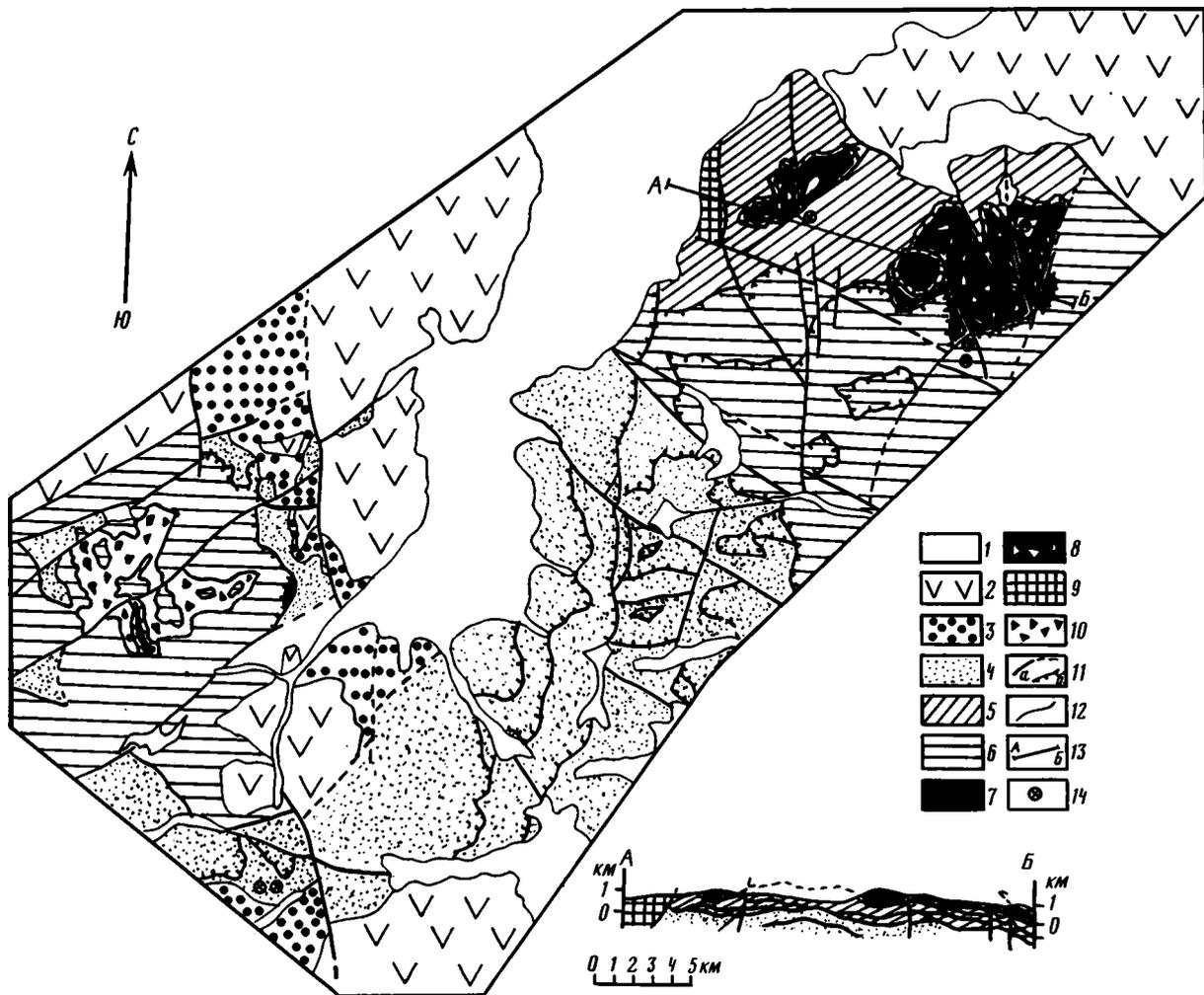
Проведенные совместно с В.П.Зинкевичем, Е.А.Константиновской работы показали, что нижняя и верхняя части этой серии являются разновозрастными и имеют тектонические взаимоотношения [Константиновская, 1987; Зинкевич и др., 1989].

Образования, слагающие Валагинское поднятие, разделяются на два комплекса: кремнисто-вулканогенный сенонского возраста и кремнисто-терригенно-туфогенный сенон-палеооценового возраста [Константиновская, 1987].

Кремнисто-вулканогенный комплекс ($K_2^{ан}_2$). Этот комплекс объединяет отложения попутновской, темнореченской и хребтовской (алешкинской) толщ. Образования его широко развиты в северной части поднятия, в бассейне ручьев Дальний и Темный и в хребте Широком. Они представлены различными оливин-пироксен-порфировыми и афировыми базальтами со сферической и массивной текстурой, андезит-базальтами, андезитами, их туфами различной размерности, лавобрекчиями, туфобрекчиями и туфоконгломератами, кремнями, туфосилицитами, туфопелитами и туфопесчаниками.

Р и с. 19. Геологическая карта северной части Валагинского хребта (составлена В.П.Зинкевичем, Е.А.Константиновской, Н.В.Цукановым)

1 - плейстоцен-голоценовые аллювиальные, ледниковые и водноледниковые образования; 2 - плиоценовые вулканоγενные образования (шапкинская толща); 3 - миоценовые терригенные отложения; 4 - сенон-палеоценовый кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс; 5, 6 - сенонский кремнисто-вулкано-генный комплекс: 5 - преимущественно туфогенные образования, 6 - преимущественно вулкано-генные образования; 7 - гипербазиты; 8 - серпентинитовый меланж; 9 - габбро и габбро-амфиболиты; 10 - автоклас-тический меланж; 11 - разрывные нарушения: а - недифференцированные, б - надвиги; 12 - геологические границы; 13 - линия профиля; 14 - места находок микрофауны



В верхней части комплекса выделяется толща (около 200–300 м), сложенная туфами, лавами и лавобрекчиями ультраосновного состава. Покриты также слагают отдельные дайки и потоки по всему разрезу.

Толща разбита многочисленными разломами, поэтому можно наблюдать лишь фрагменты разрезов мощностью 200–500 м.

Нижние части комплекса, обнажающиеся в левом борту ручья Дальний и на водоразделе с ручьем Темный, представлены грубо переслаивающимися оливин-пироксеновыми и афировыми базальтами, чаще всего с массивной текстурой, агломератовыми туфами, лавобрекчиями и псаммитовыми и псефитовыми кристаллолитокластическими туфами. В некоторых местах они прорваны дайками покритов. Выше в разрезе появляются пачки, сложенные вишнево-бурыми и бурыми туфосилицитами, туфопилитами, кремнями, яшмоидами с линзами известняков, которые переслаиваются с туфами, и отдельными потоками андезито-базальтов и андезитов.

Общая мощность этого комплекса достаточно условно из-за многочисленных послонных срывов определяется в 2000 м.

В туфосилицитах, слагающих прослой среди вулканогенных пород и аналогичных пород крупного блока в районе г. Останец, были обнаружены позднекампанские-раннемаастрихтские радиолярии: *Staurodictya fresnoensis* Foreman, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *D. multicostata* Zittel gr., *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark) var B, *A. enesseffi* Foreman, *Clathrocyclas hyronia*, *Archaeodictyomitra regina* (Campbell and Clark), *Stichomitra livermorensis* Foreman.

Из яшмоидов, слагающих отдельные блоки, в меланже был получен богатый комплекс, содержащий: *Dictyomitra striata* Lipman, *D. densicostata* Pessagno, *D. duodecimcostata* Squinabol, *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark) var B, *Dictyomitra multicostata* Zittel gr., свидетельствующих о позднесантонском-раннекампанском возрасте вмещающих пород. Возраст всего комплекса в целом принимается как позднесенонский.

Кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс (K₂-P₁?). Кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс объединяет отложения, выделяемые ранее в мухтарскую, белореченскую, духтахтыцкую и голубовскую толщи. При детальном изучении [Константиновская, 1987; Зинкевич и др., 1989] было установлено, что многочисленные толщи представляют собой тектонически совмещенные части единого разреза.

Породы комплекса широко распространены в центральной и южной частях района, в верховьях р. Правая Шапина. Полные разрезы кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса отсутствуют, а маломощные фрагменты разрезов нарушены многочисленными послонными срывами. Основание разреза комплекса в пределах северной части Балагинского поднятия не вскрыто.

В нижней части разреза обнажаются маломощные покровы андезитов и андезито-базальтов, которые образуют линзовидные тела в кремнистых алевролитах, туфопелитах, темно-серых кремнях. В средней части разреза распространены преимущественно туфопесчаники с прослоями гравелитов, туфоалевролиты с отдельными прослоями кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов; редко встречаются известковые песчаники и известняки. Туфоалевролиты, туфопесчаники алевролиты, туфогравелиты часто образуют флишидное переслаивание.

В средней части разреза З.Г. Бадрединов обнаружил туфы ультраосновного состава (устное сообщение). Верхняя часть разреза (до 300 м) сложена грубообло-

мочными породами - туфобрекчиями, различными туфами основного, среднего состава, туфоконгломератами и туффитами. В туфобрекчиях встречаются обломки различных пироксен-плагноклазовых порфировых и афировых базальтов и андезитов, кремнистых пород и кристалло- и литокластических туфов основного и среднего состава.

Породы часто изменены. В зонах послонных срывов они претерпели сильное рассланцевание, кливаж и местами метаморфизм зеленосланцевой фации.

Вопрос о возрасте пород кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса до последнего времени был дискуссионным. В.А.Селиверстов обнаружил в духтахтычской толще (соответствует средней части описываемого комплекса) обломки створок иноцерамов и устриц плохой сохранности, что позволило эти отложения предположительно отнести к мелу.

Позднее М.Е.Бояринова в 1982 г. обнаружила в кремнистых породах средней подтолщи голубовской толщи (также средняя часть описываемого комплекса) радиоларии, которые Н.Н.Литвинова определила как кампан-маастрихтские. Сходный комплекс в кремнях голубовской толщи (соответствует всему объему выделяемого комплекса) определила Л.И.Казинцева.

Из темно-серых кремней нижней части кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса извлечены радиоларии (определение Д.И.Витухина, Л.Г.Брагиной, Н.Ю.Брагина), среди которых были обнаружены представители рода *Ommatogramma* sp., встречающиеся только в кайновое. В комплексе также были определены: *Stichomitra livermorensis* Foreman, *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark), *Dictyomitra multicostata* Zittel gr., *Orbiculiforma* sp., *Stichomitra* sp., *Spongurus* sp., *Lithomitra* sp., отмечено обилие прунобрахид, одна из которых похожа на *Frunobrachium* cf. *longum* кампан-палеоценового возраста.

Возраст кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса в настоящее время можно определить не точнее, чем поздний сенон-ранний палеоген.

Проведенный Е.А.Константиновской [1987] анализ строения и вещественного состава близких по возрасту кремнисто-вулканогенного и кремнисто-терригенно-туфогенного комплексов показал, что они формировались в сопредельных зонах. Подтверждением формирования обоих комплексов в смежных зонах является появление в разрезах кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса туфов основного, среднего и ультраосновного состава.

Вулканогенные породы кремнисто-вулканогенного комплекса накапливались в кампан-маастрихтское время в мелководных условиях, на что указывает широкое развитие туфогенных разностей и массивная текстура эффузивов. Это было вулканическое поднятие с известково-щелочной спецификой вулканизма. Образования кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса отлагались в кампан-раннепалеогеновое время западнее области вулканических поднятий. Формирование его происходило при неравномерном смешивании обломочного материала из двух генетически различных источников. Один поставлял вулканогенный материал основного и среднего состава, который переносился в этот бассейн главным образом гравитационными потоками, формируя проксимальные и дистальные части конусов выноса, другой в незначительном объеме поставлял аркозовый материал.

Мел-палеогеновые образования с несогласием перекрываются миоценовыми терригенными отложениями и плиоцен-четвертичными эффузивными и туфогенными образованиями. Миоценовые отложения представлены песчаниками с обломками раковин моллюсков, алевролитами, гравелитами и реже конгломератами.

Структура Валагинского хребта практически всеми исследователями рассматривалась как крупная антиклиналь [Геология СССР, 1964; Шапиро, Селиверстов, 1975]. Большинство авторов отмечали сильную дислоцированность меловых толщ. Давно было установлено широкое развитие надвигов в этом районе [Тихонов, 1968], что подтвердилось при геологических съемках масштабов 1:200 000, 1:50 000, проводившихся В.А.Селиверстовым, Н.Г.Кимом и Г.Б.Успенским, и тематическими работами М.Е.Бояриновой. В последнее время нами совместно с Ю.Н.Разницинным было установлено широкое развитие серпентинитового меланжа и высказано предположение о покровном строении северо-восточной части района [Разницин и др., 1984]. Детальное картирование, проведенное совместно с В.П.Зинкевичем и Е.А.Константиновской, повсеместно показало тектонические соотношения между кремнисто-вулканогенным комплексом и кремнисто-терригенно-туфогенным и подтвердило широкое развитие по всему району надвигов и пологих послонных срывов.

В общем виде структура Валагинского поднятия представляется как крупная антиформа северо-восточного простирания [Зинкевич и др., 1989]. На севере структура хребта погружается под плиоцен-четвертичные вулканогенные образования вулкана Кизимен, а на юго-востоке и юге - вулканов Кроноцкого, Крашенинникова и Унана. На западе структура системой ступенчатых сбросов отделена от Центрально-Камчатской депрессии. Автохтоном служат образования кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса, на который с востока надвинуты серпентинитовый меланж и образования кремнисто-вулканогенного комплекса. Сходное строение имеет и западная часть района (хребет Широкий). Аллохтонные вулканогенные комплексы на северо-востоке (район горы Попутная) и западе (хребет Широкий), по данным В.П.Зинкевича и Е.А.Константиновской, сходны по составу слагающих их пород, но на западе они более интенсивно тектонизированы. Вся структура северной части поднятия расчленена Шапинским грабеном, выполненным миоцен-четвертичными образованиями, и перекрыта полого залегающим неавтохтонным чехлом позднемиоцен-четвертичного возраста. Широко развиты сбросы северо-западного простирания, которые формируют современную клавишную структуру района.

А в т о х т о н представлен верхнесенон-нижнепалеогеновыми образованиями кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса. Характер дислоцированности пород во многом определяется компетентностью отложений. Складчатые деформации наиболее сильно проявляются в относительно тонких разностях.

Образования автохтона на востоке деформированы значительно интенсивнее, чем на западе. В районе горы Перевал картируется антиформа север-северо-восточного простирания, шарнир которой погружается в этом же направлении. Размах крыльев этой структуры достигает 10 км. Крылья антиформы осложнены системой встречных надвигов. На восточном крыле отмечаются фрагменты аллохтонных образований кремнисто-вулканогенного комплекса.

Специальное изучение этой части автохтона, проведенное В.П.Зинкевичем и Е.А.Константиновской, показало, что разные части разреза кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса тектонически совмещены по пологим срывам, так что одни и те же пачки пород несколько раз повторяются в разрезе (рис.20). Они разделяются зонами (до 10-20 м) катаклаза и нередко сопровождаются прокварцеванием. К этим зонам часто приурочены метаморфизованные породы.



Р и с. 20. Строение терригенно-кремнисто-туфогенного комплекса района горы Перевал

Крупные срывы сопровождаются более мелкими, по которым также происходит смещение толщ одна относительно другой. На контактах между ними отмечаются пластические деформации, будинаж.

Поверхности крупных субгоризонтальных нарушений смяты в пологие складки и разбиты надвигами с падением плоскостей сместителей к западу под углом $20-40^{\circ}$. Встречаются и встречные надвиги. Такое строение западного крыла антиформы прекрасно видно в вер-

ховьях ручья Белый. Здесь вся толща разбита на сравнительно маломощные (50–300 м) пластины надвигами с падением плоскости сместителя под углом $20-40^{\circ}$ на запад-северо-запад (см. рис. 19). В нижней части выделяется толща туфов и кремнистых пород, слагающих ядро антиклинальной складки. Выше залегает толща грубых туфов, черных туфосилицитов и туффитов. В основании грубых туфов фиксируется пологий срыв. Породы на контакте сильно рассланцованы, здесь же появляется зона зеленосланцевого метаморфизма (до 1 м). Вверх по разрезу идет чередование пачек тонкого переслаивания туффитов, алевролитов, кремней, которые разделяются зонками (до нескольких метров мощности) будинированных пород. Образования внутри пачек часто смяты в лежачие наклоненные на восток складки. Венчает разрез тектоническая пластина (около 150 м) туфобрекчий с прослоями туффитов и кремнистых сланцев.

К западу от выше описанной структуры образования кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса смяты в пологие складки северо-восточного простирания с углами падения на крыльях до 30° .

Аллохтонные образования представлены серпентинитовым меланжем и кремнисто-вулканогенными образованиями верхнего сенона. Они развиты в районе горы Попутная (Попутновский аллохтон) и в хребте Широком (Савульчинский аллохтон) [Зинкевич и др., 1989].

Попутновский аллохтон разделяется на три структурных элемента: 1) нижний, сложенный в основном туфогенными разностями пород; 2) средний, представленный серпентинитовым меланжем; 3) верхний, сложенный преимущественно эффузивами основного-среднего и ультраосновного состава.

Нижний аллохтонный комплекс слагает междуречье р. Ипуин и ручья Дальний. Породы аллохтона смяты в нормальные, прямые складки с размахом крыльев до 1–3 км и углами падения на крыльях до $50-60^{\circ}$. Все образования разбиты многочисленными крутыми разрывами.

Образования нижнего комплекса полого ($20-30^{\circ}$) перекрыты серпентинитовым меланжем, который развит в районе гор Останец и Попутная. В районе горы Останец серпентинитовый меланж слагает маломощный (до 100–150 м) бескорневой тектонический покров, в котором находится, кроме мелких глыб, крупный (0,5 x 1 км) блок, сложенный образованиями верхнего комплекса и крупное (4 км²) тело серпентинизированных гарпбургитов с телами хромитов.

В районе горы Попутная серпентинитовый меланж занимает площадь около

20 км². На северо-западе он полого (10–20°) перекрывает нижний комплекс. Мощность его здесь около 100–150 м. На востоке и юге меланж погружается под вулканогенные образования верхнего комплекса, т.е. он образует маломощную пластину, разграничивающую нижний и верхний аллохтонные комплексы.

Меланж представлен голубоватыми и голубовато-зелеными серпентинитами, в которых зажаты глыбы и крупные блоки (до нескольких сотен метров в поперечнике), сложенные различными порфировыми, реже афировыми базальтами, их туфами, габброидами, андезитами, в различной степени серпентинизированными гарцбургитами, дунитами, пироксенитами, яшмами, радиоляритами и туфосилицитами. Гораздо реже встречаются родингиты, пикриты. В зоне развития меланжа находится сравнительно крупный (8 км²) массив слабо серпентинизированных ультрабазитов. Он представляет собой, по данным В.А.Селиверстова, лакколитоподобное тело изометричной в плане формы и максимальной мощностью до 700 м [Селиверстов, 1978]. Массив сложен преимущественно гарцбургитами с линзами дунитов и пироксенитов. Гарцбургиты и дуниты характеризуются четким тектонитовым строением, в их микроструктурах зафиксированы следы неоднократных высокотемпературных пластических деформаций [Разницын и др., 1984]. В гарцбургитах выделяются два этапа пластических деформаций: первые происходили в условиях относительно низкого стресса и высоких температур, а вторые – при высоких стрессовых напряжениях и сравнительно низких температурах. Подобные многоактно формировавшиеся деформационные структуры устанавливаются в ультрабазитах многих офиолитовых комплексов [Nicolas, 1980]. Первые деформации, по мнению специалистов, происходят во время астеносферного течения, а затем – в процессе выведения ультрабазитов в верхние горизонты океанической коры [Разницын и др., 1984].

Верхняя часть попутновского аллохтона, сложенная разнообразными базальтами, их туфами, туффитами, кремнистыми породами, иногда с линзами известняков и, реже, ультраосновными лавами, представлена пакетом тектонических пластин, наклоненных на восток и смещенных относительно друг друга. Породы в пределах этих тектонических пластин смяты в пологие складки северо-восточного простирания с размахом крыльев до 3 км, с углами падения пород на крыльях до 30–50°.

С а в у л ь ч и н с к и й а л л о х т о н, по данным В.П.Зинкевича и Е.А.Константиновской, состоит из двух комплексов. Нижний сложен сильно тектонизированными эффузивами, а верхний – серпентинитовым меланжем. На северо-западе и юго-востоке он по крутопадающим разломам контактирует с молодыми образованиями Центрально-Камчатской депрессии и Шапинского грабена. На севере вся структура аллохтона перекрывается неогавтохтонным чехлом плиоцен-четвертичного возраста.

