

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
FAR-EASTERN BRANCH  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
FAR-EASTERN GEOLOGICAL INSTITUTE

*Г.И.Говоров*  
*G.I. Govorov*

**ФАНЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ  
ПОЯСА И ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ  
ОХОТОМОРСКОГО ГЕОБЛОКА**

**PHANEROZOIC MAGMATIC BELTS  
AND ORIGIN OF THE OKHOTSK SEA  
GEOBLOCK STRUCTURE**



Владивосток • Vladivostok  
Дальнаука • Dalnauka  
2002

УДК 551.24 (5-012)

*Говоров Г.И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока.* Владивосток: Дальнаука, 2002. 198 с. ISBN

В монографии представлен анализ геологии и геодинамики девятнадцати палеозойско-кайнозойских магматических поясов, расположенных на тринадцати крупных поднятиях (микроконтинентах), составляющих коллизийную структуру Охотоморского мегаблока. В результате, в рамках концепции тектоники литосферных плит восстановлена согласованная картина зарождения, развития, дисперсии, перемещения и коллизии отдельных структур Охотского бассейна и его континентально-островного обрамления в единый Охотоморский мезоконтинент (супертеррейн).

Книга предназначена для геологов, тектонистов, петрологов.  
Ил. 39, табл. 27, библи. 258.

*Govorov G.I. Phanerozoic magmatic belts and origin of the Okhotsk Sea geoblock structure.* Vladivostok: Dalnauka, 2002. 198 p. ISBN

In the monograph the analysis of geology and geodynamics of nineteen Paleozoic-Mesozoic magmatic belts located on thirteen large rises (microcontinents) that are constituent the collisional structure of the Okhotsk Sea megablock is presented. As a result, from the point of view of plate tectonics, the interrelation between the origin, development, dispersion, displacements and collision of separate structures within the Okhotsk Sea area and its continental-island surroundings which resulted in the formation of the unified Okhotsk Sea mesocontinent (superterrane) is reconstructed.

The book has been written for geologists, tectonicians, petrologists.  
Ill. 39, tabl. 27, bibl. 258.

Ответственные редакторы:

д-р геол.-минерал. наук Маркевич П.В.  
д-р геол.-минерал. наук Тарарин И.А.

Рецензент

д-р геол.-минерал. наук Грамм-Осипов Л.М.

Утверждено к печати Ученым советом ДВГИ ДВО РАН

ISBN 5-8044-0180-7

© Дальневосточный геологический институт, 2002 г.  
© Дальнаука, 2002 г.

## ВВЕДЕНИЕ

Под **Охотоморским геоблоком** в работе понимается пространство, занятое региональными структурами дна Охотского моря и его обрамления. Краевые структуры, очерчивающие площадь геоблока, представлены поднятиями Восточно Сахалинским, Кони-Тайгоносским, Восточно-Камчатским, Северо-Курильским, Южно-Курильским, Китаками- Монеронским и Абакума.

Интенсивные морские геолого-геофизические исследования XX столетия в Охотском регионе позволили составить тектонические схемы дна моря [Марков и др., 1967; Пушаровский и др., 1977; Гнибиденко, 1979; и др.], а по мере обработки дражированных с подводных структур образцов магматических пород выяснилось, что более чем 90% из них принадлежат к низкотитанистой ассоциации известковых – щелочных пород, характерных для активных окраин Тихого океана. Изотопный возраст пород колеблется от позднего палеозоя до эоцена, причем и наиболее древние, и относительно молодые магматиты распространены как во внутренних областях (поднятия Кашеварова, Академии наук), так и на окраинах (поднятия Южно-Курильское) Охотского бассейна.

Последнее обстоятельство создает трудности при построении как геосинклинальных, так и мобилистских моделей развития региона.

Так, при разработке ретроспективных тектонических схем региона в рамках фиксисто-геосинклинальной методики Н.П. Васильковского [1984] (позтапное обрастание континентальных кратонов все более молодыми островными дугами и отсеченными ими прикратонными океаническими впадинами, развивающимися в дальнейшем как геосинклинали), В.Л. Безверхнему [2000] для избежания противоречий приходится привлекать и механизмы ледового разноса, и запрещенный для фиксизма дрейф Южно-Курильского поднятия на тысячи километров, а ряд данных по абсолютному возрасту пород вообще не учитывается.

В большинстве плейт-тектонических реконструкций а-приори подразумевается, что к началу мезозоя в основном завершилось образование сиалического Охотоморского мегаблока (вся площадь Охотского моря, включая Срединную Камчатку и Курильские острова), находившегося где-то в Южной Пацифике до начала мела [Парфенов, 1984; Рождественский, 1993; Maquyama, Seno, 1989; Maquyama et al., 1997; и др.]. В раннем мелу блок дрейфовал в северо-северо-западном направлении на плите Кула и в конце сеномана – туроне столкнулся с северо-восточной окраиной Азии, заклинив зону субдукции Охотского пояса.

Как и в предшествующем случае, эта модель также противоречит широкому возрастному диапазону известково-щелочных магматитов, распространенных по всему ареалу мегаблока, и главное, не раскрывает генетических механизмов формирования крупной субконтинентальной структуры.

Вместе с тем, в последние годы был получен ряд принципиально новых данных по возрасту и тектонической позиции различных магматических комплексов на Восточном Сахалине [Говоров и др., 1993; Высоцкий и др., 1998; Ханчук, Говоров, 2000], Южных Курилах [Говоров, 1996, 2000; Говоров и др., 2000] и Срединной Камчатке [Виноградов, Григорьев, 1994; Бондаренко, 1997, 1999]. Это позволило в настоящей работе обосновать генетическую связь структур дна и островного обрамления Охотского моря, а также попытаться восстановить историю тектонического развития региона в рамках концепции новой глобальной тектоники.

Таким образом, главная цель настоящей работы – воссоздание истории формирования Охотоморского региона как единой межрегиональной геотектонической структуры с позиций современного мобилизма, то есть концепции тектоники литосферных плит.

Поскольку на 60-70% регион состоит из фрагментов древних магматических дуг, цель достигалась постановкой и последовательным решением трех основных задач.

1. Установление наиболее общих закономерностей тектонического и магматического развития структур, приуроченных к конвергентным границам литосферных плит на примере кайнозойских активных окраин Тихого океана; выявление тектонотипных магматических ассоциаций-индикаторов геодинамических обстановок ортогонального (и субортогонального) и косоугольного (субтрансформного) способов субдукции.

2. Выявление линеаментов надсубдукционных синхронных и разновозрастных магматических палеопоясов, перекрывающих и цементирующих разнородные тектонические элементы (микроконтиненты), составляющие площадь региона; составление схемы магматических поясов Охотоморского региона; определение различными методами основных палеогеодинамических параметров магматических поясов: типа субдукции (ортогональный или косоугольный), хронологических границ магматической активности пояса, направления падения сейсмофокальной поверхности (палеозоны субдукции) под пояс, палеошироты и т.д.

3. Построение для палеозоя - раннего кайнозоя пакета палеотектонических схем, иллюстрирующих этапы формирования структуры Охотоморского мегаблока на основе согласования геодинамических параметров магматических поясов, кинематических характеристик литосферных плит Палеоокеана и других региональных геологических данных.

Как уже отмечалось, работа основана на теории тектоники литосферных плит, изложение которой опубликовано в ряде изданий на русском языке [Новая..., 1974; Ле Пишон и др., 1977; Зоненшайн и др., 1976; Зоненшайн, Савостин, 1979; Геодинамика, 1979; Теркот, Шуберт, 1985; и др.].

Для выявления геолого-петрологической специфики поясов и их возраста проводились прежде всего изучение состава и геохронометрия магматических пород. Химический состав пород и содержания микроэлементов группы железа определялись в ДВГИ ДВО РАН соответственно методом “мокрой” химии (аналитики С.П. Славкина, Л.И. Алексева, Т.И. Макарова, С.П. Багалова) и количественного спектрального анализа (аналитики Т.В. Сверкунова, Э.Д. Голубева, Л.И. Азарова, Т.К. Бабова), содержания редких элементов – рентген-радиометрическим методом с помощью установки “Nokia” в Институте химии ДВО РАН (аналитики В.В. Коваленко и Л.Г. Арефина) и ПГО “Приморгеология” (аналитик М. Войгышина). Изотопный возраст пород был получен К-Аг методом в ДВГИ ДВО РАН (аналитики А.В. Игнатъев и С.А. Бойко; выделение монофракций минералов для анализа – Ю.А. Лебедев) и в ИГЕМ РАН (аналитик М.М. Аракелянц).