Нижний покровный комплекс сложен сильно брекчированными, будинированными вулканогенными породами, при этом верхняя часть комплекса (150–200 м) представляет зону катаклаза. Она состоит из хаотически расположенных блоков, глыб и валунов (размером до нескольких километров) округлой или угловатой формы, представленных базальтами, андезитами: лаво- и туфобрекчиями, кремнистыми породами, заключенными в рыхлый матрикс, состоящий из дресвяного и щебенистого материала, близкого по составу к породам глыб.

Верхний покров представляет собой деформированную пластину, сложенную серпентинитовым меланжем.

Вся структура северной части Валагинского поднятия разбита молодыми северо-западными сбросами на ряд блоков, которые смещены относительно друг друга на сотни метров. Эти разломы формируют клавишную структуру этого района. Как

уже отмечалось, в центральной части поднятия в субмеридиональном направлении протягивается Шапинский грабен, который расширяется в северном направлении и смыкается с Центрально-Камчатской депрессией. Отложения, выполняющие этот грабен, смяты в крупные пологие складки с падением пород на крыльях до 10-20°.

Итак для северной части Валагинского тектонического поднятия установлено развитие двух комплексов пород, образующих покровно-надвиговую структуру этого района. Кремнисто-вулканогенный комплекс формировался в пределах вулканического поднятия с островодужным типом вулканизма [Зинкевич и др., 1987], а кремнисто-терригенно-туфогенный, как было показано Е.А.Константиновской [1987], - в задуговом бассейне.

Формирование структуры поднятия происходило в несколько этапов. На первом этапе была образована покровная структура, когда кремнисто-вулканогенные образования были шарьированы на кремнисто-терригенно-туфогенные отложения. При этом в процесс покровообразования были вовлечены нижние горизонты океанической коры. Во время шарьирования происходило тектоническое расслаивание обоих комплексов. Второй этап сжатия привел к усложнению структуры, заложилась система надвигов юго-восточной vergentности. Позднее вся структура была разбита протяженными северо-восточными сбросами, с которыми, вероятно, связано формирование Шапинского грабена и Центрально-Камчатской депрессии.

Точная датировка этих тектонических движений затруднительна, так как здесь отсутствуют их комплексы-показатели. Но возраст проявления деформаций хорошо устанавливается, если рассматривать всю Восточно-Камчатскую зону в целом [Брагин и др., 1986; Цуканов, Зинкевич, 1987; Зинкевич и др., 1989].

Сравнение кулисообразно сочленяющихся тектонических поднятий Восточно-Камчатской зоны показывает, что они сложены близкими по возрасту (верхний кампан-нижний палеоген?) вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Анализ строения и распространения этих толщ позволяет говорить, что они накапливались в пределах протяженной зоны типа островной дуги. Поэтому этапы тектонических перестроек, выделенные нами для северных районов [Цуканов, Зинкевич, 1987], характерны для всей Восточно-Камчатской зоны.

Глава четвертая.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

Тектоническое поднятие Камчатского Мыса

В строении п-ова Камчатский Мыс принимают участие меловые эффузивно-туфово-кремнистые и терригенные образования, вулканогенно-осадочные отложения кайнозойского возраста, ультраосновные и основные породы и серпентинитовый меланж (рис.21).

Меловые породы, габброиды и ультрабазиты развиты преимущественно в южной части полуострова. Они интенсивно дислоцированы и, как было впервые показано В.П.Зинкевичем, А.Д.Казимировым и А.А.Пейве [Зинкевич и др., 1985], образуют сложнопостроенный пакет тектонических пластин.

Нижний-верхний мел. Меловые породы интенсивно тектонизированы, разбиты многочисленными срывами, поэтому чаще всего удается наблюдать только фрагменты разрезов мощностью в несколько сотен метров. М.Ю.Хотин [Хотин, 1976] по особенностям состава и строения разделял их на эффузивно-туфово-кремнистую смагинскую и туфогенно-терригенную пикожскую толщи.

Смагинская толща в нижней части сложена базальтами, часто со сферической отдельностью, зелеными и бурными туфобрекчиями, туфами, туффитами, серыми туфосилицитами и бурными яшмами.

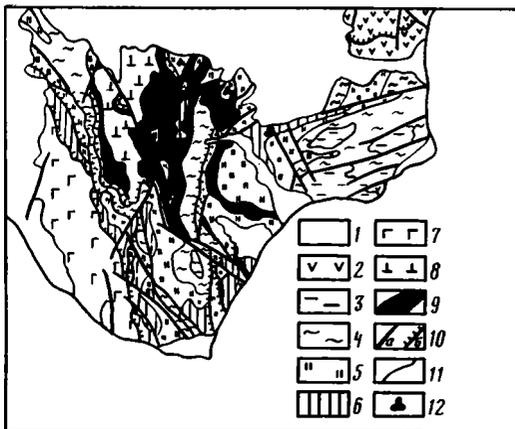
Базальты, представленные в основном афирозыми и редко плагиоклаз-порфиоровыми разностями, приурочены к нижним частям разреза. Так, в нижнем течении р.Каменная развита мощная пачка вулканогенных пород, образованная бурими, темно-зелеными базальтами, туфами, туфобрекчиями, реже встречаются прослои туфогравелитов и туфоконгломератов. Выше по разрезу базальты образуют только отдельные маломощные потоки. На мысе Камчатский характер строения нижней толщи несколько иной. Здесь преобладают зеленовато-серые и бурные туфосилициты, туфопелиты с прослоями бурых яшм, красных кремней и темно-зеленых и бурых базальтов, туфобрекчий и туфоконгломератов с обломками базальтов, яшм и габброидов.

В верхней части смагинской толщи наряду с туфами основного состава, туффитами, отдельными потоками афировых базальтов мощностью до 30 м, туфосилицитами появляются линзы и прослои тонко переслаивающихся (5-10 см) ярко-красных, бурых яшм и серых или розовато-серых известняков.

По р.Камчатская из разреза смагинской толщи полностью выпадают потоки базальтов. В нижней части развиты бурные и темно-зеленые туфы, туфоалевролиты, туфопелиты и туфосилициты, которые вверх по разрезу сменяются пакетами (15-25 м) бурых яшм с розовыми известняками, чередующихся с зелеными туфосилицитами.

Общая мощность смагинской свиты достигает 1200-1400 м.

До недавнего времени возраст ее определялся предположительно как меловой на основании малочисленных находок фораминифер в известняках [Хотин, 1976]. В 1983 г. В.П.Зинкевич, А.Д.Кавириров, А.А.Пейве, Ю.Г.Чураков из бурых яшм, из пакета тонкого переслаивания яшм и известняков, выделили радиолярии, которые позволили датировать вмещающие их толщи аль-сеноманом [Зинкевич и др., 1985].



Р и с. 21. Геологическая схема п-ова Камчатский Мыс (по: Н.Ю.Брагину и др., [1986])

1 - глигоцен-четвертичные отложения; 2 - столбовская толща (нерасчлененная); 3, 4 - пикожская толща: 3 - нижняя подтолща, 4 - верхняя подтолща; 5, 6 - смагинская толща: 5 - нижняя подтолща, 6 - верхняя подтолща; 7 - габброиды Оленегорского массива; 8 - массивные дуниты и перидотиты; 9 - серпентинитовый меллаж; 10 - разрывные нарушения: а - недифференцированные, б - надвиги; 11 - геологические границы; 12 - места находок микрофауны

Пикейская толща разделяется на две согласно залегающие части. Нижняя сложена серыми туфами различной размерности, туфосилицитами и кремнями. Вверх по разрезу появляются прослой аргиллитов и линзы песчаников.

Верхняя часть сложена темно-серыми мелко-среднезернистыми песчаниками с прослоями грубозернистых песчаников, черных, темно-серых алевролитов и аргиллитов. В обломочной части песчаников устанавливается кварц, кислый и средний плагиоклаз, реже биотит и калиевый полевой шпат. Мощность верхней части 300-400 м.

Общая мощность пикейской толщи 1400-1600 м.

Другое расчленение ниже-верхнемеловых пород п-ова Камчатский Мыс предлагается в работе А.В.Федорчука [Федорчук, 1989]. На основе новых фаунистических данных и формационного анализа базальты и кластические образования нижней части смагинской толщи он объединяет с габброидами Оленегорского массива в единый комплекс и датирует поздним мелом-палеогеном. В отдельный комплекс выделяются и яшмово-карбонатные пакеты раннемелового возраста с ассоциирующими с ними океаническими толеитами. Туфогенно-кремнистые и вулканогенно-терригенные верхнемеловые отложения смагинской и пикейской толщ рассматриваются как разновозрастные, но разнофациальные образования, сформировавшиеся в островодужной обстановке.

Верхний мел-палеоген. Образования столбовской серии разделяются на тарховскую, верещагинскую, рифовскую и баклановскую толщи [Борзунова и др., 1969]. Они представлены эффузивно-туфо-кремнистыми в нижней части и вулканогенно-терригенными, часто флишoidalными, породами в верхней части разреза.

Тарховская толща (1500 м) распространена незначительно в южной части полуострова (см.рис.21), где несогласно (?) перекрывает различные отложения африканской серии [Борзунова и др., 1969] и представлена конгломератами, состоящими из галек и валунов верхнемеловых осадочных и интрузивных пород [Хотин, 1976].

Верещагинская толща (4500 м) развита в северной части полуострова. Она имеет согласный, но резкий контакт с туфами тарховской толщи и представлена алевролитами, аргиллитами, туфогенными песчаниками и конгломератами. В обломочной части преобладают обломки базальтов.

Рифовская толща (1750 м) развита в северной части полуострова. Она согласно залегает на нижележащих образованиях и сложена конгломератами, гравелитами и пачками переслаивания полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и реже известняков.

В составе обломочной части пород рифовской толщи преобладают андезитобазальты. Конгломераты рифовской толщи в южной части района состоят из обломков пород тарховской толщи, серпентинитов, габброидов [Хотин, 1976].

Баклановская толща (3400 м) сложена конгломератами, гравелитами, туфами и туффитами, часто имеет флишoidalное строение. На северо-востоке отмечаются потоки базальтов с подушечной отдельностью [Шапиро, 1976].

Для рифовской и баклановской толщ характерна фациальная изменчивость; в западном направлении уменьшается количество грубого материала. В то же время к северо-востоку увеличивается роль вулканогенных образований в разрезе [Хотин, 1976; Шапиро, 1976].

Наиболее древние макрофаунистические остатки известны из кровли верещагинской толщи и определяются как эоценовые. Фауна из отложений рифовской и бак-

лановской толщ имеет олигоценовый возраст [Борзунова и др., 1969]. В то же время Н.М.Райкова [Шапиро, 1976] относит бентосную микрофауну из верещагинской свиты к палеоцену, а из рифовской и баклановской – к эоцену. В последнее время [Решения ..., 1982] нижняя, палеонтологически не охарактеризованная часть этой серии (тарховская толща) условно датируется маастрихтом. Поэтому в целом возраст столбовской серии принимается как маастрихт-эоценовый.

Неоген. Миоценовые отложения залегают с несогласием на всех нижележащих образованиях и представлены флишсоидными терригенными отложениями.

Характер разрезов, вещественный состав меловых толщ был детально рассмотрен в работе М.Ю.Хотина [1976].

Тектоническая структура

Структура южной части п-ова Камчатский Мыс наиболее полно охарактеризована в работе В.П.Зинкевича с соавторами [Зинкевич и др., 1985].

Меловые толщи образуют сложнопостроенный пакет тектонических пластин, который залегают на габброидах Оленегорского массива (см.рис.21). Здесь выделяются четыре аллохтонных комплекса, сложенных офиолитами и туфотерригенными образованиями, и плиоцен-четвертичный неосавтохтонный чехол.

Все аллохтонные комплексы разделены пологими тектоническими нарушениями.

А в т о х т о н, развитый в юго-западной части района (бассейн рек Медвежья, Стремительная, Каменная), сложен различными габброидами с ксенолитами перидотитов и телами габбро-диабазов и диабазов. В нижней части комплекса развиты преимущественно полосчатые диабазовые габбро, а верхняя часть сложена в основном габбро-диабазами и диабазами. Часто габброиды катаклазированы, рассланцованы и превращены в милониты.

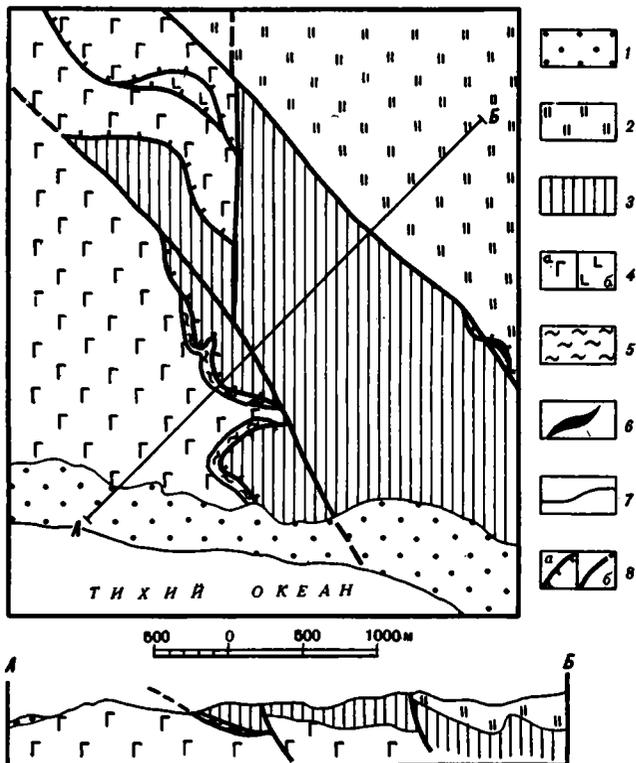
Контакт габброидов с вышележащими базальтами повсеместно проходит по надвигу с углами падения плоскости сместителя от 10–30 до 60–70° на северо-восток. Вдоль него практически повсеместно породы превращены в вязкую голубовато-серую глину с отдельными глыбами габброидов, афировых и плагиоклаз-порфировых базальтов, реже серпентинитов (рис.22). Выше и ниже контакта породы в зоне от нескольких до десятков метров дезинтегрированы; в породах отмечаются многочисленные зеркала скольжения.

Аллохтонные комплексы представлены вулканогенно-кремнистыми, терригенными образованиями и серпентинитовым меланжем [Зинкевич и др., 1985].

П е р в ы й а л л о х т о н н ы й комплекс сложен базальтами, различными туфами, туфосилицитами (смагинская и нижняя часть пикежской толщ). Характерны пачки переслаивающихся бурых яшм и известняков. Породы смяты в сжатые, запрокинутые на юго-запад складки, при этом крупные складки часто осложнены дисгармоничными более мелкими складками. Очень широко распространены пологие (10–30°) надвиги с падением плоскостей сместителей на северо-восток, которые часто обуславливают сдвигание разрезов. Породы нижнего аллохтонного комплекса на юго-западе (бассейн рек Каменная, Быстрая, Медвежья) надвинуты на габброиды Оленегорского массива. На северо-востоке они тектонически перекрываются серпентинитовым меланжем.

В т о р о й а л л о х т о н н ы й комплекс, сложенный серпентинитами с крупными блоками гипербазитов, развит наиболее широко в бассейне р.Белая. Он образует субгоризонтально залегающий тектонический покров общей мощностью около 400 м.

На западе серпентинитовый меланж надвинут на образования африканской серии,



Р и с. 22. Схема геологического строения нижнего течения р.Каменная

1 - плиоцен-четвертичные образования; 2, 3 - сматгинская толща $K_1al - K_2km$; 2 - туфогенно-кремнистые образования, 3 - эффузивно-пирокластические образования; 4 - габброиды Оленегорского массива: а - габбро, б - габбро-диабазы, диабазы; 5 - зоны милонитизации; 6 - серпентинитовый меланж; 7 - геологические границы; 8 - разрывные нарушения: а - надвиги, б - недифференцированные

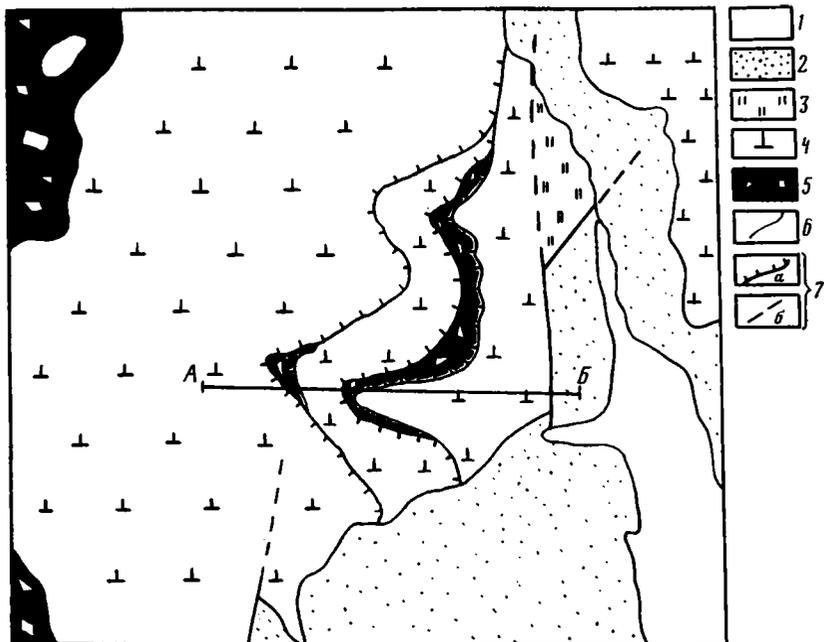
ку р.Белая (рис.23). Меланж здесь имеет мощность 20-25 м и образован блоками (10-15 м), сложенными фрагментами разреза вулканогенно-кремнистых пород, глыбами перекристаллизованных кремнистых пород, сильно измененных базальтов, габбро-диабазов и родинитов. Эта зона меланжа полого погружается на восток-северо-восток.

Третий аллохтонный комплекс сложен туфогенно-кремнистыми отложениями верхней части сматгинской и нижней части пикожской свит. Эти образования смяты в мелкие сильно сжатые складки субмеридионального простираания. Породы комплекса разбиты на множество блоков, между которыми часто отмечается серпентинитовый меланж.

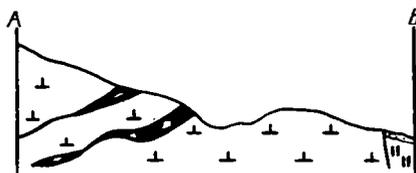
Четвертый аллохтонный комплекс состоит из туфогенно-кремнистых и терригенных отложений (верхняя часть сматгинской и пикожской толщ). Он развит в восточной части района, в бассейне рек Пикож, Первая Перевальная, и отделяется маломощной зоной серпентинитового меланжа от подстилающего комплекса. В целом породы здесь деформированы слабее, чем нижележащие образования. Они смяты в крупные пологие складки субширотного простираания.

а в восточном направлении пластина серпентинитового меланжа погружается под образования третьего аллохтонного комплекса. Внутреннее строение второго комплекса неоднородно. В основании его развит полимиктовый меланж с глыбами и блоками габброидов, габбро-диабазов, кремнистых пород, туфов, реже амфиболитов, зеленых сланцев, родинитов, которые заключены в вязкую голубовато-серую серпентинитовую глину.

В верхней части покрова развиты слабо серпентинизированные гарцбургиты с линзами и прослоями дунитов, которые развиты многочисленными субгоризонтальными срывами, по которым, вероятно, происходит совмещение более мелких пластин. Такая зона с маломощным серпентинитовым меланжем, расслаивающая массивные, сравнительно слабо серпентинизированные гарцбургиты, описана нами по левому притоку



1: 25000м



Р и с. 23. Строение гипербазитового массива в верховьях р.Белая

1 - плиоцен-четвертичные отложения; 2 - плиоценовые терригенные отложения; 3 - меловые туфогенно-кремнистые образования смагинской толщи; 4 - массивные слабосерпентинизированные ультрабазиты; 5 - серпентинитовый меланж; 6 - геологические границы; 7 - разрывные нарушения: а - надвиги, б - недифференцированные

Время формирования покровной структуры недостаточно ясно. Скорее всего ее становление началось в конце позднего мела, так как мощные толщ палеогеновой вулканогенно-осадочной столбовской серии деформированы значительно слабее. Ряд признаков свидетельствует о том, что при формировании структуры района ориентировка горизонтальных напряжений неоднократно менялась [Зинкевич и др., 1985].

Итак, тектоническое поднятие Камчатского Мыса сложено ниже-верхнемеловыми и палеогеновыми вулканогенно-кремнистыми и туфотерригенными образованиями. Формационный анализ ниже-верхнемеловых кремнистых и вулканогенно-кремнистых толщ, проведенный М.Ю.Хотиным [Хотин, 1976], показывает, что эти образования накапливались в глубоководных условиях. Тесная ассоциация их с габброидами и гипербазитами позволяет отнести нижнюю часть африканской серии к офиолитовой ассоциации [Брагин и др., 1986]. Формирование альб-кампанских отложений происходило, вероятнее всего, в пределах поднятых участков океанического дна

с достаточно расчлененным рельефом, а не в абиссальных частях ложа океана. Об этом свидетельствуют пестрый фациальный состав пород и петрохимические особенности базальтов смагинской толщи [Пейве, Казимиров, 1986].

Анализ микрофаунистических остатков указывает также на относительную изоляцию от пелагиали или на условия умеренного или бореального климата. В то же время отмечается, что сходные виды радиолярий известны из тропических и субтропических областей [Брагин и др., 1986].

Формирование туфогенно-осадочных кайнозойских толщ происходило совершенно в других условиях. Преобладание грубого вулканогенного материала показывает, что они накапливались в непосредственной близости от вулканического поднятия с островодужным типом вулканизма.

Кроноцкое тектоническое поднятие

На Кроноцком полуострове давно выделялись мощные эффузивно-пирокластические отложения, но почти полное отсутствие макрофауны в породах привело к трактовке возраста этих пород разными исследователями по-разному: от палеогена до четвертичного включительно [Гречишкин, 1935; Двали, 1955; Плеваков, 1938]. Только при геологической съемке масштаба 1:200 000 было доказано, что большая часть этих отложений относится к палеоцену-олигоцену [Садреев, Долматов, 1963]. Тогда же были выделены предположительно меловые образования, которые с несогласием перекрывались палеоценовыми породами.

Проведенные автором совместно с Ю.Н.Разнициным, С.Д.Соколовым, С.А.Хубуная исследования в восточной части полуострова подтвердили выделение меловых пород, доказали их сенонский возраст, показали широкое развитие серпентинитового меланжа и позволили определить формационную принадлежность меловых и палеогеновых базальтов [Разницин и др., 1981, 1985].

Основные черты стратиграфии

В пределах Кроноцкого поднятия развиты сенонские эффузивно-туфогенные, палеоцен-эоценовые туфогенно-осадочные и эффузивно-пирокластические образования (рис.24). Они с несогласием перекрываются верхнемеловыми терригенными флишными отложениями [Садреев, Долматов, 1963]. Для всех толщ характерна сильная фациальная изменчивость как по простиранию, так и по разрезу.

Верхний мел. Верхнемеловые породы обнажаются только в самой восточной части Кроноцкого полуострова. Они представлены двумя типами разрезов, которые слагают отдельные тектонические пластины (см.рис.24).

Н и ж н я т о л щ а образована чередованием мощных, до нескольких десятков метров, потоков базальтов, часто с шаровой отдельностью, туфов основного, реже среднего составов, вулканических брекчий, туффитов: туфосилицитов и туфопелитов (рис.25). Наиболее полный разрез этой толщи обнажается в береговых обрывах бухты Каменистая, к югу от устья р.Каменистая. Низы разреза не вскрыты.

Здесь разрез представлен следующими образованиями (снизу вверх):

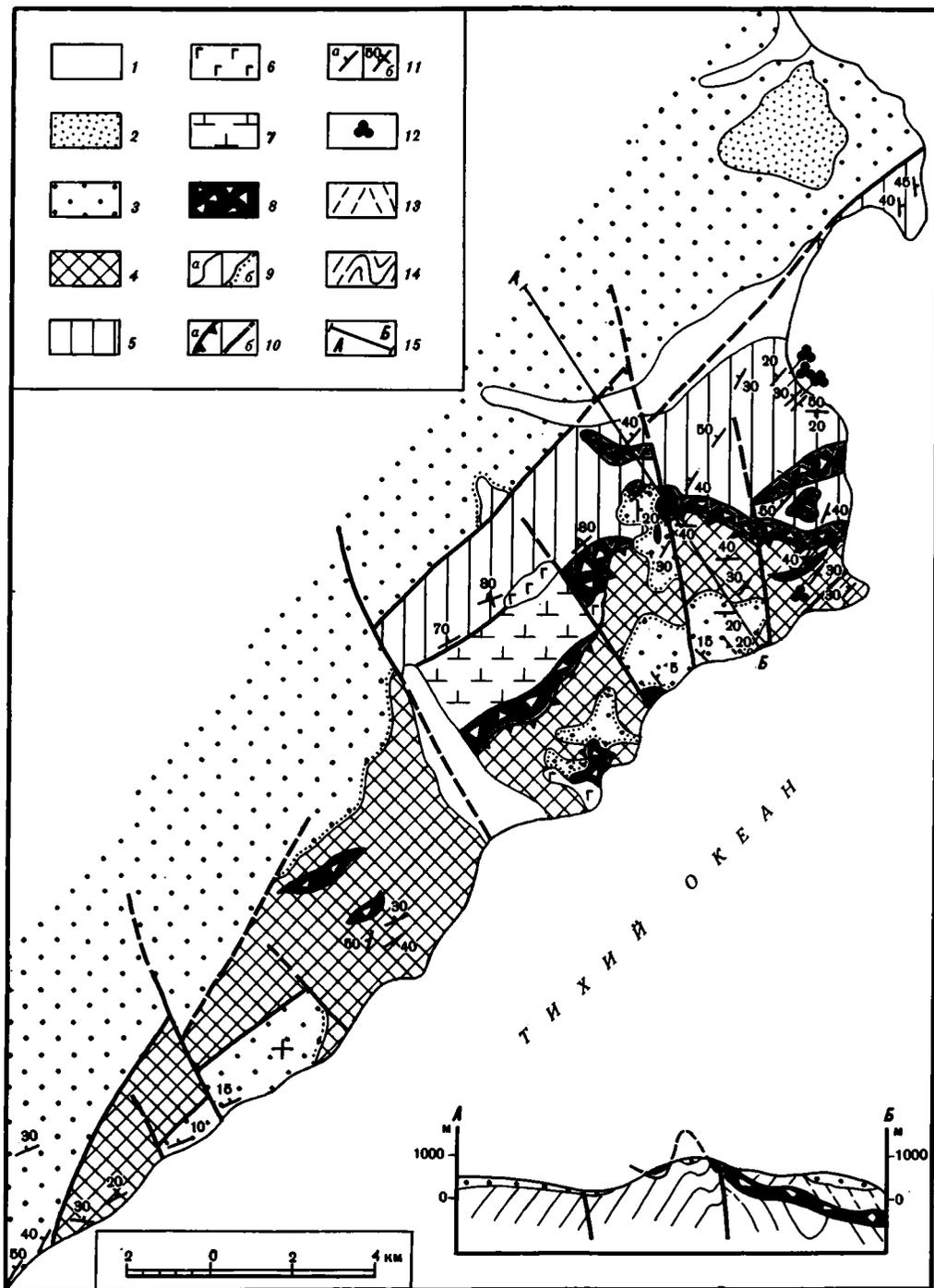
	Мощность, м
1. Тонко переслаивающиеся (10-15 см) темно-серые туфосилициты с остатками микрофауны радиолярий и зеленовато-серые туфопелиты и гиадокластические туфы основного состава	10-15

	Мощность, м
2. Базальты серые плагиопорфировые с шаровой отдельностью, в верхней части сменяются лавобрекчиями	15
3. Силл габбро	7-10
4. Грубо переслаивающиеся зеленовато-серые кристаллолитокластические туфы псаммитовые и туфоалевролиты, туфогравелиты	30-40
5. Грубо переслаивающиеся зеленовато-серые с синеватым оттенком кристалло-витрокластические туфы алевритовой и псаммитовой размерности основного и среднего состава	30
6. Переслаивающиеся зеленовато-серые грубые туфы, основные, кристалловитро- и литокластические с прослоями (до 10 см) туфопелитов и туфоалевролитов	10
7. Переслаивающиеся зеленые витрокристаллокластические туфы среднего состава и гиалокластические основные туфы и прослой кремнистых туфопелитов с остатками микрофауны радиолярий	40
8. Туфопелиты зеленовато-серые, окремненные с микрофауной радиолярий	3
9. Кристаллолитокластические основные туфы темно-зеленые с синеватым оттенком и глибовой отдельностью с прослоями туфопелитов	10
10. Силл габбро	20
11. Базальты плагиоклаз-клинопироксен-порфировые с подушечной отдельностью и прослоями (до 2 м) лавобрекчий в нижней части потока	50
12. Литогиалокластические темно-зеленые туфы	20
13. Базальты плагиопорфировые с шаровой отдельностью ...	10
14. Лавобрекчии зеленовато-серые с обломками базальтов	50
15. Базальты плагиоклаз-порфировые с шаровой отдельностью	50
16. Не обнажено	100
17. Силл габбро	20
18. Туфопелиты зеленовато-серые	15-20
19. Конгломератобрекчии с обломками базальтов, реже габбро, андезитов, туфосилицитов, туфов и туфопелитов	15-20
20. Не обнажено	10
21. Базальты плагиоклаз-порфировые с шаровой отдельностью с линзовидными прослоями (до 2 м) туфов основного состава	30
Общая мощность	450

Из туфосилицитов в основании разреза нами были извлечены объемные формы радиолярий (определения В.С.Вишневской): *Orbiculiforma quadrata*, *O. monticel-loensis*, *O. cf. vaseensis*, *Frunobrachium ex gr. sibericum*, *Lithocampe aff. ? elegantissima*, указывающие на коньяк-раннекампанский возраст вмещающих их отложений.

В яшмовидных туфосилицитах выше по разрезу были определены радиолярии, свидетельствующие о раннесантон-кампанском возрасте.

На основе этих данных возраст отложений нижней толщи принимаем как коньяк-раннекампанский [Разницын и др., 1985]. Состав и характер строения нижней толщи, редкое преобладание потоков базальтов с шаровой отдельностью, присутствие туфосилицитов показывает, что формирование этой толщи происходило в



Р и с. 24. Схематическая геологическая карта Кроноцкого полуострова. Составлена Ю.Н.Разницыным, С.Д.Соколовым, Н.В.Цукановым

1 - четвертичные отложения; 2 - плиоценовые терригенные отложения; 3 - палеогеновые вулканогенно-осадочные образования кроноцкой серии; 4,5 - верхне-

ловые вулканогенно-кремнистые образования: 4 - верхняя толща, 5 - нижняя толща; 6 - габбро; 7 - массивные серпентинизированные гарцбургиты; 8 - серпентинитовый меланж; 9 - геологические границы: а - согласные, б - несогласные; 10 - разрывные нарушения: а - надвиги, б - недифференцированные; II - элементы залегания: а - нормальные, б - опрокинутые; 12 - места находок микрофауны; 13, 14 - характер деформаций отложений: 13 - верхней пластины, 14 - нижней пластины; 15 - линия профиля

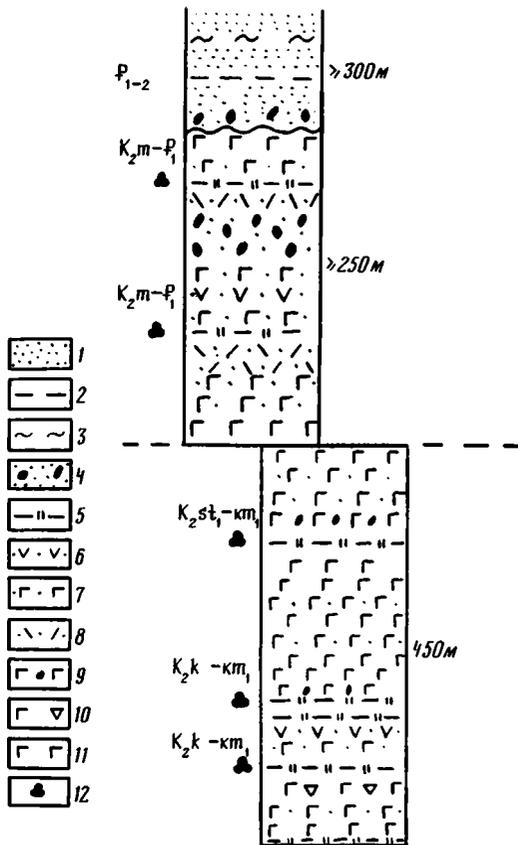
Р и с. 25. Стрoение верхнемеловых-палеогеновых толщ Кронoцкого полуострова

1 - песчаники; 2 - туфопелиты; 3 - алевролиты; 4 - конгломераты; 5, 6 - туфосилициты и кремни; 7, 8 - туфы: 7 - основного состава, 8 - кислого состава; 9 - туфоконгломераты; 10 - гиаокластиты; 11 - лавы базальтов; 12 - места находок микрофауны

подводных условиях. В то же время обилие губчатых орбикулиформид, присутствие многочисленных спикул кремневых губок, а также наличие в разрезе пемзовых туфов позволяют предполагать для этих толщ сравнительно мелководные условия осадконакопления.

Верхняя толща обнажается в районе мыса Кронoцкий и в береговых обрывах к югу от него. Они представлены преимущественно витрокластическими и кристаллопемзовыми туфами, конгломератами, конгломератобрекчиями, в меньшей степени развиты базальты и лавобрекчия (см.рис.25).

Характер разреза этой толщи хорошо виден в береговых обрывах, в районе мыса Кронoцкий. Здесь обнажаются (снизу вверх):



	Мощность, м
1. Базальты зеленовато-серые, сильно тектонизированные, с шаровой отдельностью, сменяются вверх лавобрекчиями	20
2. Кристаллопемзовые кислые туфы светло-серые с прослоями туфопелитов и голубовато-серых витрокластических туфов с многочисленными остатками микрофауны радиоларий	30
3. Конгломераты, туфоконгломераты с округлыми обломками (до 30 см) базальтов, андезитов, реже кислых пород	70
4. Кристаллопемзовые кислые светло-серые, выбеливающиеся на выветренной поверхности туфы с градационной слоистостью и прослоями кремнистых туфопелитов	20
5. Кристаллолитокластические основные туфы темно-зеленого, иногда желтоватого цвета с прослоями туфопелитов	30-40

6. Базальты плагиоклаз-порфировые с шаровой отдельностью	30
Мощность по разрезу	210

Общая мощность верхней толщи не менее 250.

Из кремнистых туфопелитов в верхней части разреза были выделены многочисленные радиоларии, из которых В.С.Вишневской были определены *Orbiculiforma renillaeformis*, *Amphibrachium cf. mucronatum*, *Prunobrachium? incisum*, *Spongurus sp.*, *Prunopyule sp.*, которые указывают на маастрихт-раннепалеоценовый возраст вмещающих пород.

Преобладание в разрезе толщи грубых пирокластических пород (туфоконгломераты, конгломератобрекчии, туфогравелиты), слабая сортировка и угловатая форма обломков свидетельствуют о незначительной транспортировке материала. Однообразный состав обломков, представленных практически исключительно базальтами, сильная трещиноватость зерен, обилие в обломочной части фрагментов вулканических пород и пемзы являются характерными чертами извержений, сопровождающихся автокластическим брекчированием вблизи активных вулканов. Обилие пемзовых и витрокластических туфов указывает на то, что отдельные вулканические постройки поднимались над уровнем моря.

В целом для верхнемеловых толщ характерны пестрый состав пирокластических пород, преобладание грубых разностей, большое количество пемзовых туфов, присутствие в туфосилицитах радиоларий, типичных, по мнению В.С.Вишневской, для мелководной среды обитания, свидетельствующих о формировании всей толщи в пределах архипелага вулканических островов.

Соотношения нижней и верхней толщ - повсеместно тектонические. Они разделены зоной серпентинитового меланжа и несогласно перекрываются, часто с конгломератами в основании, туфогенно-осадочной толщей палеоцено-эоценового возраста.

Палеоген. Палеогеновые вулканогенно-осадочные и эффузивно-туфогенные образования резко несогласно с конгломератами в основании ложатся на верхнемеловые породы. Они разделяются на две свиты: кубовскую, сложенную туфогенно-осадочными породами, и козловскую, представленную эффузивно-пирокластическими образованиями [Садреев, Долматов, 1963].

Кубовская свита представлена пестроокрашенными туфоконгломератами, туффитами, туфопелитами, яшмовидными туффитами, туфогенными песчаниками, алевролитами, часто с известковистым цементом и линзовидными потоками базальтов с шаровой отдельностью, прорванных интрузиями габбро и долеритов.

Образования кубовской свиты с угловым несогласием залегают на породах верхнего мела и с небольшим размывом перекрываются вулканогенными толщами козловской свиты.

В основании кубовской свиты прослеживается невыдержанный по простиранию и по мощности (2-15 м) горизонт конгломератов. Контакт меловых и палеогеновых образований прекрасно виден в береговых обрывах от ручья Третье ущелье до мыса Бакланий. В устье ручья Второе ущелье на плагиопорфировых базальтах с шаровой отдельностью, сменяющихся вверх лавобрекчиями, залегают конгломераты (мощность 10-15 м) с галькой базальтов, габбро, габбро-амфиболитов, серпентинитов, туфов, туфосилицитов и обломками устриц. Выше идет пачка переслаивания светлых, желтовато-серых, выбеливающихся туфопесчаников и туфоалевроли-

тов с прослоями, содержащими остатки обугленного растительного детрита и отпечатками раковин моллюсков.

В восточной части Кроноцкого полуострова породы свиты представлены в небольших тектонических блоках. В одном из них, в верховьях ручья Третье ущелье, разрез имеет следующий характер (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфоконгломераты зеленовато-серые с окатанными обломками плагиоклаз-пироксен-порфирированных базальтов	20-25
2. Кристаллолитокластические туфы темно-зеленые с прослоями и линзами туфоконгломератов, туффитов, в верхней части прослои (0,5 м) кислых туфов	50
3. Кристаллолитокластические туфы основного состава, переслаивающиеся с желтовато-серыми выбеливающимися туфопелитами и туфоалевролитами	40
4. Литовитрокластические туфы основного состава с окатанными обломками (до 20 см) плагиопорфирированных базальтов и прослоями и линзами пепловых туфов и туфоконгломератов	30
5. Литовитрокластические туфы с прослоями туфоконгломератов (1-2 м)	40
6. Кристаллолитокластические туфы псаммитовые среднекислого состава	20
7. Туфопесчаники с прослоями туфоконгломератов и туфоалевролитов	30-40
8. Переслаивающиеся светлые опоквидные туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты	40
9. Базальты плагиоклаз-порфирированные с шаровой отдельностью	5-10
Мощность по разрезу	290

Общая мощность кубовской свиты около 3000 м [Садреев, Долматов, 1963].

Из нижней части разреза из известково-туфогенных алевролитов М.Я.Серова определила планктонные и бентосные фораминиферы, которые позволяют датировать содержащие их породы палеоцен-нижнеэоценовым возрастом [Серова, 1966]. Возраст всей кубовской свиты принимался как палеоцен-нижнеолигоценый [Садреев, Долматов, 1963].

К о з л о в с к а я с в и т а с размывом ложится на образования кубовской толщи и с несогласием перекрывается грубыми терригенными отложениями верхнего миоцена [Садреев, Долматов, 1963]. Она сложена в основном потоками базальтов и андезито-базальтов, переслаивающихся с грубыми пирокластическими образованиями. В верхней части свиты преобладают пирокластические разности и появляются прослои песчаников и алевролитов. Мощность козловской свиты около 1400 м.

Наиболее полный ее разрез представлен в обнажениях вдоль берега Тихого океана, между устьями рек Большая Чажма и Холодная.