В ходе экспериментальной и творческой работы над книгой автор с благодарностью пользовался советами и помощью А.И. Абдурахманова, И.П. Аверьянова, З.Г. Бадрединова, Б.И. Васильева, С.В. Высоцкого, Г.С. Гнибиденко, В.В. Голозубова, И.В. Кемкина, А.И. Малиновского, П.В. Маркевича, Е.Н. Меланхолиной, В.П. Симаненко, И.А. Тарарина, А.И. Ханчука, А.А. Цветкова, В.И. Шульдинера, С.А. Щеки. Особенно автор признателен И.Н. Говорову и С.М. Синице, на протяжении многих лет поддерживавших и конструктивно обсуждавших исследования и их результаты, а также Т.М. Михайлик, оказавшей неоценимую помощь в оформлении рукописи.

**НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМОПРОДУКТИВНЫХ СУБДУКЦИОННЫХ СИСТЕМ КАК МЕТОДИКО-ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ОСНОВА ДЛЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ**

В последние годы при изучении геологического строения мезозойско-кайнозойского северо-востока Азии все чаще применяется актуалистический метод, в основу которого положено выявление ископаемых структурных элементов, сходных с таковыми в строении современных островных дуг и активных и пассивных континентальных окраин [Парфенов, 1984; Pre-Cretaceous..., 1990; Geological map..., 1992; Ханчук, 1993, 2000; Маркевич и др., 1997; и др.]. В этом отношении, Охотоморский регион – одно из наиболее крупных восточно-азиатских “белых пятен”, ввиду укрытости большинства его консолидированных субконтинентальных структур толщами воды и позднекайнозойских рыхлых отложений. Тем не менее, драгирование редких выходов акустического фундамента на дне Охотского моря показало высокую насыщенность как центральных районов, так и краевых территорий региона разновозрастными (поздний палеозой - эоцен) интрузивными и эффузивными породами островодужного типа, представляющими собой, скорее всего, фрагменты древних магматических поясов островных дуг и активных континентальных окраин. Данные по осадочным и метаморфическим породам, драгированных в меньшем количестве, как правило, не столь информативны, как по магматитам, поэтому изучение последних имеет приоритетное значение для воссоздания геологической истории Охотоморского региона.

Но прежде чем приступить к связанным с магматизмом геологическим реконструкциям, необходимо, в соответствии с актуалистическими подходами, четко определить основные закономерности проявления магматизма островодужного типа на примере кайнозойских магмопродуктивных структур.

Таковыми структурами являются островные дуги и активные континентальные окраины Тихого океана, уже долгие годы привлекающие внимание геологов, геофизиков, петрологов и тектонистов. Во многом, благодаря обобщению данных по “живому” петролого-тектонифизическому процессу развития (геодинамике) этих структур, были разработаны основные положения новой глобальной тектоники (тектоники литосферных плит), согласно которым уходящие по окраинам океана вглубь Земли сейсмофокальные плоско-

сти являются трассерами субдуцирующих океанических литосферных пластин, начинающих погружение в мантию на границах сходящихся литосферных плит, обозначенных на поверхности планеты глубоководными желобами. Магматические пояса возникают над зонами Бениоффа-Заварицкого как следствие непрерывной субдукции океанической литосферы; магмы выплавляются в кровле погружающейся литосферы в результате фрикционного трения и отчасти за счет энергии, выделяемой при землетрясениях.

Для успешного проведения процедуры выявления древних магматических структур и дальнейших палинспастических реконструкций требуется определить и смоделировать возможные геодинамические обстановки взаимодействия конвергирующих плит и их следствия, а также установить специфику субдукционного магматизма и характер локализации его продуктов.

### **1.1. УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОСТРОВОДУЖНОЙ АССОЦИАЦИИ И ВЫЯВЛЕНИЕ ДРЕВНИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ. ВОЗНИКНОВЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ В СУБДУКЦИОННЫХ СИСТЕМАХ; ПОЛОЖЕНИЕ И РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ В СТРУКТУРАХ МАГМАТИЧЕСКИХ ДУГ**

В кайнозойское время вулканические и плутонические породы островодужной ассоциации формируются вдоль конвергентных границ литосферных плит над зонами субдукции океанической литосферы под окраину континента (окраинно-континентальные пояса), либо под поднятие или группу поднятий как симатических, так и сиалических внутри океана (пояса островных дуг), и представляют собой линейные структуры протяженностью от 500 (пояса островных дуг Скоша, Новобританской и др.) до нескольких тысяч км (пояса: Андийский – 9000 км, Зондский – 4000 км, Алеутский – 3200 км и т.д.).

По-видимому, вне зон субдукции не существовало и ископаемых (фанерозойских, по крайней мере) проявлений магматизма, также локализованного в протяженных линейных структурах магматических поясов, которые, таким образом, на период своего действия маркировали древние конвергентные границы плит.

Породы островодужной ассоциации не встречаются в кайнозойских рифтовых и спредингговых структурах, а также не характерны для областей автономного внутриплитового магматизма плюмово-мантийного генезиса (горячие поля и точки). Поэтому эшелоны смежных локальных ареалов изверженных пород островодужного типа с близким возрастом и (или) с относительно равномерным рассеянием изотопно-хронологических меток магматитов на одном участке шкалы геологического времени можно сое-

динять в единый надсубдукционный магматический палеопояс при условии сохранения для последнего некоторых палеогеодинамических и геологических параметров в течение периода его формирования. Период непрерывного формирования магматического пояса может охватывать время от нескольких млн. лет (пояс дуги Скоша - 8 млн. лет) до многих десятков млн. лет (Андийский пояс – более 100 млн. лет).

В целом для Циркум-Тихоокеанского тектонического мегапояса отмечается тенденция омоложения структур, в том числе и магматических, от внешних зон, удаленных от океана, к внутренним, однако, это не является неизбежным правилом, и кайнозойские пояса могут пронизывать и мезозойские и палеозойские образования различного состава и генезиса. В структурном плане кайнозойские магматические линеаменты могут иметь с более древними образованиями как согласные, так и дискордантные взаимоотношения. По-видимому, эти же особенности можно отнести и к докайнозойским магматическим поясам.

Таким образом, древние магматические породы островодужного типа формировались над зонами субдукции океанической литосферы и были локализованы в виде протяженных линейных структур магматических поясов, которые маркировали древние конвергентные границы литосферных плит в период генерации магматитов пояса. Магмы древних поясов могли прорывать и перекрывать образования различного возраста, состава и происхождения. Ископаемые магматические пояса могли занимать по отношению к структурному плану более древних образований как согласное, так и секущее положение.

В магмопродуктивной субдукционной системе, или структуре магматической дуги, состоящей из погружающейся океанической пластины и поднятия нависающего литосферного блока, магматический пояс занимает широкую (~20-150 км) центральную зону поднятия. От количества продуктов вулканоплутонической деятельности прямо зависят высота и размах поднятия, а также мощность его силической коры.

По анализу геологических данных, зоны поддвига возникают на границе океанического и субконтинентального литосферных блоков, движущихся навстречу друг другу.

На пространстве внутриокеанической абиссали зоны субдукции иницируются, скорее всего, вдоль трансформных разломов при изменении встречно-параллельного характера движения смежных литосферных блоков на схождение их под острым (или прямым, как частный случай) углом. Пример – надсубдукционное (эпикосотрансформное) поднятие Маккуори, простирающееся вдоль южного сегмента границы Индо-Австралийской и Тихоокеанской мегаплит [Plate-tectonic map..., 1984]. Граница плит из транс-

формной на самом юге по мере простирания на север к Новой Зеландии постепенно преобразуется в кососубдукционную и субдукционную.

На начальном этапе поддвига всяческий литосферный блок превращается в надсубдукционное амагматичное поднятие. “Расчетная длительность амагматической начальной фазы субдукции варьирует от 2 до 8 млн. лет в зависимости от разного сочетания значений скорости конвергенции, наклона зоны Бениоффа и глубинности ее магмогенерирующего отрезка, известных по современным зонам субдукции” [Ломизе, 2001].