Нижняя часть разреза к северо-западу от устья р.Холодная имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфоалевролиты зеленовато-серые тонкослоистые	20
2. Переслаивающиеся псаммитовые туфы и туфоалевролиты	50
3. Базальты плагиоклаз-порфирированные темно-серые, межшаровое пространство заполнено молочно-белым и зеленоватым халцедоном	20
4. Лавобрекчии с линзами желтоватых туфопесчаников	40-50

	Мощность, м
5. Базальты с шаровой отдельностью с линзовидными прослоями лавобрекчий	50
6. Туфоконгломератобрекчи темно-серые до черных	30
7. Туфопесчаники зеленовато-желтого и темно-серого цвета с прослоями туфоконгломератов	30-35
8. Базальты с шаровой отдельностью (5 м), сменяющиеся вверх по разрезу лавобрекчиями	20
Мощность по разрезу	270

Далее разрез продолжается к югу от горы Круглая (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Грубообломочные туфоконгломератобрекчи	50-60
2. Базальты темно-серые плагиоклаз-оливин-порфиновые с шаровой отдельностью	50-60
3. Лавобрекчи	15
4. Базальты зеленовато-серые с глибовой и шаровой отдельностью и линзовидными прослоями лавобрекчий	80
5. Переслаивание туфопесчаников, туфогравелитов, туфобрекчий, вниз по разрезу количество грубого материала увеличивается	20-30
6. Базальты темно-серые, почти черные	10
Мощность по разрезу	250

Верхняя часть разреза козловской свиты обнажается в береговых обрывах к юго-востоку от р. Большая Чажма (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Андезиты серые с шаровой отдельностью	10-15
2. Лавобрекчи темно-серые	15
3. Базальты с шаровой отдельностью	10
4. Переслаивающиеся желтовато-серые псефитовые туфы, туфопесчаники с градиационной слоистостью и конгломератобрекчи с обломками, часто неокатанными, кремнистые породы, туфоалевролиты, базальты	80-100
5. Базальты с шаровой отдельностью, в средней части потока долериты со столбчатой и плитчатой отдельностью ...	25
6. Базальты с шаровой отдельностью, переслаивающиеся с лавобрекчиями	20-30
7. Базальты плагиоклаз-пироксен-порфиновые с шаровой отдельностью, внутренняя часть потока сложена долеритами и габбро-долеритами со столбчатой отдельностью	80-90
8. Силл габбро зеленовато-серого цвета	20
9. Базальты плагиоклаз-пироксен-порфиновые темно-серые с шаровой отдельностью, по простиранию сменяющиеся силлом габбро-долеритов	60
10. Силл габбро	30-35
11. Туфоалевролиты зеленовато-серые	5
12. Базальты плагиоклаз-порфиновые с шаровой отдельностью в центральной части потока силл долеритов	35
13. Андезит-базальты афировые зеленовато-серые с шаровой отдельностью, в межшаровом пространстве разноцветные кремнистые породы с линзовидными прослоями лавобрекчий	60
14. Силл габбро	30
15. Переслаивающиеся желтовато-серые, светло-серые туфы, туфогравелиты, опоквидные туффиты с линзами туфоконгломератов	120-150

16. Базальты афировые зеленовато-серые	30
Мощность по разрезу	730

Общая мощность козловской свиты оценивается в 1400 м, но, возможно, она несколько преувеличена, так как не исключены фациальные соотношения между некоторыми пачками.

Возраст свиты на основе находок раковин моллюсков определяется как олигоценый [Садреев, Долматов, 1963].

В палеогеновых породах более четко проявлена фациальная изменчивость. Как отмечали О.И.Супруненко с соавторами [1975] в целом и для кубовской, и для козловской свит с юга на север возрастает мощность слоев, грубообломочные вулканические породы с грубой косою слоистостью постепенно сменяются тонкозернистыми разностями с горизонтальной слоистостью. Флюидалность в лавах свидетельствует о их движении с юго-востока на северо-запад [Супруненко и др., 1975]. В целом сходный характер разреза и состав палеогеновых и меловых толщ позволяет предположить для них близкие условия образования.

Вероятно, они накапливались в пределах подводного поднятия, частично выходящего на поверхность моря в виде отдельных вулканических островов. Анализ фораминиферных комплексов [Серова, 1966] показывает присутствие большого количества планктонных форм, характерных для бассейнов открытого типа, и широкое развитие булиминид и лягенид, обитающих в сублиторальной области с относительно низкими температурами.

Формационная принадлежность базальтов

Существенную часть разрезов меловых и палеогеновых толщ Кроноцкого полуострова составляют потоки шаровых лав базальтов и андезитов-базальтов. Петрологическое, геохимическое и минералогическое изучение этих пород сравнительно недавно провел С.А.Хубуная [Хубуная, 1987]. Он показал, что меловые и палеогеновые вулканиды – это две слабо дифференцированные группы пород, представленные оливин-плагиоклазовыми и клинопироксен-оливин-плагиоклазовыми базальтами. При этом для меловых пород более характерна вторая ассоциация, а для палеогеновых – первая [Разницын и др., 1985].

По химическому составу рассматриваемые вулканиды относят к высокоглиноземистым базальтам и ферробазальтам. Долериты и габбро являются гипабиссальными аналогами этих пород. По химизму меловые и палеогеновые базальты сходны. Повышенное содержание щелочей и пониженное CaO в меловых базальтах объясняется более сильной измененностью их по сравнению с палеогеновыми [Разницын и др., 1985]. Проведенный анализ [Хубуная, 1987] показал, что по петрографическим и геохимическим характеристикам плагиобазальты Кроноцкого полуострова наиболее близки к плагиоклаз-порфировым толеитовым базальтам островных дуг типа Южно-Сандвичевой, Кермадек, Курильской.

Аналогами эффузивов Кроноцкого полуострова являются эоценовые высокоглиноземистые плагиобазальты крайнего северо-востока п-ова Камчатский Мыс, а также доэоценовые базальты в основании разреза о-ва Эуа (внешняя зона островной дуги Тонге) и, возможно, верхнемеловые плагиобазальты, залегающие в основании разреза Малой Курильской дуги.

Тектоническая структура и этапы деформаций

В настоящее время структура Кроноцкого поднятия представляется в виде крупной антиформы, образованной двумя тектоническими комплексами [Разницын и др., 1985]. В ядре ее обнажаются эффузивно-пирокластические коньяк-нижнекампанские образования. Юго-восточное крыло этой структуры сложено вулканогенно-осадочными маастрихт-нижнепалеогеновыми отложениями, которые отделяются от нижележащих маломощной зоной серпентинитового меланжа (рис.26). На северо-западном крыле антиформы закартирован тектонический останец, сложенный серпентинитовым меланжем. Вся структура запечатывается полого залегающим палеоцен-олигоценным неавтохтонным чехлом.

Относительный автохтон представлен коньяк-нижнекампанскими эффузивно-пирокластическими образованиями нижней толщи (см.рис.24). Они смяты в крупные (с размахом крыльев до 2-3 км) нормальные складки с углами падения на крыльях до 40° .

Аллохтонная пластина мощностью около 250 м деформирована слабо. Породы внутри нее образуют моноклиналную структуру. Они полого (до $40-50^{\circ}$) погружаются на северо-запад. Пластина осложнена мелкими чешуйчатыми надвигами субширотного простирания. Иногда вдоль плоскостей надвигов прослеживается маломощный серпентинитовый меланж. Дислоцированность пород возрастает вблизи разрывных нарушений; появляется мелкая складчатость, и иногда породы имеют субвертикальное залегание.

Серпентинитовый меланж прослеживается узкой (от нескольких метров до 1 км) полосой субширотного простирания от берега Тихого океана до верховьев ручья Третье Ушелье и далее заворачивает к югу и тянется непрерывной полосой до р.Большая. Отдельные выходы его закартированы на правом берегу р.Каменистая и к югу от р.Большая.

Меланж образован глыбами и блоками различных пород размером от нескольких метров до нескольких километров. Глыбы часто имеют округлую, линзовидную форму и покрыты серпентинитовыми рубашками с зеркалами скольжения, тектонической штриховкой и бороздами скольжения. Глыбы и блоки сложены серпентинизированными гарцбургитами, полосчатыми амфиболитами, клинопироксенитами, полосчатыми лерцолитами, меланократовыми габбро-диабазами, реже встречаются габбро-пегматиты, родиниты, нодулярные и массивные хромиты, талькиты, габбро-нориты, вебстериты, верлиты, офикальциты. Последние представляют собой брекчию, в которой тектонизированные серпентиниты бутылочно-зеленого и красноватобурого цвета сцементированы розовым карбонатом. Гарцбургиты часто пронизаны большим количеством жил и даек светло-серых плагиогранитов. Плагиограниты сложены сильно деформированными зернами кварца, плагиоклаза, зеленой роговой обманки и флогопита.

На водоразделе р.Большая и ручья Буй в серпентинитовом меланже находится крупный блок (площадь 12 км^2), сложенный ультрабазитами. Возможно, он является останцом отдельной тектонической пластины, расслаивающей верхнемеловые образования. В районе бухты Неудобная видны тектонические останцы верхней пластины, залегающие на ультрабазитах. По полосчатости в гарцбургитах устанавливается асимметричная синформная структура верхней части этого блока с пологим южным и более крутым (до 30°) северным крылом. Этот блок сложен серпентинизированными гарцбургитами, которые имеют все особенности тектонизированных перидотитов, слагающих нижние части офиолитовых разрезов.



Р и с. 26. Выходы серпентинитового меланжа в районе скалы Опасной

Р и с. 27. Схема геологического строения верховьев ручья Третье ущелье

1 - плиоцен-четвертичные отложения; 2 - туфогенно-осадочные палеогеновые отложения; 3 - туфогенно-осадочные маастрихт-нижнепалеогеновые образования; 4 - эффузивно-пирокластические коньяк-кампанские образования; 5 - серпентинитовый меланж; 6 - геологические границы; 7 - разрывные нарушения: а - надвиги, б - недифференцированные; 8 - элементы залегания: а - нормальные, б - опрокинутые



В обрывистых берегах в районе скалы Опасная прекрасно видно соотношение меланжа с верхнемеловыми образованиями. Зона меланжа полого наклонена на восток-юго-восток под углом 20-30°. Мощность ее здесь составляет 200 м. Полоса меланжа скалы Опасная прослеживается в верховьях ручья Первое ущелье, где серпентиниты ложатся на сильно тектонизированные, с многочисленными зеркалами скольжения базальты со сферической отдельностью. В центральной части серпентинитовой зоны в тектонических окнах также обнажаются эффузивно-пирокластические образования относительного автохтона. На водоразделе ручьев Буй и Третье ущелье серпентинитовый меланж перекрыт туфогенно-осадочными образованиями палеогена, в которых картируются мелкие протрузии серпентинитов.

На северо-западном крыле антиформы серпентинитовый меланж появляется на правом борту р.Кремнистая [Разницын и др., 1981]. Серпентиниты слагают синформную тектоническую пластину, залегающую на тектонизированных базальтах (рис.27). Вдоль контакта серпентиниты превращены в сланцы, в которых находятся глыбы родингитов.

Несколько небольших выходов серпентинитового меланжа к югу от р.Большая имеют сходное строение.

Верхнемеловые образования и серпентинитовый меланж с угловым и азимутальным несогласиями перекрываются полого (до 20-30°) залегающим неавтохтонным чехлом, представленным отложениями кубовской свиты. Образования палеогена складчатыми деформациями затронуты слабо. К западу от поля развития меловых пород они образуют пологую (30°), погружающуюся на запад и северо-запад моноклиналь. Только в непосредственной близости от разрывных нарушений появляются мелкие складки. В поле развития меловых пород (в береговых обрывах на восточном берегу Кроноцкого полуострова, в верховьях ручья Третье ущелье и в других местах) они образуют пологие брахиформные синклинали с размахом крыльев до 1-2 км, с углами падения на крыльях до 30-40°.

Большую роль играют молодые субширотные и субмеридиональные сбросы, которые рассекают всю структуру Кроноцкого тектонического поднятия. Амплитуда перемещения по ним достигает десятков метров.

Итак, для меловых образований Кроноцкого тектонического поднятия устанавливается покровная структура. Учитывая наклон пластин и поверхностей надвигов в юго-западном направлении, конфигурацию полосы меланжа, образующую выпуклую к северо-западу дугу, можно предполагать, что движение масс происходило с юго-востока. Это предположение подтверждается аэромагнитными и гравиметрическими данными, согласно которым положительные аномалии, связанные с верхнемеловыми породами Кроноцкого полуострова, протягиваются на островной склон Курило-Камчатского желоба.

Встреченные в серпентинитовом меланже блоки амфиболитов, гарцбургитов, лердолитов, верлитов, клинопироксенитов, габбро-норитов и габбро-диабазов представляют собой разрозненные фрагменты офиолитового разреза.

Как было ранее показано [Разницын и др., 1985; Хубуная, 1987], на протяжении долгого (начиная с коньяка до олигоцена) времени химизм вулканитов обладал удивительной устойчивостью. Но их формирование происходило не в единой структуре. Палеогеновый островодужный комплекс развивался на скученном сенонском основании. Тектонические движения, приведшие к образованию покровной структуры, происходили, вероятнее всего, в начале палеогена. Устойчивость вулканизма, возможно, объясняется сходными условиями – открытый морской бассейн, удаленность от материковых масс и скученная океаническая кора в основании.

Сравнение геологического строения тектонических поднятий Камчатский Мыс и Кроноцкого показывает, что при общем покровно-надвиговом строении они различаются по возрасту и формационному типу пород и по особенностям тектонического строения.

Меловые образования, слагающие п-ов Камчатский Мыс, как показал М.Ю.Хотин [Хотин, 1976], связаны с глубоководными излияниями толеитовой магмы и удаленной вулканической деятельностью. Распределение редкоземельных элементов в базальтах показало их сходство с океаническими толеитами [Пейве, Казимиров, 1986; Федорчук, 1989]. Такая ассоциация эффузивов, кремнистых и кремнисто-вулканогенных пород с габбро и гипербазитами, а также присутствие внутриформационных конгломератобрекчий с галькой габброидов позволило выделить здесь офиолитовую ассоциацию, тем самым подтверждая океаническую природу альб-кампанских образований [Зинкевич и др., 1985; Брагин и др., 1986]. Совершенно другое происхождение устанавливается для коньяк-кампанских и маастрихт-нижнепалеогеновых толщ Кроноцкого поднятия [Разницын и др., 1985]. Формирование грубых вулканогенных пород, эффузивная часть которых представлена островодужными толеитами, характерными для начальных стадий развития островных дуг, происходило в сравнительно мелководных условиях. Этот вывод подтверждается присутствием в разрезах пемзовых туфов и видовым составом микрофауны. Встреченные фрагменты офиолитового разреза в серпентинитовом меланже свидетельствуют, что накопление этих образований происходило на коре океанического типа в пределах архипелага вулканических островов.

Приведенные выше данные позволяют рассматривать тектонические поднятия Камчатского Мыса и Кроноцкое как не связанные между собой блоки, которые были присоединены к окраине Камчатки в результате аккреции.

Наиболее изученными аккреционными комплексами обрамления Тихого океана являются районы юго-западной Аляски и юго-западной Японии. Они имеют сложную покровно-складчатую и чешуйчато-надвиговую структуру. В их строении принимают участие различные комплексы пород, сформировавшиеся в непосредственной близости от окраины и причлененные к ней в результате дрейфа океанических плит. Рассмотрение строения этих аккреционных комплексов помогает глубже понять формирование структур в приокеанической зоне Камчатки.

Юго-западная Аляска. Юго-западная Аляска вдоль Аляскинского залива (полуострова Санак, Кенай, острова Шумагина, Кадьяк) характеризуется сложным складчато-надвиговым строением. Здесь выделяются несколько районов, сложенных различными по возрасту, отличающимися по вещественному составу и степени деформаций образованиями. В целом с севера на юг происходит омоложение слагающих отдельные чешуи пород. Наиболее полно они представлены на о-ве Кадьяк, где выделяются несколько комплексов (рис.28): Уяк и Кейп-Карент – мелового возраста, Кадьяк – позднемелового возраста, Гост-Рокс – палеоцен-эоценового возраста и Ситкалидак и Ситкинак – эоцен-миоценового возраста [Moore, 1973; Clark, 1973; Connely, 1978; Cowan, Voss, 1978; Sample, Moore, 1987]. Границы между этими комплексами тектонические. Выделяемые комплексы пород несогласно перекрываются отложениями толщи Нэрроу Кейп и прорываются (Кадьяк и Гост-Рокс) гранитными интрузиями палеогенового возраста.

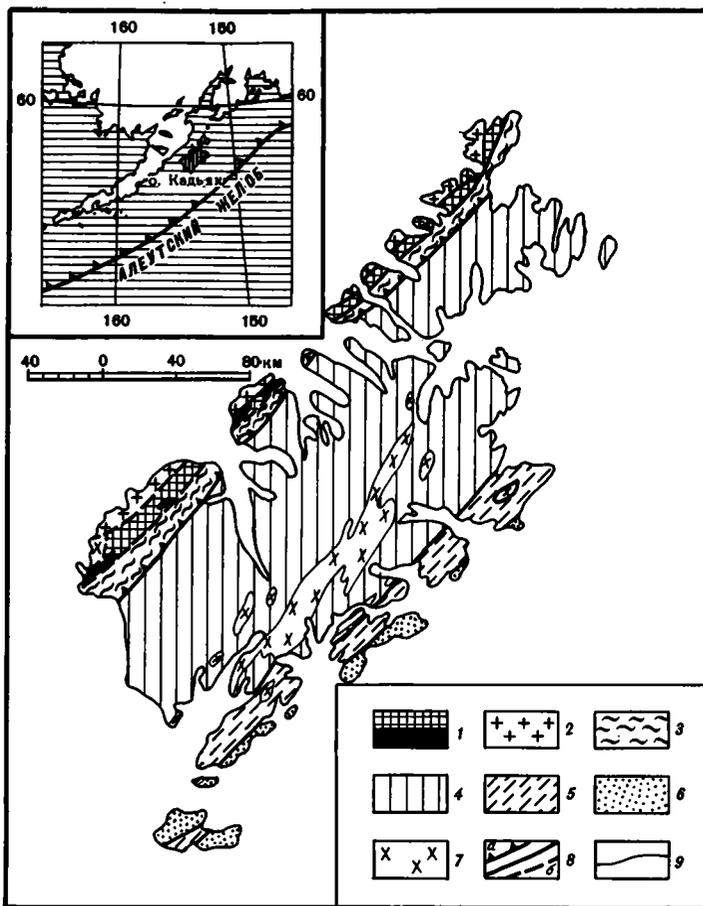
Комплекс Уяк протягивается вдоль северо-западного края о-ва Кадьяк. Северным его ограничением является крутопадающий к северу надвиг Бордэр Рэндж (см.рис.28). К северо-западу от разлома развиты нижнемезозойские образования, представленные вулканокластическими турбидитами, аргиллитами, конгломератами, кислыми туфами и подушечными спилитами, местами метаморфизованными до голубосланцевой и амфиболовой фаций метаморфизма. Эти образования прорваны юрскими диоритами [Connely, 1978].

Комплекс Уяк сложен в основном интенсивно деформированными, тонко переслаивающимися меловыми кремнями и аргиллитами и реже зелеными туфами и известняками. Степень деформации часто возрастает настолько, что породы превращаются в меланж. В этих зонах появляются глыбы и блоки полосчатых габбро, клинопироксенитов, гарцбургитов, дунитов, плагиоклазовых перидотитов, а также палеозойских?-раннемезозойских и раннемеловых (валанжин-алт) кремнистых пород и палеозойских и раннемезозойских известняков [Connely, 1978].

Сходные образования развиты в южной части п-ова Кенай и в районе горы Анкоридж [Connely, 1978; Nilsen Zuffa, 1982].

Внутреннее строение комплекса Уяк характеризуется развитием напряженной изоклинальной складчатости, кливажа и часто – структурами пластического течения. Породы разбиты многочисленными и секущими разрывными нарушениями. Трещины кливажа и плоскости разломов падают примерно одинаково в северном направлении ($38 \pm 11^{\circ}$) [Connely, 1978; Moore, Wheeler, 1978]. Породы комплекса метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

Формация Кадьяк занимает большую часть острова южнее комплекса Уяк и отделена от него разломом Уганик. Сходные толщи развиты в соседних районах: формация Шумагин на островах Шумагина и Санак и группа Валдис



Р и с. 28. Схематическая геологическая карта Кадьякского аккреционного комплекса (по: [Moore et al. 1985])

1 - нижнеюрские метаморфические образования, габброиды и ультрабазиты; 2 - нижнеюрские диориты; 3 - верхнемеловой терригенный меланж; 4 - турбидиты верхнемелового возраста; 5 - турбидиты и вулканогенные породы палеогенового возраста; 6 - турбидиты эоценового возраста; 7 - палеогеновые гранодиориты; 8 - разрывные нарушения: а - надвиги, б - недифференцированные; 9 - геологические границы

костей сместителей к северо-западу. Степень дислоцированности резко возрастает вблизи разломов. Возраст этих образований на основе находок макрофауны определяется как маастрихтский [Sample, Moore, 1987].

Ф о р м а ц и я Г о с т - Р о к с развита по юго-восточному краю п-ова Кадьяк. Ее отложения по крутопадающему на северо-запад разлому отделены от пород формации Кадьяк. Формация Гост-Рокс сложена в основном глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, местами с прослоями известняков и редкими потоками подушечных базальтов. В целом разрез носит флишиоидный характер [Vuzne, 1982].

Породы формации Гост-Рокс смяты в изоклиналильные складки с общей вергентностью к югу и разбиты многочисленными крутопадающими к северо-западу разло-

на п-ове Кенай [Clark, 1973]. Образования формации Кадьяк представлены мощными флишиоидными терригенными толщами. Здесь преобладают переслаивающиеся средне- и грубозернистые аркозовые песчаники, аргиллиты и алевролиты с прослоями конгломератов. В песчаниках отмечается градационная слоистость. Мощность этих отложений сложно оценить из-за сильной дислоцированности, но, вероятно, она превышает 3000 м [Connolly, 1978; Sample, Moore, 1987].

Породы формации Кадьяк интенсивно дислоцированы, смяты в прямые и наклонные, реже в лежащие складки с углами падения на крыльях около 60° . Отмечаются зоны смятия, где породы дислоцированы в изоклиналильные складки. Все породы разбиты многочисленными пологими надвигами с падением плос-

мами. Вблизи разрывных нарушений интенсивность деформаций резко возрастает и породы превращаются в тектонический меланж. Возраст образований формации Гост-Рокс по планктонным фораминиферам датируется палеоцен(?)—эоценом [Connelly, 1978; Byrne, 1982].

Образования формаций Ситкалидак и Ситкинак развиты по юго-западному побережью п-ова Кадьяк и на островах Ситкинак и Ситкалидак [Hopkins et al., 1969]. Формация Ситкалидак сложена массивными средне- и мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами и конгломератами. В песчаниках и алевролитах устанавливаются структуры, характерные для турбидитовых потоков. Наблюдается чередование пачек более грубого и более тонкого состава, градационная слоистость, оползневые складки [Moore, Allwaret, 1980]. Мощность этих образований достигает 3000 м. По степени деформации Дж. Мур и А. Алварет [Moore, Allwaret, 1980] выделяют две части: более деформированную и слабо деформированную. Для более деформированной части характерны дисгармоничные, сильно сжатые складки с общей вергентностью к запад-северо-западу и послонные крутые срывы. Менее деформированная часть формации также смята в складки и повсеместно разбита послонными срывами.

Возраст формации Ситкалидак по стратиграфическому положению и фораминиферам определяется как эоцен—олигоценый.

Образования формации Ситкинак имеют грубый состав. В верхней части разреза появляются мелководные образования. Она сложена переслаивающимися средне- и крупнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями конгломератов в нижней части. Вверх разрез наращивается мелкообломочными конгломератами с линзами и прослоями углистых глинистых сланцев и углей. Растительные остатки, содержащиеся в верхней части, позволяют датировать вмещающие их слои олигоценом [Moore, Allwaret, 1980].

Породы, слагающие эту формацию, смяты в брахиформные синклинальные складки, разделенные узкими гребневидными антиклиналями, и разбиты многочисленными крутыми разломами. Интенсивность дислокаций возрастает вблизи крупных разломов.

Образования формации Нэрроу Кейп развиты спорадически и с угловым несогласием перекрывают все нижележащие образования. Они представлены слабо дислоцированными песчаниками, гравелитами, конгломератами, накапливавшимися в прибрежно-морских условиях. Возраст их по макрофауне датируется как ранне-среднемиоценовый на п-ове Кадьяк и позднеолигоцен-раннемиоценовый — на о-ве Ситкинак.

Анализ формационного состава и особенностей тектонического строения описанных выше образований позволил большинству американских геологов рассматривать их как сложнопостроенный и длительно развивающийся (со среднего мела) аккреционный комплекс [Moore, 1979; Connelly, 1978; Byrne, 1982; Nilsen, Zufra, 1982; Sample, Moore, 1987; Scholl et al., 1986]. Накопление осадков, слагающих эти толщи, происходило в различных палеотектонических обстановках. Блоки в меланже комплекса Уяк имеют океаническую природу. Они формировались, вероятно, в абиссальных частях океана. Верхнемеловые турбидиты комплекса Кадьяк интерпретируются как глубоководные осадки или как осадки заполнения желоба, которые были присоединены в позднемеловое—нижнепалеогеновое время к континентальной окраине.

Отложения формаций Гост-Рокс накапливались на континентальном склоне. По-

роды формаций Ситкалидак и Ситкинак отлагались в прибрежно-морских условиях в преддуговых бассейнах.

Изучение структурных особенностей строения меланжа комплекса Уяк [Fisher, Huene, 1980; Moore et al., 1985; Sample, Moore, 1987] позволило выяснить направление движения блоков в этом районе и этапы формирования структур юго-западной части Аляски.

Л.Раймонд и С.Свенсон выделяют следующие активные периоды аккреции, млн лет: в среднем мелу - 108-83, раннем палеогене - 65-60, среднем палеогене - 50-40 и неогене-квартере - 25-0 [Raymond, Swanson, 1979].

Юго-западная Япония. Другой район, где широко представлены аккреционные комплексы, - внешняя часть юго-западной Японии (рис.29). В нее объединяются зоны Самбагава, Титибу и Симанто, которые отделены от внутренней области Мидианным разломом [Geology ..., 1977; Геологическое..., 1968]. Несмотря на имеющиеся крупные сводки по рассматриваемому региону, многие вопросы его геологического строения остаются спорными. В последнее время появились многочисленные новые данные, которые свидетельствуют о сложном покровном и чешуйчатонадвиговом строении региона [Taira et al., 1982; Nada, Suzuki, 1983; Mackenzie et al., 1987].

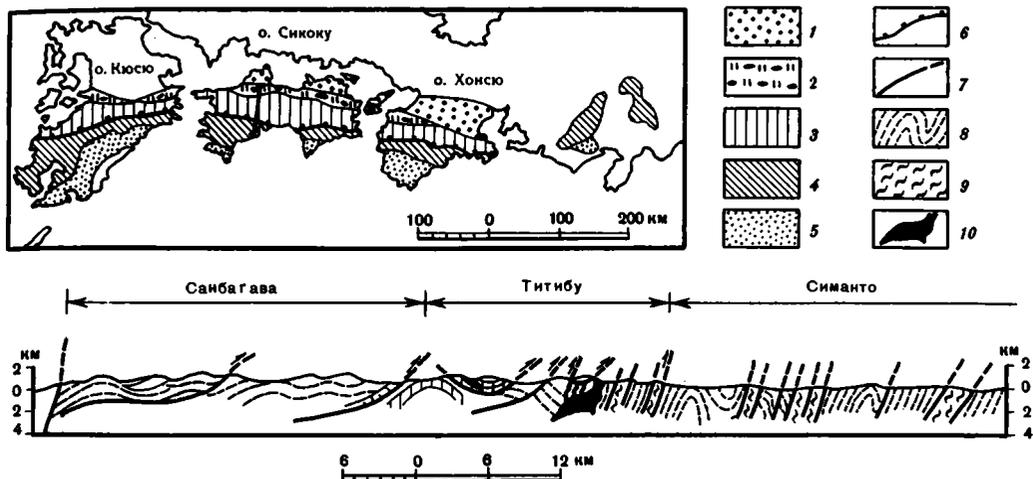
По данным С.Хада и Т.Судзуки [Nada, Suzuki, 1983], особенности строения внешней зоны позволяют выделить здесь два района: северный и южный, разделенные тектонической зоной Куросегава. К северному району авторы относят зоны Самбагава и Титибу, а к южному - зону Симанто. При этом тектоническая зона Куросегава рассматривается как сутурная зона, разграничивающая области с различным типом коры [Nada, Suzuki, 1983].

З о н ы С а м б а г а в а и Т и т и б у сложены метаморфическими породами, представленными в основном кристаллическими сланцами, образовавшимися по вулканическим и осадочным породам позднепалеозойского-мелового возраста. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой и пумпеллитовой фациях метаморфизма, при этом степень метаморфизма резко возрастает при приближении к Мидианному разлому. Метаморфические породы несогласно перекрываются морскими осадочными образованиями верхнего мела. Все отложения интенсивно деформированы и слагают покровную структуру, где верхнетриасовые-юрские образования (серия Титибу) являются относительным автохтоном, а кремнистые аргиллиты, зеленые и черные сланцы позднего палеозоя-мезозоя слагают аллохтонные пластины (см.рис.29) [Nada, Suzuki, 1983]. Основной этап покровообразования происходил в позднюрско-раннемеловую эпоху. В более позднее время все отложения претерпели интенсивные складчатые деформации и были разбиты системой чешуйчатых надвигов.

Т е к т о н и ч е с к а я з о н а К у р о с е г а в а протягивается в северо-восточном направлении более чем на 650 км от п-ова Кии, через острова Сикоку и Кюсю. По геофизическим данным она разграничивает две области с континентальной корой и корой переходного типа.

Зона Куросегава образована многочисленными линзообразными чешуями (1x5 км), которые разделены серпентинитовым меланжем. Тектонические пластины и блоки в меланже представлены разновозрастными, от силура до мела, образованиями с туфами различного состава, коралловыми известняками, терригенными породами, гранитами, гнейсами.

Все образования этой зоны интенсивно деформированы: широко развиты сильно сжатые складки с южной vergentностью и осложняющие их чешуйчатые надвиги.



Р и с. 29. Карта тектонической зональности юго-западной Японии и генерализованный геологический разрез через о-в Сикоку (по: [Taira et al., 1982; Nada, Suzuki, 1983])

1-3 - пояса: 1 - Рюкю, 2 - Санбагава, 3 - Титибу; 4,5 - образования пояса Симанто (группа Симанто): 4 - нижняя часть, 5 - верхняя часть; 6,7 - разрывные нарушения: 6 - надвиги, 7 - недифференцированные; 8-10 (на профиле): 8 - характер деформаций толщ, 9 - зоны терригенного меланжа, 10 - серпентинитовый меланж зоны Куросегава

З о н а С и м а н т о (южный район) сложена осадочными, в меньшей степени вулканогенными отложениями супергруппы Симанто. Для этого района характерны чешуйчато-надвиговая структура и омоложение отложений в южном направлении в сторону Филиппинского моря [Taira et al., 1982; Nada, Suzuki, 1983; Mackenzie et al., 1987]. Супергруппа Симанто разделяется на две группы: нижняя Симанто - мелового возраста и верхняя Симанто - палеогенового возраста.

Меловые образования разделяются на два комплекса: турбидиты и терригенный меланж. Турбидитовый комплекс сложен неравномерно переслаивающимися пачками песчаников и алевролитов переменной мощности. Местами наблюдаются оползневые структуры. Песчаники имеют полимиктовый состав и представлены среднезернистыми, плохо сортированными и полуокатанными разностями. Породы смяты в сжатые складки с южной vergentностью.

Терригенный меланж состоит из глыб и блоков (песчаников, спилитов, известняков, глинистых сланцев, кремней, серпентинитов, родингитов и габбро), заключенных в сильно рассланцованный аргиллитовый матрикс. В последнем отмечаются прослой туфов. Крупные блоки (20х300 м) сложены преимущественно пиллоу-базальтами, красными пелагическими кремнями и металлоносными осадками. В некоторых из них отмечается несогласное залегание на пиллоу-базальтах красных и черных пелагических кремней. Возраст этих образований по комплексам радиоларий определяется как валанжин-аптский, а аргиллитового матрикса - коньяк-сантонский.

По петрохимическим данным базальты олистолитов сходны с толеитами абиссальных плит и частично с образованиями вулканических островов и подводных гор. Имеющиеся палеомагнитные данные позволяют предполагать, что они образовались в более южных широтах, чем находятся сейчас [Kodama et al., 1983].

Меланж разделяет образования турбидитового комплекса на отдельные тектонические пластины, в результате чего образуется структура типа слоеного пирога [Nada, Suzuki, 1983]. Все образования разбиты крутопадающими к северу чешуйчатыми надвигами.

Палеогеновые образования протягиваются узкой полосой вдоль южного побережья от о-ва Кюсю до п-ова Кии. Они разделяются на три близкие по возрасту, но разнофациальные толщи [Taira et al., 1982]. Образования нижней толщи эоценового возраста накапливались в субморских условиях. Они интерпретируются как фации верхних частей заполнения каньонов. Другая толща также имеет эоценовый возраст и представлена в основном флишевыми отложениями. Для этих образований устанавливаются относительно глубоководные условия осадконакопления. Верхняя толща представлена олистостромовыми образованиями и флишем. В олистостроме, в туфогенном и песчано-алевролитовом матриксе заключены блоки, сложенные океаническими базальтами, кремнями, туфами и песчаниками. Кремнистые породы содержат радиоларии палеоценового и раннеэоценового возраста. Матрикс имеет близкий возраст.

Выделяемые толщи имеют между собой тектонические контакты. Все палеогеновые образования интенсивно дислоцированы, смяты в систему изоклинальных складок с общей вергентностью к югу и разбиты многочисленными разломами.

Образования супергруппы Симанто несогласно перекрываются среднемиocen-четвертичными отложениями [Geology ..., 1977].

Приведенные выше данные для внешней части юго-западной Японии показывают, что на протяжении длительного времени, почти всего мезозоя-кайнозоя, здесь существовала активная континентальная окраина, где происходило наращивание континентальной коры в результате аккреции.

Отчетливо видно омоложение проявлений тектонических деформаций по направлению к океану. Так, для северного района основная тектоническая перестройка, сопровождавшаяся покровообразованием с перемещением аллохтонных масс к югу, произошла в позднемюрское-раннемеловое время. В строении южного района участвуют три разновозрастных аккреционных комплекса: позднемеловый, палеоэоценовый и олигоцен-раннемиоценовый, которые сменяют друг друга в южном направлении. Они образованы крутопадающими тектоническими чешуями, представленными терригенным меланжем, турбидитами и флишем. В составе терригенного меланжа отмечаются блоки, сложенные как океаническими образованиями, так и отложениями островного склона. Формирование этих комплексов связывается с пододвиганием плиты Кула в северном направлении.

Приведенные примеры строения древних аккреционных комплексов показывают, что в их формировании большую роль играли процессы тектонического сжатия с образованием покровной и чешуйчато-надвиговой структуры.

Современными примерами районов, имеющих покровное и чешуйчато-надвиговое строение, являются многие внутренние склоны глубоководных желобов. Ниже мы кратко рассмотрим строение наиболее изученных из них.

Курило-Камчатский глубоководный желоб. Желоб имеет асимметричное строение: пологий (3-5°) океанический склон, поднимающийся до бровки краевого вала Зенкевича и возвышенности Обручева, и более крутой (5-7°, а в нижней части до 10°) островной склон [Удинцев, 1972]. Профиль склонов весьма неровный, он осложнен глубоководными террасами и ступенями, чаще всего имеющими простирание, параллельное оси желоба. Распространение склоновых осадков очень неравномерное [Мурдмаа, 1987].

Океанический склон глубоководного желоба ступенчато и местами довольно резко поднимается от дна желоба до бровки окраинного вала, оконтуренного изобатой 5000 м. Для него характерна система террас, образование которых связано с крутопадающими к оси желоба сбросами [Строение..., 1984]. Осадочный чехол представлен сравнительно маломощной (до 250 м) слоистой толщей, сложенной в основном алевритистыми илами с прослоями кремнистых и слабокремнистых илов, часто с рассеянным вулканогенным материалом [Мурдмаа, 1987]. На профилях НСП осадочный чехол прослеживается до дна глубоководного желоба и у подножия островного склона сменяется акустически непрозрачными осадочными образованиями. На некоторых профилях МОВ ОГТ слоистые осадки океанического чехла вместе с акустическим фундаментом прослеживаются на 15–20 км под нижнюю часть внутреннего склона желоба [Бондаренко и др., 1977].

Дно Курило–Камчатского желоба имеет V-образную или корытообразную форму с ровной или всхолмленной поверхностью шириной 1–2 км, иногда до 15 км. Поверхность дна очень полого наклонена к западу. Стратифицированные осадочные образования океанического склона часто перекрыты линзовидными телами ненарушенных терригенных осадков мощностью до 1 км. Такие тела встречаются в осевой части желоба лишь в области интенсивного выноса терригенного материала мутьевыми потоками. На некоторых сейсмоакустических разрезах устанавливаются признаки существования зон перехода недеформированных осадков в акустически немые комплексы внутреннего склона желоба [Селиверстов, 1987]. Отложения дна желоба представлены слабокремнистыми алевролитами и диатомитовыми илами, часто со значительной вулканогенной и терригенной примесью [Мурдмаа, 1987]. О возрасте осадочных образований заполнения желоба имеются немногочисленные и противоречивые данные [Сергеев, 1976; Васильев и др., 1979; Тектоника..., 1980]. Донными трубками опробованы только самые верхние горизонты осадочного чехла. При драгировании были подняты образования, датированные от олигоцена–раннего миоцена до плиоцен–четвертичного возраста.

Для островного склона характерно сложное распределение осадков различного гранулометрического состава [Мурдмаа, 1987; Ломтев, Патрикеев, 1982; Селиверстов, 1987]. В самой верхней части склона развиты вулканогенные образования с прослоями пирокластических пород. Ниже по склону они сменяются грубо- и среднезернистыми песками, часто присутствуют турбидиты с градационно-слоистыми текстурами и переложенными остатками микрофауны и флоры. С глубины 3–4 км появляются диатомовые и кремнисто–глинистые осадки с прослоями, содержащими рассеянный пирокластический материал. Мощность осадков сильно варьирует.

Островной склон Курило–Камчатского глубоководного желоба имеет ступенчатый профиль рельефа, который объясняется выходами на поверхность мощных сложно построенных разломных зон, падающих от оси желоба на северо–запад [Ломтев, Патрикеев, 1982; Строение..., 1981]. Одна из них выходит на поверхность у верхней ступени, другая совпадает с нижней частью склона. Отмечается увеличение угла падения разломных зон (до 40–50°) с удалением от оси желоба [Ломтев, Патрикеев, 1982]. Разломные зоны хорошо выражаются в магнитном и гравитационном полях [Воробьев, 1975]. На основе интерпретации данных МОВ ОГТ В.П.Ломтев и В.Н.Патрикеев [1982] предполагают чешуйчатую (надвиговую) структуру акустического фундамента.

Соотношение их с молодыми неоген–четвертичными отложениями представляется

в виде сложнопостроенного регионального надвига с видимой амплитудой до 1-4 км [Ломтев, Патрикеев, 1982].

Современная тектоническая активность и существование обстановки горизонтального сжатия на камчатском отрезке Курило-Камчатского желоба были показаны Н.И.Селиверстовым [Селиверстов, 1987]. На основе анализа сейсмоакустических разрезов он предполагает, что происходит наращивание материкового борта желоба за счет причленения и тектонической переработки прилегающих участков Тихоокеанской плиты. Этот процесс сопровождается дискретным смещением осевой части желоба в направлении океана.

Характерной особенностью структуры приокеанической зоны является наличие сейсмофокальной зоны. Выход на поверхность внутреннего склона сейсмофокальной зоны приурочен к средней и нижней его частям. Нижняя граница почти точно совпадает с подножием склона, а верхняя - с разломной зоной, отделяющей верхнюю часть от террасовидной ступени. Многие исследователи рассматривают эти границы как надвиговые [Ломтев, Патрикеев, 1982; Зоненшайн и др., 1980].

Для Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны по региональному полю напряжений устанавливается субгоризонтальная ориентировка осей сжатия вкрест простирания структур [Балакина, 1981]. При этом характерны взброс-сдвиговые дислокации, но отмечается возможность развития пологих надвигов с перемещением масс в сторону оси желоба.

Поля локальных напряжений имеют более сложный характер распределения [Сибирева и др., 1977]. Для "хребтов-барьеров" характерно субгоризонтальное сжатие с ориентировкой оси сжатия в субмеридиональном направлении, а для впадин - субгоризонтальное растяжение.

Алеутский глубоководный желоб. Он имеет строение, сходное с Курило-Камчатским глубоководным желобом. Большой интерес вызывают проведенные здесь детальные сейсмические работы по зонам сочленения ложа Тихого океана и Алеутской вулканической дуги [Scholl et al., 1982; McCarthy, Scholl, 1985; Harbert et al., 1986].