Вместе с тем, для превращения субдукционной системы в магмопродуктивную скорость поддвига должна быть, по-видимому, не менее 3-4 см/год, что видно на примере упомянутого выше поднятия Маккуори, остающегося амагматичным долее 20 млн. лет, ввиду небольшой скорости поддвига (2,5-3,5 см/год) Индо-Австралийской плиты под Тихоокеанскую.

То есть, в течение всего позднего кайнозоя и донныне подводный хребет Маккуори представляет собой узколинейное (ширина 10-50 км, высота 2-5 км) симатическое поднятие в амагматической субдукционной системе. Поднятие образовалось в результате простого сдваивания мощности океанической литосферы и является тектонотипом внутриокеанических линейных надсубдукционных морфоструктур доамагматической стадии развития последних.

С началом формирования магматического пояса запускается процесс разуплотнения и гранитизации океанической коры и верхней мантии энсиматических поднятий с превращением их в литосферные геоблоки континентального типа, мощность сиалической коры и размеры которых зависят от длительности и других параметров субдукции.

## **1.2. СПЕЦИФИКА НАДСУБДУКЦИОННОГО МАГМАТИЗМА ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ**

В одной из ранних классификаций [Реасок, 1931], разработанной при анализе продуктов магматизма активных тихоокеанских окраин, изверженные породы было предложено разделять на 4 петрохимических серии на основании щелочно-известкового индекса (индекса Пикока), то есть весового процента  $\text{SiO}_2$ , при котором весовой процент  $\text{CaO}$  равен сумме весовых процентов  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ . Серии с величиной индекса менее 51 относились к щелочным, а имеющие индекс 51-56, 56-61 и  $> 61$  соответственно к щелочно-известковым, известково-щелочным и известковым. С тех пор сохранилось принципиальное разделение магматитов на 4 серии, только щелочно-известковая серия получила более удачное название – субщелоч-

ная, а у известковой серии появился синоним – толеитовая.

80-90% объема магматических пород тихоокеанских поясов принадлежит к субщелочной и известково-щелочной (слабощелочной или толеитовой) сериям при профилирующем значении последней. Исключение составляют магматические пояса энсиматических островных дуг Скоша, Тонга-Кермадек, Идзу-Бонино-Марианской, известковые серии в которых занимают господствующее положение [Богатиков, Цветков, 1988].

Установлено [Kuno, 1959, 1968; Dickinson, Natherton, 1967; Горшков, 1967; Пискунов, 1987; и др.], что вкрест простирания большинства современных поясов от фронта к тылу, т.е. увеличения глубины до сейсмофокальной поверхности, происходит закономерное повышение содержания щелочей (особенно калия) в магматических породах одной группы. Это позволяет хронологическими методами установить направление движения и субдукции древней океанической литосферы под палеомагматическую дугу. Тем самым определяется полярность ископаемых поясов и их зон субдукции.

Геологическим критерием определения полярности пояса является фронтальное расположение в поперечной структуре палеодуги флишеидного аккреционного клина с аллохтонными включениями и блоками океанических пород (офиолитов) [Парфенов, 1984; Парфенов и др., 1998; и др.]. Период аккреции офиолитового клина к структуре дуги определяется возрастом (1) смежных надсубдукционных магматитов, (2) перекрывающих офиолиты терригенных турбидитов [Парфенов и др., 1998] и (3) глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма по офиолитам [Добрецов, 1974, 1980; Миясиро, 1974].

Андезитоиды – андезитобазальты, андезиты, дациты и их плутонические аналоги (53-68%  $\text{SiO}_2$ ) – преобладающие породы тихоокеанских активных окраин, поэтому цепь магматических поясов, окружающих океан, называют еще «андезитовой линией», которая представляет собой один из способов развития земной коры сиалического типа, в отличие от мафического (внутриокеанического).

Среди плутонических фаций надсубдукционных поясов иногда встречаются высокоглиноземистые (корунд-нормативные) гранитоиды. Примером могут служить восточно-невадийские двуслюдяные гранатосодержащие граниты [Lee et al., 1981], избыточный алюминий в составе которых объясняется контаминацией нормальноглиноземистых глубинных магм вмещающими метапелитами. Модально- или нормативноглиноземистые вулканы в тихоокеанских андезитоидных ассоциациях почти не встречаются, что отличает последние от проявлений коллизионного и коллизионно-сдвигового магматизма.

В соответствии с вышеизложенным, для определения общей специфики магматизма, продукты которого слагают глобальную мегаструктуру Тихоокеанского пояса (андезитовую линию) и ее отдельные звенья (магматические пояса островных дуг и континентальных окраин), существует несколько синонимов: островодужная, известково-щелочная, тихоокеанская, андезитовая (андезитоидная), надсубдукционная (супрасубдукционная) магматическая ассоциация. Магматическая ассоциация – естественное сообщество изверженных пород одной или нескольких магматических формаций и петрохимических серий, формирующееся в однотипных геотектонических условиях (в данном случае – на поднятиях островных дуг и активных континентальных окраин).

Таким образом, наиболее специфической чертой супрасубдукционного магматизма является андезитоидный (сиалический) и умереннощелочной (известково-щелочной и субщелочной) характер его продуктов, в то время как океаническому магматизму свойствен толеит-базальтоидный (мафический) профиль. Андезитоидные магматические ассоциации обладают боуэновским (лейкократовым) трендом эволюции пород с накоплением щелочей по мере раскисления (исключение составляют известковые серии магматитов некоторых энсиматических дуг). Океанические магматические ассоциации имеют феннеровский (меланократовый) тренд эволюции с накоплением железа в остаточных расплавах.

Существует большое количество петро- и геохимических диаграмм для разграничения пород островодужной и океанической ассоциаций. Наиболее простая и наглядная диаграмма была предложена Б.Г.Лутцем [1980], из которой следует, что базальты островных дуг всегда содержат меньше титана в сравнении с океаническими базальтами при одинаковых содержаниях калия в тех и других (рис. 1). Как правило, наибольшие трудности возникают при разделении океанических (офиолитовых) и островодужных базит-плагиогранитных комплексов толеитовой серии в ископаемом залегании. Здесь могут не помочь даже прецизионные геохимические методы.

Несмотря на сиалический характер андезитоидного магматизма, считается, что его источники находятся глубоко в мантии, на что указывают изотопные данные ( $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$  для супрасубдукционных базальтов и большинства андезитов за редким исключением соответствуют 0,703-0,706). Согласно петролого-геодинамической модели А.Рингвуда [Ringwood, 1974, 1975], субстратом для выплавления низкотитанистых магм известковых, известково-щелочных и отчасти субщелочных серий является обводненная прикровельная часть (пелагические осадки, базальтоиды, габброиды и деплетированные серпентиниты–гарцбургиты) субдуцирующей океанической литосферы, плавящейся на глубинах 90-180 км (рис. 2).

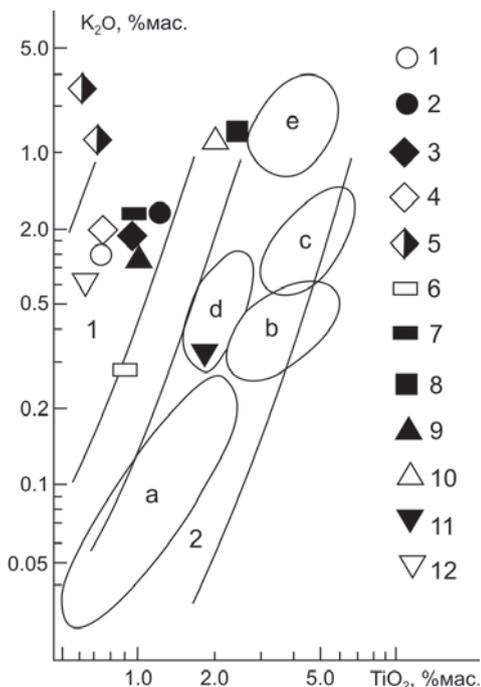
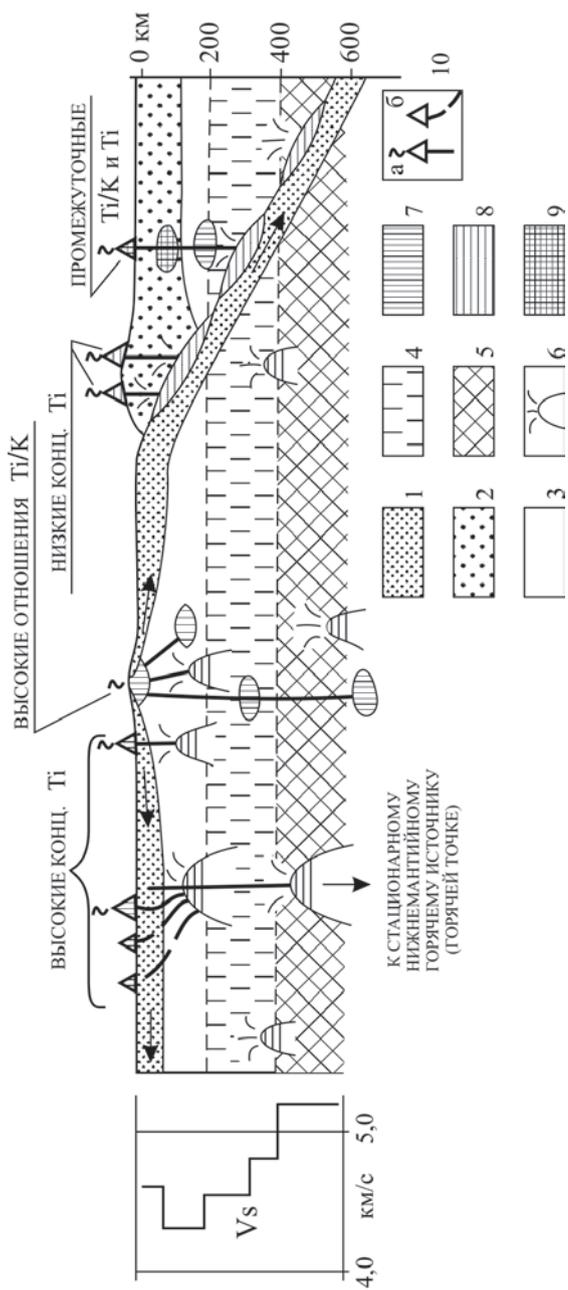


Рис. 1. Диаграмма  $TiO_2$ - $K_2O$  для различных типов базальтов

1-7 – базальты разно- и близковозрастных надсубдукционных магматических поясов, дислоцированных на Южно-Курильском поднятии: 1-2 – фронтальной (1) и тыловой (2) зон Раннешикотанского пояса (альб-сантон), 3 – Матакотанского пояса (кампан-даний), 4 – Позднешикотанского пояса (маастрихт-палеоцен), 5 – общей тыловой зоны Матакотанского и Позднешикотанского поясов, 6-7 – вулканов Менделеева (6) и Хмельницкого (7) Курильского пояса (миоцен-квартер); 8 – четвертичные щелочные базальты тыловой зоны Японской островной дуги [Геологическое..., 1968]; 9-12 – базальтоиды Командорско-Ближнеостровного субтрансформного сегмента Алеутской островной дуги [Богатиков, Цветков, 1988; Цветков, 1990]; 9, 11 – олигоценый этап развития дуги на Командорских (9) и Ближних (11) островах; 10, 12 – миоценовый этап развития дуги на Командорских (10) и Ближних (12) островах; а-е – поля базальтоидов Тихого океана (по Э.Д. Голубевой): а – толеитов срединно-океанических хребтов, б – Гавайских островов, с – островов Полинезии, д – плато Онтонг-Джава, е – Магелановых гор; 1,2 – поля базальтовых составов островных дуг (1) и океанов (2), по Б.Г.Лутцу [1980].

Наиболее вероятными источниками для выплавления океанических базальтов могут быть “сухие” перидотитовые субстраты астеносферы и нижней мантии. По мнению автора, свои основные петрохимические черты, в том числе высокую титанистость, магмы, зародившиеся в нижней мантии, приобретают на стадии прохождения глубинномантийных плюмов через астеносферу и подплавлении последней по механизму зонной плавки (рис. 2).

Продукты магм, выплавленных в зонах субдукции на глубинах 90-180 км, составляют главный объем магматических поясов и обладают низко- и умереннотитанистыми составами (0,7-1,4%  $TiO_2$  для базальтоидов), т.к. родоначальные магмы не контактируют с веществом астеносферы при подъеме наверх, сразу попадая в низкотитанистый субстрат подостроводужной литосферы (в данном случае, по-видимому, следует учитывать, что область основания островодужной литосферы [интервал глубин ~ 180-60 км] может разуплотняться и приобретать геофизические параметры астеносферы под воздействием надсейсмофокальных теплового и флюидного потоков, такая литосфера со своей



**Рис. 2.** Строение тектоносферы Тихоокеанско-Южно-Американского сегмента Земли и предполагаемые источники (субстраты) для выплавления океанических и субрасуддукционных магм (по материалам [Новая..., 1974; Рингвуд, 1981] с дополнениями)

1 – океаническая литосфера, 2 – континентальная литосфера, 3 – верхняя маловязкая астеносфера, 4 – нижняя вязкая астеносфера, 5 – прочная и упругая мезосфера, 6 – мантийные плумы и горячие конвективные струи над ними, 7 – океанические изверженные породы и их источники в мантии, 8 – субрасуддукционные изверженные породы и их источники, 9 – смешанные магмы и их источники, 10а – действующие магматические центры и их магмоподводящие каналы, 10б – отмершие магматические центры и их застывшие магмоподводящие каналы. Слева показан принципиальный характер изменения скорости поперечных сейсмических волн ( $V_s$ ) с глубиной в океанических областях.

ствами астеносферы будет обогащаться флюидофильными элементами [K, Rb, Ba, Sr, Na], но не флюидофобным титаном; т.е. астеносфера астеносфере – рознь). По мере заглубления (180 км и более) субдукционных очагов магмогенерации, на пути расплавов наверх появляется все более расширяющийся астеносферный клин, и повышается вероятность контаминации магм титанистым веществом при фильтрации через астеносферу. Так, в щелочных базальтах тыловых (прияпономорских) локальных ареалов четвертичных вулканических дуг Японии содержания  $TiO_2$  достигают 2,5% (см. рис. 1).

Таким образом, магмогенерирующие субстраты островодужных сиалических магм находятся в обводненной корово-гарцбургитовой части океанической литосферы, а источники океанского мафического магматизма лежат в нижнемантийно-астеносферном слое планеты.

### **1.3. НЕКОТОРЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СУЩЕСТВОВАНИЯ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУБДУКЦИОННЫХ И СПРЕДИНГОВЫХ СИСТЕМ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ**

Для оценки перемещения поясов в пространстве существуют как расчётные, так и теретические материалы по абсолютному и относительному движению континентальных и океанических литосферных плит и их конвергентных границ (т.е. магматических поясов) на основе палеомагнитных, сейсмологических, космогеодезических данных, анализа движения плит относительно стационарных горячих точек и т.д.

#### **1.3.1. Перемещение в пространстве деструктивных границ литосферных плит и движение материка Евразии в мелу-кайнозое**

По мнению ряда исследователей [Moberly, 1978; Chase, 1978; Зоненшайн, Савостин, 1979], погружающаяся под островные дуги литосфера при вхождении в упругие и неподвижные подастеносферные слои мезосферы (глубины более 350-400 км) приобретает стационарное положение (закорячивается) в плане своего перемещения по латерали. Островодужные пояса, жестко связанные с субдуцирующими пластинами, также становятся малоподвижными и могут перемещаться на расстоянии не более первых сотен км, оставляя за собой задуговые надсубдукционные спрединговые бассейны (впадины Южно-Охотская, Лау, Японское море). Зоны субдукции при этом выполаживаются, однако их глубинные корни остаются на месте.