Одним из таких участков является сектор Амля, находящийся между 173 и 174° в.д. и представляющий собой в данное время полигон для изучения тонкой структуры и тектонических процессов в нижней части островного склона Алеутской дуги.

Океанический склон по системе сбросов постепенно погружается к дну желоба до глубины 7000 м. Поверхность акустического фундамента неровная и выражается в чередовании поднятий и опусканий в рельефе. Поднятия имеют асимметричное строение: пологий южный склон и более крутой северный. Они протягиваются в западном направлении параллельно линейным магнитным аномалиям [Scholl et al., 1982]. Акустический фундамент перекрыт слоями (100-300 м) пелагических и гемипелагических глубоководных осадков.

Дно глубоководного желоба в этой части имеет ширину около 20 км и подстигается увеличивающимся к северу турбидитовым клином с субгоризонтально залегающими осадочными образованиями, которые перекрывают погружающуюся на север океаническую кору. Погружение происходит по системе сбросов, которые прослеживаются вверх и производят смещения среди выше залегающих комплексов осадков.

Осадочные образования представлены в основном грубыми и тонкообломочными турбидитами с прослоями диатомовых пелагических осадков. Мощность этих обра-

зований у континентального склона желоба 1500 м, местами увеличивается до 4000 м.

Нижняя часть островного склона желоба охватывает участок от оси желоба до перегиба склона у Алеутской террасы (4500–5000 м) и разделяется на две структурные единицы поверхностями разломных нарушений (*decollement*) [McCarthy, Scholl, 1985]. Подобные поверхности на профилях МОВ ОГТ могут быть прослежены на 20 км на север от оси желоба. Нижняя структурная единица образована почти не деформированными осадочными образованиями (около 1 км мощности), которые согласно залегают на океанической коре. Верхняя структурная единица разделяется на три–четыре структурных блока, сложенных деформированными осадками. Каждый блок имеет неоднородную внутреннюю структуру и ограничивается надвигами, плоскости сместителей которых падают под островную дугу. В северном направлении увеличивается угол наклона плоскостей надвигов. Внутреннее строение блоков различно, выделяются моноклинальные последовательности слоев, антиклинальные и синклинальные складки и надвиги [McCarthy, Scholl, 1985].

Алеутская терраса, или преддуговая впадина, находится на глубине 4000–5000 м и имеет ширину 50–70 км. Она отделяет внутренний склон желоба от верхней части склона. По данным глубоководного бурения скв. I86 и I87 [Initial..., 1973], на Алеутской глубоководной террасе развиты мощные плиоцен-плейстоценовые осадки, представленные диатомовыми илами с прослоями вулканических песков (часто с карбонатным цементом) и вулканического пепла. Среди плиоценовых образований на глубине 620 м отмечается блок (контакты с выше- и нижележащими породами резкие) среднемиоценовых алевроитовых глин до 60 м мощности.

В верхней части склона, протягивающейся от глубоководной террасы до бровки шельфа, отмечается плавное залегание отложений, которые плащеобразно перекрывают неровности акустического фундамента, представленного сильно деформированными образованиями Алеутской вулканической гряды.

Особенности геологического и геофизического строения Курило–Камчатского и Алеутского глубоководных желобов характерны также и для многих других глубоководных желобов.

Модель для объяснения возникновения чешуйчато-надвиговой структуры внутренних склонов глубоководных желобов предложили Д.Р.Сили и его соавторы [Dickinson, Seely, 1979]. Они показали, что при поддвиге океанической коры под переходную зону выше поверхности поддвига возникает сложная чешуйчато-надвиговая структура. При этом подчеркивалось, что поверхность поддвига хорошо различима только при глубинных сейсмических исследованиях.

Такие построения подтверждаются при экспериментальном моделировании [Malavieille, 1984]. Так, было показано, что при одностороннем сжатии на границе двух различных плит возникает система чешуйчатых надвигов, в основании которых располагается поверхность срыва. При этом глубина и возраст заложения разломов постепенно уменьшаются от внутренних к внешним зонам. Отмечается, что при изменении физических свойств плит или при погружении пододвигающейся плиты до определенной глубины происходит резкое смещение зоны поддвига.

В то же время новые фактические данные по геолого-геофизическому строению рассмотренных структур говорят о том, что внутренний склон желоба представляет собой не просто клин "содранных" с океанической плиты, разбитых чешуйчатыми надвигами осадков. Осадочные образования, накапливающиеся в современных глубоководных желобах, а также в палеобассейнах в основном представлены

туфогенным и туфотерригенным материалом, поступающим с прилегающей вулканической дуги. При этом большая часть этого материала осаждается на островном склоне. Турбидиты у основания внутреннего склона образованы чаще всего этим же материалом. Для них характерна повышенная тектонизация и широкое развитие оползневых процессов. Тектонические движения носят дискретный, импульсивный характер [McCarthy, Scholl, 1985; Harbert et al., 1986].

Процессы, происходящие в глубоководных желобах, имеют очень сложный характер. Наряду с аккрецией осадочных образований у основания внутреннего склона желоба имеет место и субдукционная эрозия (т.е. смещения желоба в сторону континента - северная часть Японского желоба), а также погружение практически ненарушенных осадочных образований океанической плиты под континентальный склон [McCarthy, Scholl, 1985; Huene von, 1984; Sample, Fisher, 1986].

Глава шестая.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПРИОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ КАМЧАТКИ

В настоящее время можно считать доказанным, что в строении приокеанической зоны Камчатки ведущую роль играют покровные и чешуйчато-надвиговые структуры. Комплексы пород, слагающие их, могут быть сопоставлены с образованиями островных дуг, задуговых и преддуговых и реже - океанических бассейнов. Определение возраста многих немых толщ и проведение их корреляции, а также установление наиболее древних для Восточной Камчатки апт-альбских и альб-сеноманских толщ, характеризующих доостроводужные этапы развития этой области, позволили наметить закономерности позднемезозойско-кайнозойского этапа тектонического развития этого отрезка переходной зоны обрамления Тихого океана.

Ниже рассматривается в основном позднемезозойско-раннекайнозойская история Восточной Камчатки.

Однако, прежде чем перейти к анализу тектонического развития приокеанической зоны Камчатки в ранне-среднемировой этап, необходимо кратко остановиться на строении (древних?) метаморфических толщ, обнажающихся в Ганальском хребте и на Хавывенской возвышенности. Вопрос о возрасте, составе и строении метаморфических комплексов тесно связан с вопросом об основании, на котором происходило формирование меловых толщ, который до настоящего времени дискутируется (см.гл.I), так как доказанные древние образования на Камчатке известны только в Среднем массиве метаморфических пород. В остальных местах выходов глубокометаморфизованных пород (Ганальский хребет и Хавывенская возвышенность) их возраст неясен. Определения абсолютного возраста единичны и дают большой разброс цифр, от древних (487 млн лет) до молодых (65 млн лет) [Герман, 1978]. Поэтому нет полной уверенности, что это не позднемезозойские образования, которые подверглись метаморфизму при скучивании океанической коры и формировании покровной структуры Камчатки.

Рассмотрим кратко геологическое строение Ганальского блока метаморфических пород и Хавывенской возвышенности.

Ганальский блок метаморфических пород сложен образованиями ганальской серии, развитыми в южной части, и стеновой серии - в северной части, которые разделяются круто падающим разломом [Герман, 1978]. Кроме глубокометаморфизованных толщ, в его строении принимают участие слабеметаморфизованные и неметаморфизованные верхнемеловые образования ирунейской толщ.

Ганальская серия представлена амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, гранулитами, кристаллическими сланцами с прослоями гнейсов, лейкократовыми кристаллическими сланцами и кварцитами. Образования ганальской серии претерпели длительные полиметаморфические преобразования [Розен, Марков, 1973; Герман, 1978].

Стеновая серия складывается метаморфизованными вулканогенными породами основного и кислого состава с прослоями и пачками метаморфизованных терригенных пород и известняков [Геология СССР, 1964].

По петрогеохимическим данным вулканогенные образования ганальской серии сходны с океаническими толщами и сравниваются с породами офиолитовой ассоциации [Марков, 1975; Тектоническая..., 1980]. Вулканы стеновой серии по петрологическим и геохимическим данным близки к островодужным сериям [Тарарин, 1979].

Проведенные в последнее время А.В.Рихтером и М.В.Луцицкой работы по изучению тектонического строения Ганальского хребта показали, что он имеет тектонически расслоенную структуру, образованную литопластинами метаморфических и полиметаморфических образований [Луцицкая, Рихтер, 1989]. Они же показали, что окончательное становление покровной структуры произошло в конце верхнего мела-начале палеогена, так как в строении ее участвуют верхнемеловые образования ирунейской толщи. С этим этапом связано проявление зеленосланцевого метаморфизма [Луцицкая, Рихтер, 1989]. Более ранний метаморфизм мог происходить при процессе скучивания океанической коры. Остается неясным происхождение гранулитов, для которых указывается архейский возраст [Герман, 1978], но в некоторых работах их образование связывается с внедрением габбро-норитового - Юрчикского массива [Тарарин, 1979].

В пределах Хавывенской возвышенности, по данным Б.И.Сляднева, развиты двусланяные, амфиболовые, эпидотовые и гранатосодержащие порфиробластические кристаллические сланцы и кварциты. Они разбиты многочисленными разломами, к которым часто приурочен серпентинитовый меланж. Проведенные в последнее время геологостемочные (1:50 000) и тематические работы позволили разделить разрез метаморфических пород на две части [Бадрединов и др., 1987]. З.Г.Бадрединов, А.М.Литвинов и другие показали, что развитые в нижней части метаморфические породы образовались по вулканитам, которые по содержанию петрогенных компонентов могут быть сопоставлены с образованиями островных дуг и окраинных морей [Бадрединов и др., 1987]. Возраст этих пород неизвестен.

Рассмотренные данные по строению метаморфических комплексов Восточной Камчатки показывают, что они сложены образованиями, которые сопоставляются с океаническими комплексами или вулканогенно-кремнистыми породами островных дуг или окраинных морей. Возраст их до настоящего времени не ясен. Но даже если эти образования действительно являются древними, то нет никаких оснований говорить о существовании здесь в домеловое время континентальной коры.

Подтверждением этого вывода может служить состав ксенолитов в лавах вулканов Восточной Камчатки. Проведенный анализ включений [Включения..., 1978; Пополитов, Волюнец, 1981] показал, что среди них преобладают ультраосновные и основные разновидности, реже встречаются гранитоиды плагиогранитного ряда [Пополитов, Волюнец, 1981].

Нижне-среднемеловой (апт-туронский) этап. Для этого времени устанавливается существование бассейна океанического типа, фрагменты которого встречаются на п-ове Камчатский Мыс и в виде отдельных блоков и глыб в серпентинитовых

меланжах хребта Кумроч, п-ова Озерный и о-ва Карагинский. Это тонкие кремнистые, кремнисто-карбонатные и кремнисто-эффузивные породы, лишенные терригенной примеси, апт-туронского (Кумрочское тектоническое поднятие) и альб-сеноманского (тектонические поднятия Камчатского Мыса, Озерное, Карагинское) возраста. Они накапливались на значительном удалении от континентальной окраины. По мнению Н.Ю.Брагина, комплексы радиоларий характерны для морских бассейнов с океанической соленостью (типа окраинных морей или окраинных частей океана) и тропическим или субтропическим климатом [Брагин и др., 1986].

Океанические образования этого возраста более широко развиты в северных районах Камчатки [Богданов и др., 1982; Федорчук, 1985]. В западной и северной частях Олюторской зоны эти образования представлены толеитовыми базальтами, переслаивающимися с сургучными кремнями. Для них устанавливается формирование в условиях абиссальной равнины, которая примыкала к подножью континентального склона [Вишневская, Бернгард, 1986].

Край Азиатского континента для этого времени маркируется Азиатско-Чукотским вулканическим поясом. Возможно, что к востоку от него существовали вулканические поднятия. Предположительно нижнемеловые (юрско-нижнемеловые) образования известны на западном склоне Срединного хребта (квачонская толща) и в бассейне р.Тигиль [Смирнов, Марченко, 1976]. Они представлены метаморфизованными эффузивами и туфогенно-обломочными породами [Ханчук, 1981], с которыми практически повсеместно пространственно связаны метатипербазиты. Эти метавулканициты с несогласием перекрываются грубообломочными терригенными породами, по данным А.И.Челебаевой, до сантонского возраста [Смирнов, Марченко, 1976]. Проведенный А.И.Ханчуком петрохимический анализ метаэффузивов показал, что они сходны с толеитами островных дуг, а наименее измененные приближаются к океаническим толеитам.

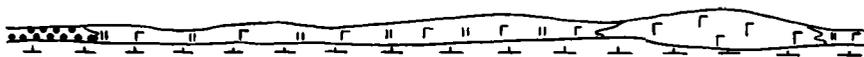
Основной вывод, который можно сделать для этого этапа истории, заключается в том, что ниже-среднемеловые образования Камчатки накапливались на коре океанического типа (рис.30). Этот бассейн в ранне-среднемеловое время являлся частью ложа Тихого океана. На западе он отделялся от Азиатского материка островной дугой или системой островных дуг.

В конце ранне-среднемелового этапа произошла смена тектонических режимов. Вероятно, местами происходили структурные перестройки: скучивание океанической коры и в результате этого увеличение ее мощности. Этот этап широко проявился по всему северо-западному обрамлению Тихого океана [Пуцаровский и др., 1983; Меланхолина, 1986].

Сенон-раннепалеогеновый этап. В этот период времени характер осадконакопления в бассейне изменился, что связано с происшедшей здесь в досенонское время тектонической перестройкой. Вероятно также, этот участок океанической коры в процессе дрейфа приблизился к активной континентальной окраине.

В раннем сеноне в юго-восточной части этого бассейне закладывается вулканическое поднятие с островодужным типом вулканизма. Фрагменты его представлены коньяк-кампанскими вулканогенными породами Кроноцкого тектонического поднятия. Петрохимические особенности вулканизма показывают, что это была примитивная островная дуга типа Тонга-Кермадек. Наличие в серпентинитовом меланже практически полного набора пород офиолитовой ассоциации доказывает, что дуга формировалась на океанической коре. Размеры и форма ее в настоящее время неясны. Возможно, это была достаточно протяженная структура, и фрагменты ее обнажаются в пределах Малых Курильских островов, где широко развиты кампан-

$K_1 - K_2$



$K_2 km_3 - K_2 m$



$K_2 m_2 - P_1 d$



P_2



$N_2 - Q$



Р и с. 30. Схема тектонического развития приокеанической зоны Камчатки

1 - океаническая кора; 2 - габброиды Оленегорского массива; 3 - кора переходного типа; 4 - континентальная кора; 5 - серпентинитовый меланж; 6, 7 - альб-туронские образования; 6 - вулканогенно-кремнистые, 7 - туфогенно-осадочные; 8, 9 - кампан-маастрихтские образования: 8 - вулканогенные, 9 - туфогенно-осадочные; 10 - терригенные образования; 11, 12 - палеогеновые вулканогенные образования; 13 - нижнепалеогеновые кремнисто-глинистые образования; 14 - палеогеновые терригенные образования; 15 - верхнемаастрихт-датские олистостромовые образования; 16 - верхнеэоцен-нижнеолигоценые олистостромовые образования; 17 - олигоцен-нижнемиоценовые образования; 18 - палеогеновые аккреционные комплексы; 19 - плиоцен-четвертичные вулканогенные образования; 20 - верхнемеловые-нижнепалеогеновые образования; 21 - разрывные нарушения; 22 - направление движений

маастрихтские вулканогенно-осадочные образования. Но этот вопрос еще требует исследований.

Высказывалось мнение о единстве структур Кроноцкого поднятия и возвышенности Обручева в Тихом океане [Супруненко, 1972; Супруненко и др., 1975]. На возвышенности Обручева меловые эффузивы хотя и изливались в мелководных условиях, но представлены щелочными океаническими толеитами [Initial..., 1979], в то время как на Кроноцком полуострове это островодужные разности. Палеогеографические данные [Ахметьев, 1976] также противоречат единству этих структур. Осадки на возвышенности Обручева накапливались в субтропическом климате, а формирование Камчатских образований происходило в умеренно теплом климате, и только с кайнозой они находились в одной климатической зоне.

В настоящее время нет данных о продолжении Кроноцких структур в северном направлении. Образования п-ова Камчатский Мыс, как было показано выше (см. гл.3), резко отличаются по формационному составу и своему строению. Появление в меловых комплексах туфотерригенной составляющей, вероятно, связано с приближением к источникам терригенного сноса [Зинкевич и др., 1988б]. В верхней части мелового разреза появляется толща, сложенная преимущественно субаркозовым материалом. Анализ вещественного состава этой толщи, проведенный М.Ю.Хотиным и М.Н.Шапиро [Шапиро, Хотин, 1973; Очерки..., 1987], показал, что размывался сложный метаморфический комплекс пород, а дополнительным источником могли быть интрузии преимущественно плагиогранитного и кварц-диоритового состава. При этом исключается прибрежно-морской и континентальный генезис, а основным способом транспортировки признается сильное устойчивое морское течение. Источник, поставивший этот материал, неясен. Одним из возможных источников его могла являться юго-западная Аляска, где в это время накапливались мощные толщи комплекса Кадьяк (см.гл.4). Как уже отмечалось выше, к этому времени вулканическое поднятие приблизилось к континентальной окраине и устойчивые океанические течения могли достигать его и откладывать субаркозовый материал.

Не исключено также, что дополнительным источником субаркозового материала могли служить зоны скучивания океанической коры типа хребта Ширшова или океанических поднятий северо-западной части Тихого океана. Так, работами 29-го рейса НИИ "Дмитрий Менделеев" было показано, что в строении хребта Ширшова принимают участие метаморфические и гидротермально-метасоматические породы, являющиеся продуктами переработки океанической коры [Непрочнов и др., 1985; Юркова и др., 1985]. Ассоциация гидротермальных минералов и интенсивное прокварцевание позволяют предполагать внедрение субвулканических кислых пород. Подтверждением этого служит нахождение среди драгированного материала обломков кварцевых кератофиров.

В пределах океанических поднятий Тихого океана, таких, как поднятия Шатского и Хесса, широко развиты щелочные базальтоиды, представленные трахитами, гавайитами и муджиеритами [Рудник и др., 1981; Initial..., 57, 1980; Строение..., 1984]. Они сменяют вверх по разрезу толеитовые базальты и также могли являться дополнительным источником субаркозового материала.

В позднем сеноне в западной части этого бассейна формируется линейное вулканическое поднятие (Кумрочско-Валагинская островная дуга). Оно заложилось на скученных комплексах океанической коры, на что указывают находящиеся в серпентинитовом меланже блоки, представленные фрагментами различных слоев океанической коры: ультрабазиты, габброиды, кремнистые и кремнисто-глинистые породы

ранне-среднемелового возраста, толеитовые афировые базальты. Различные фрагменты этой вулканической дуги обнажаются в поднятиях Восточно-Камчатской зоны.

В пределах этой протяженной структуры характер и время проявления вулканизма несколько различаются. В северном направлении происходит омоложение проявлений активного вулканизма. Но в целом он фиксируется с кампана до маастрихтского времени, иногда продолжается в раннем палеогене. К концу маастрихта в большинстве районов активный вулканизм прекращается и происходит накопление вулканомиктовых пород, часто с горизонтами микститов, содержащих глыбы и блоки базальтов, туфов и кремней. Иногда в них присутствуют маломощные прослойки туфов.

Каким образом Кумрочско-Валагинская островная дуга соотносилась с Кроноцкой вулканической зоной, не совсем ясно. Вероятно, они разделялись значительным по площади "ветловским" бассейном с океанической корой и глубоководным осадконакоплением, размеры которого могут быть достоверно определены только после проведения палеомагнитных исследований по меловым-нижнепалеогеновым породам Восточно-Камчатской и Прибрежной зон.

К западу от Кумрочско-Валагинской вулканической дуги в тыловом окраинном бассейне шло накопление туфотерригенных и терригенных отложений [Константиновская, 1987]. При этом в западном направлении резко возрастала роль терригенного материала, указывая на близость континентальной окраины. В этом бассейне, возможно, существовала еще одна система вулканических поднятий (ирунейские образования) с островодужным вулканизмом [Григорьев, Шапиро, 1986; Очерки..., 1987]. Но не исключено, что это была единая с Кумрочско-Валагинской дугой структура, которая была растащена в процессе последующих тектонических движений. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Итак, в сеноне в рассматриваемой области возникла сложнопостроенная зона перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту с вулканическими дугами, крайними морями и междуговыми и преддуговыми бассейнами (см.рис.30). Современным гомологом такой зоны перехода может служить переходная зона в юго-западной части Тихого океана, где существуют тыловые и междуговые крайние моря и вулканические островные дуги.