Если произойдет отрыв субдуцирующей пластины в основании остро-

водужного блока, к примеру, в результате столкновения с крупным “плавающим” поднятием, то (1) пояс начнет перемещаться вместе со столкнувшимся блоком, и (2) прекратится магматическая активность пояса, ввиду потери последним своих закоренных в мезосфере магмопродуктивных субдукционных корней. Наглядным примером этому является позднекайнозойская коллизия островной дуги Яп (дуга ранее составляла единый линейный пояс с Марианской дугой, а сейчас смещена относительно меридионального фронта последней по широтному разлому на запад на 600 км) с Каролинским поднятием (крупная положительная морфоструктура Тихоокеанской плиты). После коллизии в островной дуге прекратилась магматическая активность, и последние 6-8 млн. лет сложный Япско-Каролинский террейн движется на запад вместе с Тихоокеанской плитой со скоростью 8-10 см в год (авторский анализ данных из [Лутц, 1980; Plate-tectonic..., 1987]).

Отсюда вытекает важное следствие: блоки фундамента островной дуги малоподвижны, пока в них внедряются известково-щелочные магмы, и могут перемещаться в пространстве вместе с несущей литосферой после прекращения магматической активности.

Вместе с тем, действующие магматические пояса окраин континентов могут перемещаться на тысячи км вместе с движущимися континентами. Зоны субдукции при этом аномально выполаживаются до углов менее 30°, при которых ширина магматического фронта дуги возрастает до 200 км (краевой Андийский пояс, к примеру), что почти не характерно для островных дуг (возможное исключение – приконтинентальная Японская островная дуга). По расчётам М.В. Кононова [1989], за последние 130 млн. лет Северная и Южная Америки переместились на запад на расстояние 3,5-4,0 тыс. км, неся на своих фронтах активные магматические пояса. Самый крупный Евразийский материк сместился за это же время в юго-юго-восточном направлении всего на 900-1000 км [Храмов и др., 1982; Кононов, 1989]. Поэтому, для палеотектонических реконструкций можно принять, что Евразия находилась в относительно стационарном положении в мелу-кайнозое.

### **1.3.2. Силы, приводящие в движение литосферные плиты. Автономные и компенсационные спрединговые системы**

Анализируя главные силы, приводящие в движение литосферные плиты, – (1) силу гравитационного соскальзывания литосферы со срединно-океанического хребта, (2) силу сцепления литосферы с астеносферой, движущейся в сторону желобов и (3) силу тяги опускающейся в мантию ветви литосферы, – Д. Форсайт и С. Уеда [Forsyth, Ueda, 1975; Уеда, 1980] пришли к выводу, что последняя имеет приоритетное значение, так как скорость дви-

жения плиты тем больше, чем больше доля периметра плиты, приходящаяся на длину опускающейся пластины.

В поддержку мнения этих ученых можно привести вариант авторской интерпретации возникновения и развития Марианской спрединговой системы, имеющей преимущественно компенсационный (в данном случае – вынужденная реакция на субдукцию), а не автономный плюмово-мантийный (спрединговые системы срединно-океанических хребтов) генезис (рис.3).

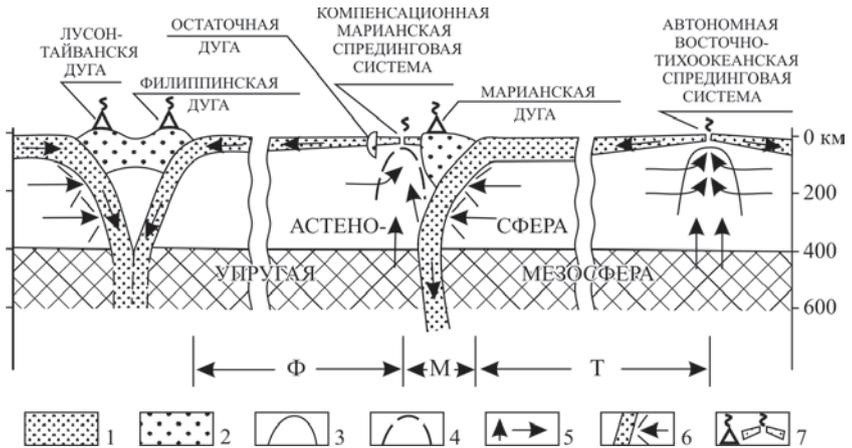


Рис. 3. Тихоокеанско-Филиппинский разрез тектоносферы по 13° с.ш.

1 – океанические литосферные плиты, 2 – островодужные литосферные блоки, 3 – энергонасыщенный астеносферный плюм под автономной спрединговой системой, 4 – энергонедонасыщенный астеносферный плюм под компенсационной спрединговой системой, 5 – направления вертикальных и латеральных перетоков мантийного вещества (кроме указателей направления движения океанических литосферных плит), 6 – блокирование (отражение) латеральных перетоков астеносферного вещества плотными субвертикальными субдуцирующимися пластинами, 7 – активные магматические центры. Т, Ф и М – латеральные области Тихоокеанской, Филиппинской литосферных плит и Марианской микроплиты соответственно.

Около 15 млн. лет назад начал действовать Восточно-Филиппинский вулканический пояс над Восточно-Филиппинской зоной субдукции [Gill, 1981]. Вместе с Филиппинской литосферной плитой в эту зону начала затягиваться и Марианская островная дуга, но последнюю, в конечном итоге, стала удерживать на месте заякоренная субдукционная пластина Тихоокеанской литосферной плиты. Тогда и возникла Марианская рифтовая система, восстанавливающая (продуцирующая) недостающий объем литосферы для Филиппинской плиты, погружающейся в желоба Рюкю и Филиппин-

ский. По-видимому, площадь древней (15 млн. лет тому назад) Филиппинской плиты до сих пор полностью не восстановлена спрединговой деятельностью Марианского рифта, т.к. Марианская зона субдукции имеет необычный обратный наклон в глубинной области. Примечательно, что филиппино-морская океаническая литосфера разорвана рифтингом в самом “горячем”, и потому слабом месте, – по оси вулканического фронта Марианской островной дуги, - что, видимо, еще раз подтверждает компенсационную природу специфической интрадуговой Марианской спрединговой системы.

Сходную с Марианской компенсационную специфику имеет рифт Вудларк (Меланезия). Такие рифтовые системы как Андоманская, Бисмарка, Кайман также носят компенсационный характер, но имеют синдвиговый генезис (интерпретация из [Plate-tectonic map..., 1984]).

Таким образом, в замкнутом конструктивно-деструктивном цикле аккреции и поглощения филиппино-морской литосферы спрединг имеет вынужденно-компенсационный характер по отношению к субдукции. Вместе с тем, в планетарном масштабе процессы субдукции и спрединга должны быть, по-видимому, уравновешены при некотором приоритете последних, вследствие сверхадиабатического возрастания температуры по мере погружения в мантию Земли [Рингвуд, 1981]. Нижнемантийное плюмовое вещество с избыточным теплосодержанием, необходимое для строительства новой литосферы аккумулируется и рассредоточивается, вероятно, в буферном астеносферном слое планеты, питая как автономные, так и компенсационные спрединговые системы. Латеральный переток высокоэнергетичной астеносферной субстанции из смежных регионов в подлитосферную филиппино-морскую мантию блокирован плотными непроницаемыми субдуцирующими пластинами, окружающими Филиппинское море почти по всему периметру (см. рис. 3). Это в значительной мере определяет недокомпенсированный характер Марианской спрединговой системы, что приводит к неуклонному сокращению площади Филиппинской литосферной плиты.

### **1.3.3. Особенности геодинамики и магматизма обстановок схождения и столкновения зон спрединга и субдукции**

Основные закономерности магматизма и тектоники спредингово-субдукционного сближения и столкновения изучаются на современных (действующих) геодинамических полигонах запада Северо-Американского континента. Столкновение представлено Калифорнийской окраиной континента, а сближение – ситемой двух сопряженных субпараллельных сходящихся структур – спрединговыми центрами Горда - Хуан де Фука – Эксплорер в Тихом океане и зоной субдукции под краевым поясом Каскадных

гор (расстояние между спрединговыми линеаментами и желобом составляет всего 150-400 км).

При столкновении рифтогенного океанического поднятия с континентом продолжается спрединг (продуцирование) лишь одной из литосферных пластин, простирающейся в сторону океана (другие варианты – океанская литосфера упирается в край континента либо скользит вдоль него); остатки второй пластины под действием собственного веса будут погружаться в мантию, оставляя за собой расширяющееся пространство (окно), в котором возникает непосредственный контакт подошвы окраинно-континентальной литосферы с возбужденной подспрединговой астеносферой (рис. 4). Это про-



**Рис. 4.** Принципиальная схема обстановки столкновения Восточно-Тихоокеанского спредингового поднятия с калифорнийской окраиной Северной Америки (составлена с использованием материалов [Saunders et al., 1987; Черна, 1980])

1 – доплиоценовые андезитойды пояса Западной Сьерра-Мадре и их источники в мантии, 2 – плиоцен-современные океанические базальты калифорнийского фланга Восточно-Тихоокеанского спредингового поднятия и их источники. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

странство называют «slab free window» [Saunders et al., 1987; Rogers, Saunders, 1989], «слэб виндоу» [Ханчук, 2000], можно назвать его сквозьлитосферным или астеносферным окном. Такая геодинамическая обстановка приводит к блокированию процесса субдукции и формированию рифтов вдоль окраины континента. Причем, астеносферные рифтовые магматиты замещают известково-щелочные породы на окраине континента во времени и

пространстве по мере погружения верхнего края субдуцирующей пластины в глубины мантии.

В результате миоценового столкновения Восточно-Тихоокеанского спредингового поднятия с активной юго-западной окраиной Северной Америки в настоящее время происходит развитие окраинно-континентальных рифта Калифорнийского залива и правосдвигового разлома Сан-Андреас. Олигоцен-миоценовые надсубдукционные андезитовиды Западной Сьерра-Мадре и Калифорнийского полуострова [Черна, 1980] прорваны рифтогенными плиоцен-современными базальтоидами Калифорнийского залива (см. рис. 4).

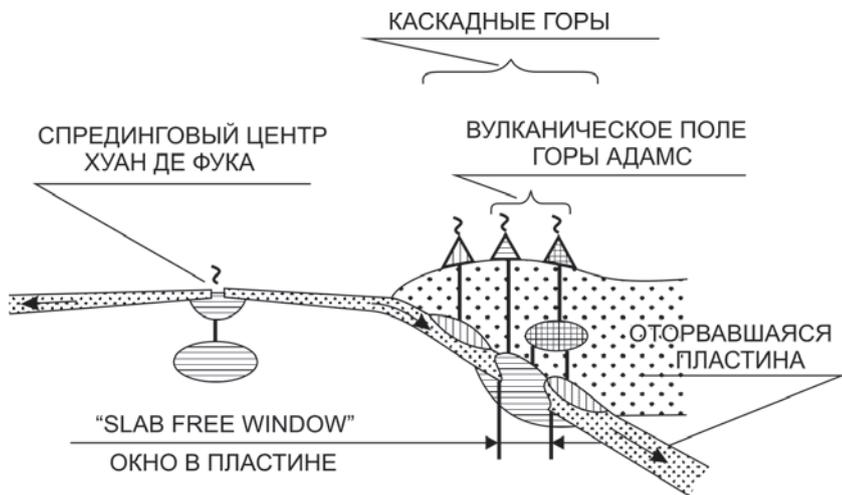
Выявить начальные стадии формирования сквозьлитосферных окон в погружающихся литосферных пластинах можно на примере предколлизийного сближения зон спрединга и субдукции. Анализ геохимических данных Ч.Бэкона с соавторами [Wason et al., 1997] по четвертичным базальтоидам позволяет предполагать существование таких окон под магматическим поясом Каскадных гор.

Среди преобладающих типичных супрасубдукционных эффузивов Каскад в вулканическом поле горы Адамс обнаружены отдельные потоки лав базальтов с набором геохимических параметров, характерных как для толеитов COX ( $TiO_2 - 1,3-1,5\%$ ;  $Ba/Nb \sim 10$ ), так и для базальтов океанических островов ( $TiO_2 - 2,3\%$ ;  $Ba/Nb - 11$ ). Для генерации таких магм Ч.Бэкон моделирует локальный подъем астеносферы под вулканическим полем, но предполагает латеральный переток астеносферного вещества из восточных подконтинентальных регионов. Однако, под континентами, как известно, слой подвижной верхней астеносферы сокращен до первых км (см. рис. 2) либо вообще отсутствует [Рингвуд, 1981; Маракушев, 1988]. Поэтому предпочтительней другое решение проблемы – клавишный отрыв субдуцирующей пластины под вулканическим полем горы Адамс и подъем астеносферного вещества и соответствующих магм из нижних горизонтов мантии через образовавшееся окно в погружающейся литосфере (рис. 5)\*.

Базальтоиды с повышенными содержаниями титана ( $TiO_2 \sim 1,5-1,9\%$ )

---

\*Следует отметить, что при отрыве субдуцирующей пластины в результате столкновения поднятий также происходит формирование “слэб виндоу” (см. рис. 6, 7), но это, как правило, не приводит к появлению постколлизийных “астеносферных” магматитов в нависающей литосфере, ввиду стандартного (нормальнотемпературного) состояния подплитного волновода, в отличие от возбужденной (высокотемпературной) подспрединговой астеносферы.



**Рис. 5.** Геодинамическая схема обстановки сближения спредингового центра с вулканическим поясом Каскадных гор. Условные обозначения см. на рис. 2.

и геохимически близких к нему элементов (Nb, Ta, Zr) в Каскадных горах встречаются достаточно часто. Ч. Бэкон объясняет это явлениями смешения магм из различных источников – субдукционного и внутиплитного (астеносферного). Поэтому можно предполагать, что поддвигающаяся молодая и маломощная (ввиду близости спрединговых центров к зоне субдукции) литосферная пластина пронизана трещинами и окнами и нижняя ее часть, более древняя, мощная и плотная, имеет тенденцию к отрыву от верхней части.

Последнее обстоятельство необходимо учитывать при моделировании геодинамических процессов сближения и столкновения спрединговых центров с зонами субдукции внутриокеанических островных дуг, поскольку позднейурско-палеогеновый период характеризовался стремительным движением Кула-Тихоокеанского спредингового хребта на северо-северо-запад [Engebretson et al., 1985; Кононов, 1989], и большинство палеоостровных дуг, аккрецированных ныне к северо-восточной окраине Азии, так или иначе взаимодействовали с этим спрединговым поднятием. Можно ожидать, что небольшие и относительно подвижные литосферные блоки островных дуг будут по-другому реагировать на сближение с движущимся спрединговым поднятием, чем инертные глыбы материков. К примеру, в метастабильной субдукционной системе Марианской дуги полный отрыв погружающейся пластины произошел бы, по-видимому, до непосредственного столкнове-

ния со спрединговым центром и Марианское поднятие (потухшая островная дуга) начало бы удаляться от последнего со скоростью спрединга в сторону Рюкю-Филиппинского желоба.

В кайнозойской глобальной тектонике нет примеров схождения спрединговых и островодужно-субдукционных систем, поэтому в следующем разделе будет представлена в качестве эталона пространственно-временная тектоно-магматическая модель мел-палеоценового развития (геодинамическая эволюция) Южно-Курильского поднятия, периодически взаимодействовавшего с Кула-Тихоокеанским спрединговым палеоцентром.