Сенон-раннепалеогеновый этап закончился значительной тектонической перестройкой. В это время в обстановке горизонтального сжатия на фоне общего резкого сокращения площади бассейна происходит тектоническое со смещение разнофациальных толщ. Точная датировка этого этапа удастся не всегда, так как комплексы-показатели тектонических движений не везде присутствуют. Начало этой перестройки во фронтальной части Кумрочско-Валагинской дуги устанавливается по накоплению олистостромовых комплексов и датируется позднемаастрихт-датским временем. В остальных районах рассматриваемой области эти движения имеют раннепалеогеновый возраст. В позднемаастрихт-раннепалеогеновое время вулкано-генные комплексы дуги были сорваны со своего основания и надвинуты в северо-западном направлении на отложения (тылового) окраинно-морского бассейна. Этот процесс шарьирования сопровождался тектоническим расслаиванием на литопластины.

В это же время произошло тектоническое расслаивание и со смещение разновозрастных островодужных комплексов с выведением нижних горизонтов океанической коры в пределах Кроноцкой зоны, скупивание океанической коры в основании западного отрезка Алеутской дуги (Камчатский Мыс).

Процесс сжатия и скупивания коровых масс в это время происходил практически

ки повсеместно в северо-западном обрамлении Тихого океана (Сахалин, Корьякское нагорье, Олииторская зона, поднятие Шатского) [Пушаровский и др., 1983].

Следовательно, главным итогом этого этапа было формирование на месте активной вулканической зоны сложнопостроенной покровно-складчатой области (см. рис.30).

Кайнозойский этап. Этот период времени характеризуется дальнейшим усложнением структуры сформировавшейся переходной зоны при ведущей роли аккреции. Происходит причленение поднятий прибрежной зоны, дальнейшая миграция к востоку зоны поддвига, заложение северного отрезка Курило-Камчатской вулканической дуги. В кайнозойское время выделяются два этапа тектонических деформаций: позднеэоценовый и позднемiocеновый. В целом намечается закономерность, что с омоложением возраста интенсивность деформаций падает.

Как было показано ранее, в результате тектонических движений в предыдущий этап была сформирована покровно-складчатая область. Палеогеновые образования в ее пределах накапливались преимущественно во впадинах, возникших в результате значительных субвертикальных движений. Последние, по-видимому, были обусловлены изостатическим выравниванием. В западной части этой покровно-складчатой области (Западно-Камчатский прогиб) отлагались мощные мелководные терригенные отложения. В эоцене, а затем начиная с олигоцена в центральных частях ее происходили вулканические извержения [Шанцер, Шапиро, 1984] в мелководных морских и субаэральных условиях. По петрохимическим особенностям их можно отнести к рифтогенным образованиям [Филатова, 1987].

К востоку от Восточно-Камчатской покровно-складчатой области в палеоцене и, возможно, в раннем эоцене, существовал бассейн со смешанным осадконакоплением, где устанавливаются образования, характерные для преддуговых бассейнов, внутренних склонов желобов и океанических бассейнов. Восточным ограничением последнего являлись Кронотская зона и западный фланг начавшей формироваться Алеутской вулканической дуги. В преддуговом бассейне накапливались терригенные отложения, которые иногда содержали глыбы сингенетичных песчаников и алевролитов. В более отдаленных от дуги районах (нижняя часть внутреннего склона желоба) отлагались преимущественно тонкообломочные терригенные образования с прослоями глинистых пород, кремнистых аргиллитов, реже известняков.

В океаническом "ветловском" бассейне, вероятно, существовала зона спрединга, где изливались слабо дифференцированные низкокальциевые толеиты (N-типа MORB) и накапливались тонкие кремнисто-глинистые осадки, которые содержали пролои и линзы металлоносных осадков.

В позднем эоцене произошло закрытие морского бассейна. Сформировалась чешуйчато-надвиговая структура Восточно-Камчатской зоны. С движениями этого этапа связаны также малоамплитудные покровы (хребет Кумроч). Характерной особенностью тектонических структур этого времени является общая юго-восточная vergentность, говорящая о надвигании масс с северо-запада на юго-восток, или поддвиге в обратном направлении (см.рис.30). Формирование такой чешуйчатой структуры в зоне сочленения желобов и островных дуг - явление, достаточно широко распространенное по периферии Тихого океана (наиболее характерные примеры приведены в гл.4).

После позднеэоценового этапа ожатия происходило накопление терригенных, часто флишеидных олигоценовых и ниже-среднемiocеновых образований Восточно-Камчатского прогиба. Источником материала при этом служили как Восточно-Камчатские поднятия, так и поднятия Прибрежной зоны. В олигоцене произошло пере-

мещение зоны поддвига к востоку, и она заняла близкое к современному положение.

В западных районах деформации позднеэоценового этапа были менее интенсивные, преобладали субвертикальные движения. К этому времени, по-видимому, относится заложение Центрально-Камчатской грабенообразной депрессии и оперяющих ее структур и Центрально-Камчатского вулканического пояса. Деформации сжатия четко фиксируются только в зоне Восточно-Камчатских поднятий. Тектонические движения этого времени практически не проявились в Прибрежной зоне.

Палеогеновые образования Кроноцкого поднятия формировались в пределах вулканического поднятия с расчлененным рельефом. В палеоэоцене отлагались преимущественно туфогенно-осадочные образования, реже изливались пиллоу-базальты. В олигоцене резко увеличивается интенсивность вулканизма. По петрохимическим данным палеогеновые эффузивы сходны с верхнемеловыми и характерны для энсиматических островных дуг. Палеогеновые образования п-ова Камчатский Мыс накапливались в краевых частях вулканического поднятия, располагавшегося восточнее.

Важным следствием рассмотрения раннекайнозойского этапа, на наш взгляд, является существование в раннем палеогене морского бассейна с океанической корой, который разделял Восточно-Камчатскую и Прибрежную Зоны. С северо-запада этот бассейн отделялся от Восточно-Камчатской зоны глубоководным желобом, который после позднеэоцен-раннеолигоценного этапа сжатия переместился к востоку от Прибрежной зоны.

Наиболее поздние горизонтальные движения в кайнозой происходили в позднем миоцене. Этот этап сжатия уступал по интенсивности более ранним тектоническим фазам и привел к обновлению более древних нарушений (см. рис. 30). Он характеризуется надвиганием мел-палеогеновых образований Восточно-Камчатской зоны на нижне-среднемиоценовые отложения Восточно-Камчатского прогиба [Шапиро, 1980]. Амплитуда надвигания оценивается в 15-20 км.

В плиоцен-четвертичное время происходили в основном блоковые субвертикальные движения, формировавшие современный облик Восточной Камчатки. В плиоцене начал развиваться Восточно-Камчатский вулканический пояс, который является северным продолжением Курильской вулканической дуги. К этому времени следует отнести окончательное оформление камчатского отрезка Курило-Камчатского глубоководного желоба. На это указывает резкое снижение поступления терригенного осадочного материала в пределы возвышенности Обручева. Надо отметить, что он активно развивается и в последний период (см. гл. 4).

Корреляция этапов тектонических перестроек приокеанической зоны Камчатки и северо-запада Тихого океана. Итак, анализ тектонического развития приокеанической зоны Камчатки позволяет выделить четыре рубежа деформаций: досенонский, позднемаастрихт-раннепалеоэоценовый, позднеэоценовый и позднемииоценовый. Первый этап тектонических деформаций, происходивший в пределах океанического бассейна, привел к скучиванию океанической коры. С сенона (верхнего сенона) устанавливается существование активной окраины с примитивными вулканическими дугами, тыловыми окраинными морями и преддуговыми бассейнами, глубоководными желобами. В процессе дальнейшей эволюции этой области происходило постепенное усложнение структуры, которое сопровождалось сомещением разноформационных комплексов, расслаиванием их в процессе тектонического сомещения и в результате этого увеличением мощности коры. Происходила аккреция как за счет автохтонного материала, так и в результате причленения крупных аллохтонных

Структуры			K ₁		K ₂						P ₁		P ₂	P ₃	N ₁	N ₂
			a	al	s	t	k	st	km	m	p ₁ ¹	p ₁ ²				
Камчатка	Тектонические поднятия	Озерновское								v v	~		~		~	
		Кумроцкое								v v	~		~		~	
		Валагинское								v v	?	~		~		
		Камчатского мыса	г г							v v	?		v v		~	
		Краноцкое								г г	~					
	Восточно-Камчатский вулканический пояс									v v		v v	?	v v		~
	Центрально-Камчатский вулканический пояс															v v
Берингово море	Командорская котловина													г г		
	хребет Ширшова									?	v v	~	?		~	
Алеутская дуга												?	v v		v v	
Северо-Западная часть Тихого океана	Абиссальная часть										г					
	поднятие Шатского		г г							г г						
	возвышенность Обручева										г г					
	Перерывы в осадконакоплении*	

* данные взяты из работы И. А. Басова [1987]



Р и с. 31. Корреляция тектонических процессов в северо-западной части Тихого океана

1 - океанические базальты; 2 - островодужные вулканы; 3 - этапы тектонических движений; 4 - перерывы в осадконакоплении

островодужных и океанических блоков. Этот процесс был обусловлен дискретным пододвиганием литосферных масс ложа Тихого океана.

Большинство выделенных этапов тектонических перестроек в приокеанической зоне Камчатки широко проявились во многих районах северо-западной части Тихого океана и его обрамления. И.А.Басов провел анализ периодов усиления эрозии и перераспределения осадков в северо-западной части Тихого океана и установил, что этим периодам предшествуют обычно проявления складчатости на континентах, изменение скорости и направления движения литосферных плит, активный внутриплитный вулканизм [Басов, 1987]. Он выделил несколько таких интервалов: поздний сенман-начало турона, поздний сантон-начало кампана, ранний палеоцен, начало среднего эоцена, на рубеже эоцена и олигоцена, в начале раннего миоцена, в конце среднего миоцена и в конце позднего миоцена. Как можно ви-

деть, они хорошо коррелируются с выделенными этапами тектонических перестроек в приокеанической зоне Камчатки (рис.31).

Корреляцию тектонических событий на границе континент-океан для северо-западной части Тихого океана недавно провела Е.Н.Меланхолина. Она показала, что в альб-сеноманское время произошло смещение континентальной окраины к востоку по сравнению с позднепалеозойской окраиной. Край Азиатского материка в это время маркировался Восточно-Азиатским вулканическим поясом. К востоку от него находились окраинные части Тихого океана, в пределах которого происходило тектоническое расслоение и скупивание океанической коры.

Кампан-маастрихтское время характеризуется широким проявлением мощного вулканизма (см.рис.31). В северо-западной части Тихого океана возникает система протяженных вулканических дуг, разделенных окраинно-морскими бассейнами. К этому же времени относится резкое увеличение скорости спрединга в срединно-океаническом хребте.

Тектонические события в позднемаастрихт-раннепалеоценовое время в северо-западном обрамлении Тихого океана привели к дальнейшему наращиванию континентальной окраины Азиатского континента. Этот этап сопровождался становлением континентальной коры во многих районах обрамления [Тектоника..., 1980]. Он привел к изменению структурного плана северного обрамления Тихого океана, где начинает формироваться Алеутская вулканическая дуга [Шмидт, 1978]. Западный фланг Алеутской дуги был отделен от Камчатской окраины морским бассейном.

В позднеэоценовое время начинает закладываться новая структура активной континентальной окраины [Меланхолина, 1986]. Формируется чешуйчато-надвиговая структура Восточно-Камчатской зоны, происходит приращение к Камчатской окраине Кроноцкой зоны и западного фланга Алеутской дуги и, как следствие, смещение к востоку границы континент-океан. После позднеэоцен-раннеолигоценового этапа закладывается сейсмофокальная зона и вулканические дуги Японии и Курил, проявляются деструктивные процессы в Японском и Охотском окраинных морях [Тектоника..., 1980]. В плиоцене окончательно оформляется северный отрезок Курило-Камчатского глубоководного желоба и Восточно-Камчатский вулканический пояс; происходит формирование современного структурного плана северо-западного обрамления Тихого океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований пересмотрены геологическое строение и история тектонического развития Восточной Камчатки.

1. Существенно уточнен возраст и стратиграфическое положение многих меловых-нижнепалеогеновых толщ приокеанической зоны Камчатки. Полученные новые микропалеонтологические данные позволили показать, что тектонические поднятия Восточной Камчатки сложены коньяк-кампанскими, верхнекампан-маастрихтскими, верхнемаастрихт-датскими и нижнепалеогеновыми образованиями. Кроме этого, палеонтологически доказано присутствие апт-туронских образований, сопоставимых с отложениями океанического бассейна.

В строении поднятий Восточно-Камчатской зоны участвуют верхнекампан-маастрихтские островодужные, верхнемеловые(?)-нижнепалеогеновые океанические комплексы пород и нижнепалеогеновые образования преддугового бассейна. В пределах Кроноцкого тектонического поднятия (Прибрежная зона) развиты коньяк-нижнекампанские и маастрихт-нижнепалеогеновые островодужные комплексы.

2. Тектонические поднятия приокеанической зоны Камчатки имеют покровно-складчатую и чешуйчато-надвиговую структуру.

Кумрочское тектоническое поднятие, входящее в систему Восточно-Камчатских поднятий, имеет неоднородное строение: в западной части покровную, а в восточной - чешуйчато-надвиговую структуру. Относительным автохтоном являются верхнекампан-маастрихтские и маастрихт-датские образования, а аллохтонные пластины сложены нижнемаастрихтскими отложениями и серпентинитовым мелянжем.

В становлении структуры хребта Кумроч выделяются три рубежа: позднемаастрихт-датский, позднеэоценовый и позднемiocеновый. Первые два этапа датируются по возрасту олигостромовых комплексов. Выделенные этапы характерны для всей Восточно-Камчатской зоны.

В тектонических поднятиях Прибрежной зоны фиксируются только движения первого этапа, когда была сформирована их покровная структура.

3. Полученные данные по стратиграфии и тектонике позволили наметить основные этапы тектонического развития приокеанической зоны Камчатки: ранне-среднемеловой (апт-туронский), сенон-раннепалеогеновый и кайнозойский.

Для наиболее раннего этапа развития, ранне-среднемелового, устанавливается существование океанического бассейна.

В сенонское время происходит изменение тектонического режима в этом бассейне. В раннем сеноне в его юго-восточной части закладывается Кроноцкая примитивная вулканическая дуга, а в позднесенонское в западной части - Кумрочско-Валагинская вулканическая дуга. Возникает сложнопостроенная зона перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту с вулканическими дугами, тыловыми, междуговыми и преддуговыми бассейнами.

В позднемаастрихт-раннепалеогеновое время в обстановке горизонтального сжатия и общего резкого сокращения площади, занимаемой Восточно-Камчатскими

структурами, происходит тектоническое расслаивание и совмещение разнофациальных толщ. В это время произошел срыв вулканогенных комплексов Кумро́чско-Валагинской дуги и надвигание их в западном направлении с образованием антитетических надвигов в тыловой части. В результате этого этапа тектонической перестройки начала формироваться сложнопостроенная покровно-складчатая область, к востоку от которой существовал открытый морской бассейн со смешанным осадконакоплением. Здесь устанавливаются образования, характерные для преддуговых бассейнов, внутренних склонов желобов и океанического "ветловского" бассейна. Последний отделял от этой покровно-складчатой области Кроноцкую зону и западный фланг начавшей формироваться Алеутской вулканической дуги.

•В эоцене происходит закрытие "ветловского" бассейна и причленение поднятий Прибрежной зоны. В это же время формируется чешуйчато-надвиговая структура Восточно-Камчатской покровно-складчатой области. Наиболее поздние горизонтальные движения в кайнозойское время фиксируются в позднемиоценовое время, когда произошло обновление более древних надвигов и общее надвигание мел-палеогеновых толщ Восточно-Камчатской зоны на отложения Восточно-Камчатского прогиба.

В плиоцен-четвертичное время формируется современный облик приокеанической зоны: развивается Восточно-Камчатский вулканический пояс и окончательно формируется северный отрезок Курило-Камчатского желоба.

4. Анализ тектонического строения приокеанической зоны Камчатки позволил разработать модель ее структурной и геодинамической эволюции и установить, что аккреционный процесс происходил здесь как за счет автохтонного материала, так и в результате причленения крупных аллохтонных островодужных и океанических блоков. Этот процесс был обусловлен дискретным пододвиганием литосферных масс ложа Тихого океана.

Таким образом, тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки подтверждает генеральную направленность процессов в переходных зонах Тихого океана на преобразование океанической коры в континентальную, приведшую в целом к наращиванию материковых масс [Пушаровский, 1972].

Приведенные новые данные по стратиграфии, структуре и тектоническому развитию Восточной Камчатки рекомендуется учитывать при проведении крупномасштабной геологической съемки и поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- А х м е т ь е в М. А. О климатических флуктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах земного шара (По палеоботаническим данным) // Докл. XXV Междунар. геол. конгр. Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976. С.138-146.
- Б а д р е д и н о в Э. Г., Т а р а р и н И. А., Л и т в и н о в А. Ф. и др. О природе метаморфических пород Хавывенской возвышенности Камчатки // Геология Тихого океана: Тез. III Тихоокеан. школы по мор. геологии, геофизике и геохимии. Владивосток, 1987. Ч.1. С.115-116.
- Б а л а к и н а Л. М. Механизм очагов промежуточных землетрясений в Курило-Камчатской фокальной зоне // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 8. С.3-24.
- Б а с о в И. А. Перерывы в осадконакоплении в северо-западной части Тихого океана и их корреляция с геологическими событиями в позднем мезозое и кайнозое // Геология Тихого океана: Тез. III Тихоокеан. школы по мор. геологии, геофизике и геохимии. Владивосток, 1987. Ч.1. С.33-35.
- Б е л о в а М. Б., В а с и л ь е в В. Г., В л а с о в Г. М. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 344 с.
- Б о г д а н о в Н. А., Ч е х о в и ч В. Д., С у х о в А. Н., В и ш н е в с к а я В. С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С.189-217.
- Б о н д а р е н к о Б. А., Г а р к а л е н к о И. А., Ж у р а в л е в А. В. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба // Докл. АН СССР. 1977. Т.234, № 1. С.1462-1467.
- Б о р з а у н о в а Г. П., С е л и в е р с т о в В. А., Х о т и н М. Ю., Ш а п и р о М. Н. Палеоген полуострова Камчатский Мыс // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 11. С.102-109.
- Б р а г и н Н. Ю., З и н к е в и ч В. П., Л я ш е н к о О. В., Ц у к а н о в Н. В. Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С.21-34.
- В а с и л ь е в Б. И., Ж и л ь ц о в Э. Г., С у в о р о в А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 107 с.
- В и ш н е в с к а я В. С., Б е р н а р д В. В. Возраст и условия формирования мезозойских кремнистых пород Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С.35-40.
- Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. 222 с.
- В л а с о в Г. М., Я р м о л ю к В. А., Ж е г а л о в Ю. В. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки // Сов. геология. 1963. № 6. С.32-50.
- В о р о б ь е в В. М. Аномальное магнитное поле западной части Алеутской островной дуги и прилегающих акваторий Берингова моря и Тихого океана // Геомангнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. Южно-Сахалинск, 1975. С.82-90.
- Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. 115 с.
- В ы с о ц к и й С. В. Геология и фундамент приокеанических зон островных дуг Камчатки и Тонга: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1983. 20 с.
- В я л о в О. С. Схема тектонического районирования Камчатки // Докл. АН СССР. 1952. № 6. С.1231-1233.
- Геологическая карта Камчатской области масштаба 1:500 000. М.: ГУГК, 1980.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1978. Т.1. 486 с.