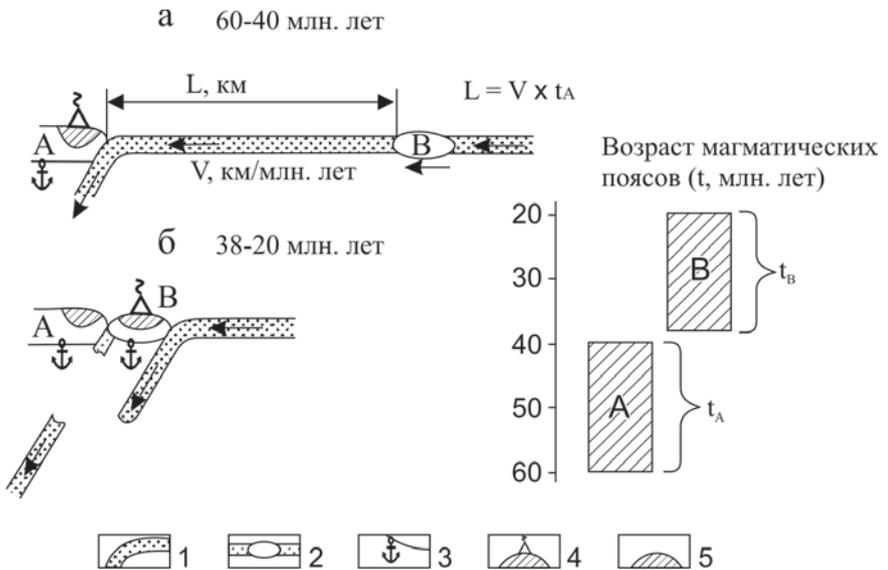
#### **1.4. ПРИМЕРЫ ГЕОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ РЕГИОНОВ С ФРАГМЕНТАМИ ИСКОПАЕМЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ДУГ**

Зная характеристики магматических пород (возрастной интервал, состав, полярность, палеомагнитные данные), прорывающих мозаику морфоструктурных элементов древней окраины, а также кинематические параметры литосферных плит прилегающего палеоокеана, можно достаточно точно определить положение в пространстве магматических палеопоясов и несущих их структурных элементов на любой период. При нехватке одного-двух параметров (обычно это данные по полярности и палеомагнетизму магматитов) реконструкции можно проводить по методике, изложенной ниже.

##### **1.4.1. Движение, столкновение и эволюция магматизма крупных поднятий**

Относительно крупные литосферные блоки, несущие на себе мощный слой (более 15-20 км) континентальной либо океанической коры, не имеют возможности погружаться в более плотную мантию. Поэтому при столкновении происходит отрыв субдуцирующей пластины от поддвигающегося амагматичного блока и прекращается магматическая активность в надвигающемся блоке.

Типичная геологическая ситуация (рис. 6) – на палеоконтинентальной окраине находится относительно молодой магматический пояс В, в тылу которого расположен более древний пояс А (см. рис. 6б), отделенный от молодого прогибом, выполненным немymi отложениями. Породы фундамента в блоке В не обнажены. Известны: возраст магматических поясов; направление и скорость движения океанической палеоплиты (вычислены по положению изохронных магнитных аномалий, сохранившихся в совре-



**Рис. 6.** Пример построения пространственно-временных палеотектонических реконструкций древней континентальной окраины по геолого-кинематическим параметрам двух магматических поясов и смежной палеоокеанической плиты.

1 – океаническая литосферная плита, 2 – движение структур в указанном стрелкой направлении, 3 – стационарное положение структур, 4 и 5 – действующие и недействующие (отмершие) магматические пояса. А и В – блоки литосферы большой мощности (А – окраинноконтинентальный, В – внутриокеанический) и магматические пояса, их прорывающие

менном океане) на период формирования поясов.

Исходя из перечисленных данных, можно предполагать: (1) движение и субдукцию океанической плиты под пояс А в период 60-40 млн. лет тому назад, (2) движение амагматического блока В навстречу стационарному поясу А в составе океанической плиты в это же время; (3) аккрецию блока В к окраине континента, заклинивание зоны субдукции и отрыв субдуцирующей пластины под древним поясом в период окончания его действия (41-40 млн. лет тому назад), (4) формирование новой зоны субдукции вдоль океанической окраины блока В 40-38 млн. лет тому назад и (5) субдукцию океанической плиты под пояс В 38-20 млн. лет тому назад (см. рис. 6а и 6б). Далее, зная скорость движения поддвигающейся под пояс А океанической плиты, можно рассчитать расстояние, на котором блок В был расположен от активной палеоокраины континента в период от 60 до 40 млн. лет тому назад.

Положение, когда наиболее древний пояс зажат между двумя отно-

нительно молодыми магматическими линейментами при тех же исходных данных, разрешается построением пространственно-тектонических реконструкций, представленных на рис. 7.

К вышесказанному необходимо добавить, что резкая смена направ-

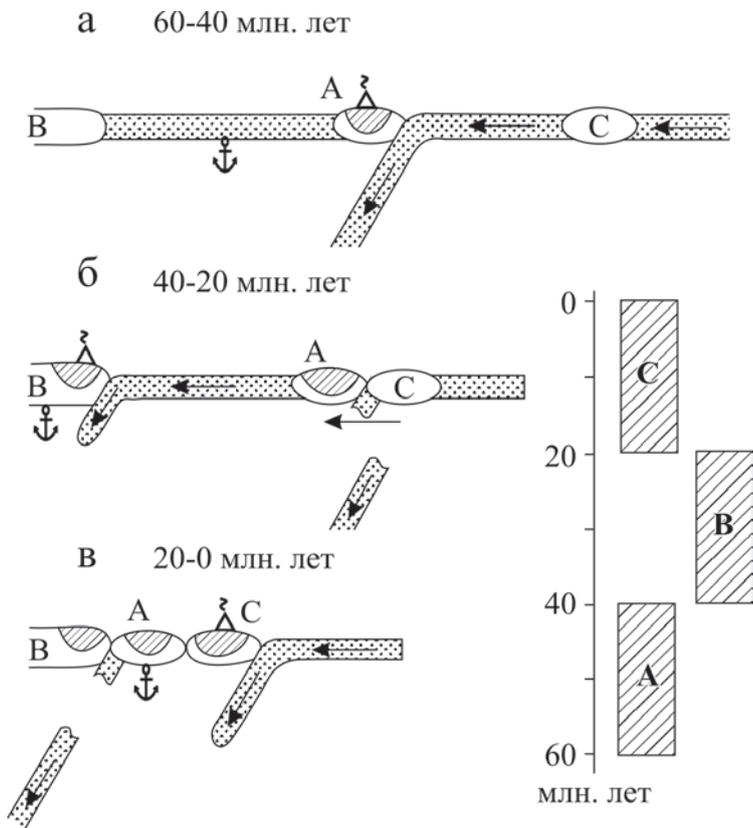


Рис.7. Пример палинастических реконструкций континентальной окраины, включающей три разновозрастных магматических пояса. Условные обозначения см. на рис. 6

ления движения океанических литосферных плит в определенных случаях, по-видимому, также может приводить к отрыву погружающейся пластины и прекращению субдукции, как и в случае столкновения поднятий.

#### 1.4.2. Мел-палеоценовая геодинамическая эволюция Южно-Курильского поднятия на пространстве Северо-Западной Палеопацифики

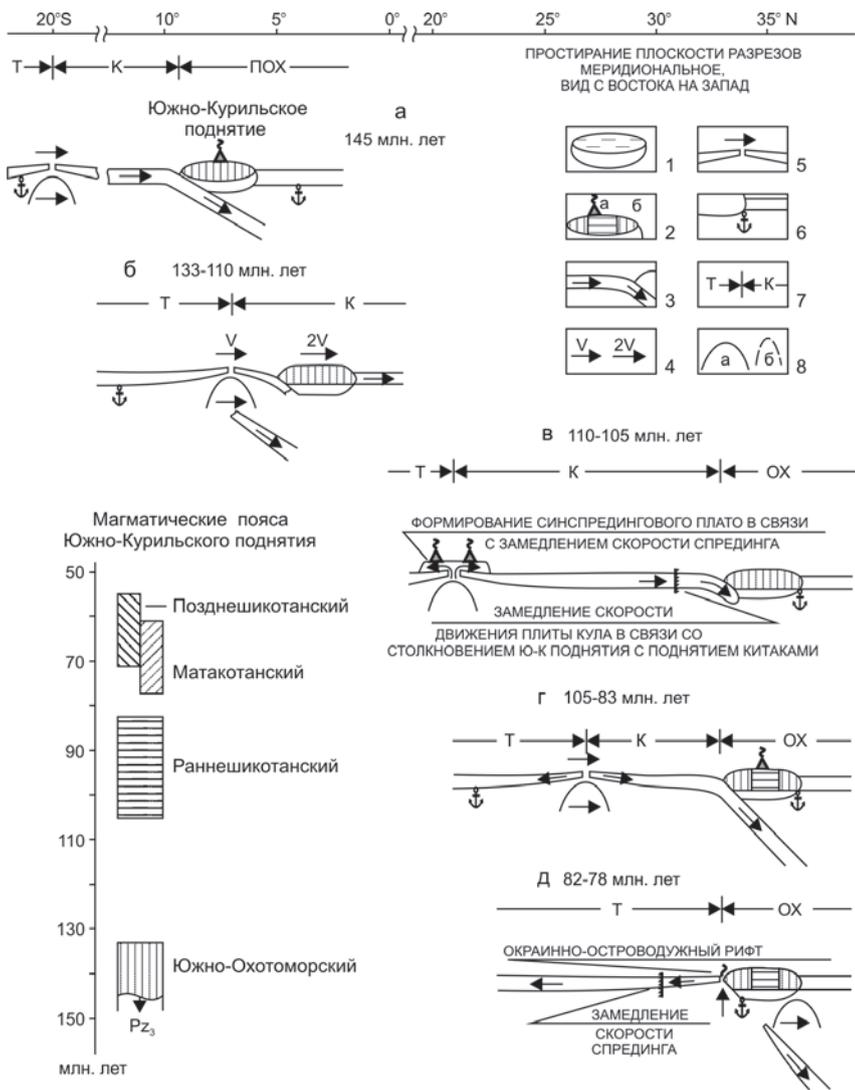
Морфоструктура Южно-Курильского поднятия прорвана шестью разновозрастными и синхронными магматическими поясами (фактическое обоснование этому дается в следующих главах); деятельность четырех поясов охватывала (частично или полностью) меловое-палеоценовое время; пятый и шестой пояса (Протокурильский и Курильский) развиваются со среднего эоцена до настоящего времени после коллизии Охотоморского геоблока.