- Геологическое описание. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 733 с. (Геология СССР; Т.31, ч.1).
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968, 719 с.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966. 516 с.
- Герман Л. Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
- Герман Л. Л., Шулдинер В. И., Шека С. А. Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С.25-35.
- Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966, 143 с.
- Гречишкин Л. А. Геологический очерк восточного побережья Камчатки (Усть-Камчатск - Петропавловск) // Тр. НИРИ. Сер.А. 1935. Вып.72. С.1-28.
- Григорьев В. Н., Шапиро М. Н. Верхнемеловые вулканы перешейки Камчатки // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С.58-66.
- Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки. Л., 1955. 268 с. (Тр. ВНИГРИ. Спец. сер.; Вып. 16).
- Ехов Б. В., Ищенко А. А. Линейная и очаговая морфоструктуры Восточной Камчатки. Владивосток, 1984. 90 с.
- Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Константиновская Е. А. и др. Тектоническое строение и геодинамика Восточной Камчатки и юга Корякского нагорья // Геология Тихого океана: Тез. III Тихоокеан. школы по мор. геологии, геофизике и геохимии. Владивосток, 1987. Ч.1. С.194-196.
- Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А., Чураков Г. М. Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1985. Т.285, № 4. С.954-958.
- Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Магакян Р. Г., Брагина Л. Г. Тектоника полуострова Озерного (Восточная Камчатка) // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988а. С.87-102.
- Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Магакян Р. Г., Цуканов Н. В. Верхнемеловые-нижнепалеогеновые островодужные комплексы в тектонической структуре Коряско-Камчатской континентальной окраины // Тез. III петрогр. совещ. Магадан, 1988 б. С.148-149.
- Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Цуканов Н. В. Тектонические покровы северной части Валагинского хребта // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С.62-71.
- Зинкевич В. П., Ляшенко О. В., Басманов В. М. Офиолитовые покровы полуострова Озерного (Восточная Камчатка) // Там же. 1984. Т.277. № 3. С.665-669.
- Зоненшайн Л. П., Баранов Б. В., Савостин Л. А. Глубоководные желоба как структуры сжатия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С.96-103.
- Канаев В. Ф. Рельеф дна Кроноцкого залива // Комплексные исследования Северо-Курильского и Кроноцкого районов. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т.36. С.5-21.
- Кожурин А. И. Четвертичная тектоника хр. Кумроч и полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 2. С.76-87.
- Константиновская Е. А. Меловые структурно-формационные комплексы северной части Валагинского хребта (Восточная часть Камчатки) // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С.140-161.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 365 с.
- Кузин И. П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 132 с.
- Лебедев М. М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4. С.57-69.

- Леглер В. А. Развитие Камчатки в кайновое с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит: (Источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: ИОАН СССР им. П.П.Широва, 1977. С.137-169.
- Леонов М. Г. Олигостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.
- Ломтев В. Л. Рельеф и структура тихоокеанского континентального склона Камчатки // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток, 1981. С.64-69.
- Ломтев В. Л., Воробьев В. М., Высоцкий С. В. Новые данные о рельефе и структуре северной части Курило-Камчатского желоба и прилегающих территорий // Геология дна Северо-Запада Тихого океана. Владивосток, 1980. С.29-40.
- Ломтев В. И., Патрикеев В. Н. Новые данные о надвиговой структуре Курило-Камчатского глубоководного желоба // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С.122-125.
- Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Лучицкая М. В., Рихтер А. В. Тектоническая расслоенность метаморфических образований Ганальского блока (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 2. С.76-85.
- Львов А. Б., Неелов А. Н., Богомолов С. С., Михайлова Н. С. О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1985. № 7. С.47-57.
- Мараханов В. И., Потапьев С. В. Структурное районирование Камчатской тектонической области. М.: Наука, 1981. 88 с.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов Б. Н. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги // Геотектоника. 1969. № 5. С.52-61.
- Меланхолина Е. Н. Этапы тектонических преобразований в северо-западной части Тихого океана и его континентальной окраины // Там же. 1986. № 2. С.35-45.
- Мороз Д. Ф. О глубинном строении Восточной Камчатки по данным магнитометрических зондирований // Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С.85-89.
- Мурдмаа И. О. Связь океанических геологических формаций с тектоническими структурами // Геотектоника. 1987. № 2. С.35-45.
- Назаров Б. Б., Витухин Д. И. Методы выделения ископаемых радиоларий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 2. С.95-102.
- Непрочнов Ю. П., Седов В. В., Мерклин Л. Р. и др. Тектоническое строение хребта Широва (Берингово море) // Геотектоника. 1985. № 3. С.21-37.
- Обручев С. В. Материалы для тектоники Северо-Восточной Азии // Проблемы советской геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1934. № 7. С.3-16.
- Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 247 с.
- Пейве А. А., Казимиров А. Д. Основной магматизм полуострова Камчатский Мыс // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С.41-57.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С.5-23.
- Петрина Н. М., Шапиро М. Н., Бояринова М. Е. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения восточных хребтов Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т.53, вып.3. С.47-61.
- Плешаков И. Б. Альпийская складчатость в Сахалинско-Камчатской области // Проблема советской геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1938. № 6. С.31-45.
- Попов А. А. Сейсмические модели земной коры складчатых сооружений Казахстана и Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 190 с.

- П о п о л и т о в Э. И., В о л ы н е ц О. И. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 181 с.
- П у щ а р о в с к и й Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
- П у щ а р о в с к и й Ю. М., З и н к е в и ч В. П., М а з а р о в и ч А. О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в обрамлении Тихого океана // Геотектоника. 1983. № 6. С.30-45.
- Р а з н и ц и н Ю. Н., С о к о л о в С. Д., Ц у к а н о в Н. В., В и ш н е в с к а я В. С. Серпентинитовый меланж в структуре Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1981. Т.260, № 6. С.1437-1441.
- Р а з н и ц и н Ю. Н., Х у б у н а я С. А., Ц у к а н о в Н. В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 1. С.88-101.
- Р а з н и ц и н Ю. Н., Ц у к а н о в Н. В., Щ е р б а к о в С. А. Серпентинитовый меланж и ультрабазиты северной части Балагинского хребта (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1984. Т.278, № 1. С.180-184.
- Решения Второго Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1982. 134 с.
- Р о з е н О. М., М а р к о в М. С. О происхождении амфиболитов метаморфического меланоократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки) // Геотектоника. 1973. № 3. С.27-39.
- Р у д н и к Г. Б., М е л а н х о л и н а Е. Н., К у д р я в ц е в Д. И. и др. Породы второго океанического слоя в разрезах поднятий Шатского и Хесса (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № II. С.21-33.
- С а д р е е в В. М., Д о л м а т о в Б. К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова // Там же. 1963. № 6. С.122-126.
- С е л и в е р с т о в В. А. Офиолиты Восточной Камчатки // Петрохимические исследования базитов островных дуг. М.: ИФЗ АН СССР, 1978. С.177-239.
- С е л и в е р с т о в Н. И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 112 с.
- С е р г е е в К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
- С е р о в а М. Я. Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. М.: Наука, 1966. 94 с.
- С и м б и р е в а И. Г., Ф е д о т о в С. А., Ф е о ф и л а к т о в В. Д. Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С.91-103.
- С м и р н о в А. М., М а р ч е н к о А. Ф. Комплекс основания меловой геосинклинали Камчатки // Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С.3-19.
- Стратиграфический кодекс СССР. Л.: Недра, 1979. 148 с.
- Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.
- Строение дна Северо-Запада Тихого океана: (Геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 227 с.
- С у п р у н е н к о О. И. О связи структурных элементов Восточной Камчатки и ложа Тихого океана // Докл. АН СССР. 1972. Т.206, № 1. С. 186-188.
- С у п р у н е н к о О. И., Д е к и н Г. П. Субширотные разломы Восточной Камчатки // Там же. 1968. Т.180, № 6. С.1442-1445.
- С у п р у н е н к о О. И., М а р к о в с к и й Б. А., Т а р а с о в Б. М. К вопросу геологического развития подводной части возвышенности Обручева и сопредельных районов // Нефтегазоносность северо-западной части Тихого океана. Л., 1975. С.129-142. (Тр. ВНИГРИ; Вып.307).
- Т а р а р и н И. А. Эволюция метаморфических процессов в Ганальском хребте Камчатки // Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1979. С.63-101.
- Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 281 с.

- Тектоника Курило-Камчатского желоба. М.: Наука, 1980. 281 с.
- Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей. Масштаб 1:2 500 000. Магадан: ГУГК, 1979.
- Тектоническая карта северной Евразии. Масштаб 1:5 000 000. Л.: ГУГК, 1980.
- Тихонов В. И. Схема тектоники южной части полуострова Камчатки // Докл. АН СССР. 1959. Т.127, № 1. С.176-179.
- Тихонов В. И. Надвиги на Восточной Камчатке // Геотектоника. 1968. № 3. С.78-87.
- Тихонов В. И., Удлинцев Г. Б. К вопросу о связи между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов // Докл. АН СССР. 1960. Т.130, № 3. С.603-606.
- Тулина Ю. В., Зверев С. М., Красильщикова Т. А. Земная кора и верхи мантии в области фокальной зоны у Восточной Камчатки // Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М.: Наука, 1972. С.66-79.
- Удлинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
- Утнасин В. К., Балеста С. Т., Аносов Г. И. Особенности глубинного строения различных геоструктурных зон Камчатки // Сов. геология. 1975. № 2. С.67-80.
- Флатова Н. И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтового магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1987. № 4. С.85-101.
- Федорчук А. В. Геология кремнисто-вулканогенных образований Олюторского хребта: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: 1985. 20 с.
- Федорчук А. В. Внутреннее строение офиолитов Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1989. Т.306, № 4. С.944-947.
- Ханчук А. И. Эвгеосинклинальные комплексы Срединного хребта Камчатки и их место в системе мезокайнозойских сооружений региона // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток, 1981. С.67-77.
- Хотин М. Ю. Эфузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. М.: Наука, 1976. 197 с.
- Хубуная С. А. Высокоглиноземистая плагиотолеитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Цуканов Н. В. Новые данные по тектонике хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1985. Т.284, № 5. С.1205-1208.
- Цуканов Н. В., Вишневецкая В. С., Казарина Г. Х., Витухин Д. М. Состав и возраст кремнистых пород хр. Ширшова (Берингово море) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С.80-85.
- Цуканов Н. В., Зинкевич В. П. Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1987. № 6. С.63-77.
- Цуканов Н. В., Федорчук А. В. Океанические комплексы в структуре восточного Кумроча (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1989. Т.307, № 4. С.943-947.
- Шанцер А. Е., Тихонов В. И. Тектоника южной части хребта Кумроч // Геотектоника. 1967. № 3. С.67-74.
- Шанцер А. Е., Шапиро М. Н. Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С.26-40.
- Шапиро М. Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 122 с.
- Шапиро М. Н. Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива // Геотектоника. 1980. № 3. С.85-102.
- Шапиро М. Н., Селиверстов В. А. Морфология и возраст складчатых структур Восточной Камчатки на широте Кройцового полуострова // Там же. 1975. № 4. С.85-94.
- Шапиро М. Н., Сляднев Б. И., Ландер А. В. Чешуйчатонадвиговая структура северной части Восточно-Камчатского антиклинория // Там же. 1984. № 6. С.84-93.
- Шапиро М. Н., Хотин М. Ю. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 5. С.67-74.

- Ш м и д т О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 100 с.
- Ш у л ь д и н е р В. И., В ы с о ц к и й С. В., Х а н ч у к А. И. Типы земной коры и ее эволюция в островодужных системах Дальнего Востока // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток, 1981. С.32-52.
- Э р л и х Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 243 с.
- Ю р к о в а Р. М., П е й в е А. А., З и н к е в и ч В. П., Ч е р к а л и н В. И. Амфиболиты хребта Ширрова (Берингово море) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С.9-27.
- В у р н е Т i m. Structural evolution of coherent terranes in the Ghost Rocks Formation, Kodiak Island, Alaska // Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics and modern and ancient active plate margins. Oxford; L., 1982.
- С l a r k S.H.B. The McHugh complex of Southcentral Alaska // Geol. Surv. Bull. 1973. N 1372-D. P. D1-D11.
- С o n n e l l y W. Uyak Complex, Kodiak Island, Alaska: A Cretaceous subduction complex // Bull. Geol. Soc. Amer. 1978. Vol. 89, N 5. P. 755-769.
- С o w a n D.S., B o s s R.F. Tectonic framework of the Southwestern Kenai Peninsula Alaska // Ibid. 1978. Vol. 89, N 1. P. 155-158.
- Д и с к и н с о н W.R., S e e l y D.R. Structure and stratigraphy of forearc regions // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. Vol. 63, N 1. P. 2-31.
- F i s h e r M.A., H u e n e R. v o n. Structure of Upper Cenozoic Strata Beneath Kodiak Shelf, Alaska // AAPG Bull. 1980. Vol. 64, N 7. P. 1014-1033.
- Geology and mineral resources of Japan. Tokyo: Geol. Surv. Jap., 1977. Vol. 1. 430 p.
- H a d a S., S u z u k i T. Tectonic environments and crustal section of the Outer zone of Southwest Japan // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo, 1983. P. 207-218.
- H a r b e r t W., F r e i L e a h S., C o x A l l a n, E n g e b r e t s o n D.C. Relative motions between Eurasia and North America in the Bering Sea region // Tectonophysics. 1987. Vol. 134, N 4. P. 239-261.
- H a r b e r t W., S c h o l l P.W., V a l l i e r T.L. et al. Major evolutionary phases of a forearc basin of the Aleutian terrace: Relation to North Pacific tectonic events and the formation of the Aleutian subduction complex // Geology. 1986. Vol. 4, N 9. P. 757-761.
- H e k i n l a n R. Petrology of the Ninety East Ridge (Indian Ocean) compared to other aseismic ridge // Contrib. Miner. and Petrol. 1974. Vol. 43, N 2. P. 125-147.
- H o p k i n s D.N., S c h o l l O.W., A d d i c o f f W.O. Cretaceous Tertiary and Early Pleistocene rocks from the Continental Margin in the Bering Sea // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol. 80, N 5. P. 1471-1480.
- H u e n e R. v o n. Tectonic processes along the front of modern convergent Margins - research of the Past Decade // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1984. Vol. 12, N 4. P. 359-381.
- Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 19; 1980. Vol. 57.
- J a k e s P., W h i t e A.J.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks orogenic areas // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 1. P. 29-40.
- K o d a m a K., T a i r a A., O k a m u r a M., S a i t o Y. Paleomagnetism of the Shimanto Belt in Shikoku, Southwest Japan // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo, 1983. P. 231-241.
- M a c k e n z i e J.S., N e e d h a m D.T., A g a r S.M. Progressive deformation in an accretionary complex: An example from the Shimanto belt of Eastern Kynshu, Southwest Japan // Geology. 1987. Vol. 15, N 4. P. 335-556.
- M a l a v i e l l e J. Modelisation experimentale des chevan chements imbrigues application aux chaines de montagnes // Bull. Soc. geol. France. 1984. Vol. 26, N 1. P. 129-138.

- McCarthy J., Scholl D.W. Mechanism of subduction accretion along the central Aleutian Trench // Bull. Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. Vol. 96, N 6. P. 691-701.
- Moore J.C. Complex deformation of Cretaceous trench deposits, South-Western Alaska // Ibid. 1973. Vol. 84, N 10. P. 2005-2020.
- Moore J.C. Oricutation of underthrusting during latest Cretaceous and earliest Tertiary time, Kodiak Island, Alaska // Geology. 1979. Vol. 6, N 4. P. 209-213.
- Moore J.C., Allwaret A. Progressive deformation of a Tertiary Trench Slope, Kodiak Islands, Alaska // J. Geophys. Res. B. 1980. Vol.85, N 9. P. 4741-4756.
- Moore J.C., Cowan D.S., Karig D.E. Structural styles and deformation fabrics of accretionary complexes // Geology. 1985. Vol. 13, N 1. P. 77-79.
- Moore J.C., Wheeler R.L. Structural fabric of a melange, Kodiak Islands, Alaska // Amer. J. Sci. 1978. Vol. 278, N 5. P. 739-765.
- Nicolas A. Interpretation of peridotite structures from ophiolite and oceanic environments // Amer. J. Sci. A. 1980. Vol. 280, N 1. P.192-210.
- Nilsen T.H., Zuffa G.G. The Chugach Terrans, a Cretaceous trench-fill deposit, Southern Alaska // Trench - forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins. Oxford; L., 1982. P. 213-227.
- Pearce J.A. Basaltic geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus // Tectonophysics. 1975. Vol. 25, N 1/2. P. 41-67.
- Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69, N 1. P. 33-47.
- Raymond L.A., Swanson S.E. Recurrent plutonism and accretion of convergent plate margins // Trans. Amer. Geophys. Union. 1979. Vol. 60, N 3. P. 390-395.
- Rea D.K., Vallier T.L. Two Cretaceous oceanic episodes in the Western Pacific Ocean // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94, N12. P. 1430-1437.
- Sample J.C., Fisher D.M. Duplex accretion and underplating in an ancient accretionary complex Kodiak Islands, Alaska // Geology. 1986. Vol. 14, N 2. P. 160-163.
- Sample J.C., Moore J.C. Structural style and Kinematics of an underplated state belt, Kodiak and adjacent Islands, Alaska // Bull. Geol. Soc. Amer. 1987. Vol. 99. P. 7-20.
- Scholl P.W., Vallier T.L., Stevenson A.J. Sedimentation and deformation in the Amlia Fracture Zone sector of the Aleutian Trench // Mar. Geol. 1982. Vol. 48, N 2. P. 105-134.
- Scholl P.W., Vallier T.L., Stevenson A.J. Terrane accretion, production and continental growth: A perspective based on the origin and tectonic tate of the Aleutian-Bering Sea region // Geology. 1986. Vol. 14, N 1. P. 43-47.
- Suzuki T., Hada S. Accretionary melange of Cretaceous age in the Shimanto Belt in Japan // Accretion tectonics in the Circum - Pacific Regions. Tokyo, 1983. P. 219-230.
- Taira A., Okada H., Whitaker J.H., Smith A.J. The Shimanto Belt of Japan: Cretaceous - lower Miocene active - margin sedimentation // Trench - forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and anclen active plate margins. Oxford; L., 1982. P. 5-26.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава первая. Обзор представлений о тектонике приокеанической области Камчатки	5
Глава вторая. Структурное положение приокеанической области Камчатки и ее тектоническое районирование	8
Глава третья. Геологическое строение тектонических поднятий Восточно-Камчатской зоны	15
Кумроцкое тектоническое поднятие	15
Основные черты стратиграфии	15
Палеотектонические условия формирования меловых-нижнепалеогеновых образований	32
Тектоническая структура и основные этапы развития	43
Валагинское тектоническое поднятие	51
Основные черты стратиграфии	51
Тектоническая структура и этапы деформаций	55
Глава четвертая. Геологическое строение тектонических поднятий Прибрежной зоны	58
Тектоническое поднятие Камчатского Мыса	58
Основные черты стратиграфии	59
Тектоническая структура	61
Кроноцкое тектоническое поднятие	64
Основные черты стратиграфии	64
Формационная принадлежность базальтов	71
Тектоническая структура и этапы деформаций	72
Глава пятая. Строение аккреционных комплексов обрамления Тихого океана	75
Глава шестая. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки	84
Заключение	94
Литература	96

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one. Review of concepts of the tectonics of the Kamchatka near oceanic area	5
Chapter two. Structural position of the Kamchatka near oceanic area and its tectonic zones	8
Chapter three. Geological structural of tectonic uplifts of the East-Kamchatka zone	15

Kumroch tectonic uplift	15
Main features of stratigraphy	15
Paleotectonic conditions of cretaceous-lower palaeogen deposits formation	32
Tectonic structure and main phases of development	43
Valaginsky tectonic uplift	51
Main features of stratigraphy	51
Tectonic structure and phases deformation	55
Chapter four. Geological structural Coastal area	58
Kamchatsky Mys tectonic uplift	58
Main features of stratigraphy	59
Tectonic structure	61
Kronozky tectonic uplift	64
Main features of stratigraphy	64
Formational types of basalts	71
Tectonic structure and phases deformations	72
Chapter five. Structural of Pacific periocean accretional complexes ...	75
Chapter six. Tectonic development near oceanic zone of Kamchatka	84
Conclusion	94
Bibliography	96

Научное издание

ЦУКАНОВ Николай Васильевич

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПРИОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ КАМЧАТКИ
В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ-РАННЕМ КАЙНОЗОЕ

Т р у д ы , в ы п . 462

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор М.А. Яценко
Художественный редактор В.Д. Яковлев
Технический редактор Т.В. Фаронова

ИБ № 48501

Подписано к печати 15.04.91
Формат 70x100/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная
Усл.печ.л. 8,45. Усл.кр.-отт. 8,8. Уч.-изд.л. 9,2
Тираж 590 экз. Тип.зак. 1325. Цена 3р. 70к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени I-я типография
издательства "Наука" 199034, Ленинград В-34,
9-я линия, 12

3 р. 70 к.

ISSN 0002-3272. Тр. ГИИ АН СССР. 1991. Вып. 462. 1 - 104.