В начале мелового периода Южно-Курильское поднятие представляло собой субширотную внутриокеаническую островную дугу (см. пакет палеотектонических схем в конце работы), расположенную в экваториальной области Палеопацифики. Ядро интенсивно разрастающейся со средней-поздней юры Тихоокеанской плиты оставалось относительно малоподвижным примерно до 70 млн. лет тому назад [Hilde et al., 1977; Кононов, 1989], поэтому условно принимается в основном стационарное положение Тихоокеанской плиты до этого времени. Плита Кула двигалась со скоростями 20-30 см/год (возможно, с кратковременными замедлениями скорости) в северо-северо-западных и северных румбах до своего полного поглощения в зонах субдукции северо-западной окраины Палеопацифики в конце палеогена [Engelbreton et al., 1985; Кононов, 1989]. Субширотная Кула-Тихоокеанская спрединговая граница плит двигалась в это время в том же направлении со скоростями вдвое меньшими, чем плита Кула.

На рис. 8 представлена геодинамическая эволюция Южно-Курильского поднятия и прилегающих океанических плит в разрезах тектоносферы вкрест простирания поднятия.

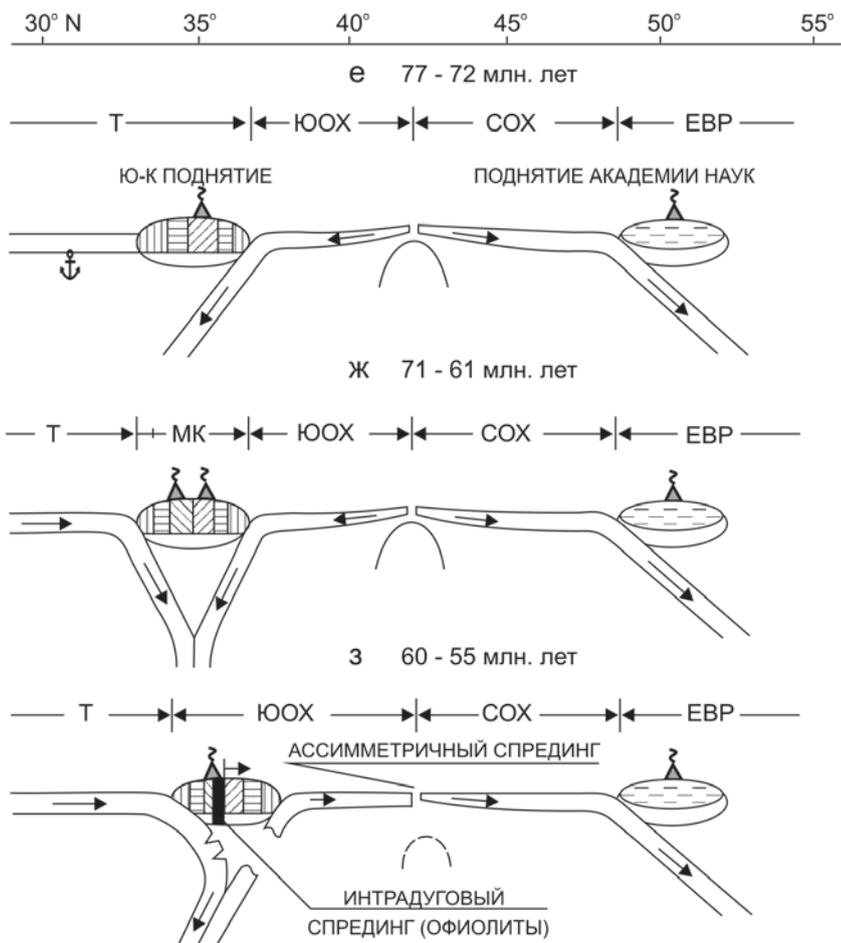
145 млн. лет тому назад (рис. 8а) под малоподвижное поднятие субдуцировала плита Кула и продолжал формироваться Южно-Охотоморский пояс; Кула-Тихоокеанский раздел плит двигался навстречу поясу.

136-134 млн. лет тому назад (рис. 8б) при приближении спредингового хребта к поднятию на 300-500 км в его основании произошел отрыв субдуцирующей пластины в результате формирования сквозьлитосферных окон и трещин в последней; ранее стационарные Южно-Охотоморское поднятие и задуговая плита становятся фрагментами литосферной плиты Кула и начинают двигаться на север с двойной скоростью спрединга, удаляясь от спредингового хребта со скоростью спрединга (латерального наращивания литосферы одной из плит в рифтовой зоне); прекращается магматическая активность Южно-Охотоморского пояса. За 25 млн. лет (135-110=25) Южно-Курильское поднятие переместилось в северо-северо-западном направлении



на 4000-5000 км.

110 млн. лет тому назад (рис. 8в) Южно-Курильское поднятие столкнулось своим западным торцом с поднятием Китаками, что подтверждается прекращением магматической активности в поясе Китаками [Nozawa,



**Рис. 8.** Пространственно-временные корреляции тектоники и магматизма Южно-Курильского поднятия в мел-палеоценовый период.

1 – магматиты Трансохотоморского пояса, внедрившиеся в структуру поднятия Академии наук СССР 75-47 млн лет тому назад; 2 – активный магматический пояс (а), прорывающий более древний (неактивный) магматический пояс (б) и структуру поднятия; 3 – океанические литосферные плиты, перемещающиеся в указанном стрелкой направлении; 4 – движение структур и границ плит в пространстве со скоростью спрединга ( $V$ ) и двойной скоростью спрединга ( $2V$ ); 5 – движение спрединговой границы плит в указанном стрелкой направлении; 6 – стационарное либо малоподвижное состояние структур и несущих их литосферных плит; 7 – латеральные области простираения литосферных плит; 8 – энергонасыщенные (а) и энергонедонасыщенные (б) плюмы под автономными и компенсационными спрединговыми системами соответственно. Литосферные плиты: Т – Тихоокеанская, К – Кула, ПОХ – Протоохотоморская, ОХ – Охото-

морская, ЮОХ – Южно-Охотоморская, СОХ – Северо-Охотоморская, ЕВР – Евразийская, МК – Малокурильская микроплита.

1975]; вдоль южной границы Южно-Курильского поднятия в течение 5 млн. лет формируется зона субдукции. В результате столкновения поднятий произошло, по-видимому, кратковременное замедление движения плиты Кула и, как следствие - резкое падение скорости спрединга в Кула-Тихоокеанском хребте, что при сохранении объемов магмообразования под последним могло привести к формированию синспредингового вулканогенного плато исландского типа. Возможно, подобное происхождение имеют южно-тихоокеанские плато Манихики и Онтонг-Джава.

В период 105-83 млн. лет тому назад (рис. 8г) после формирования зоны субдукции в структуру поднятия внедряются магмы Раннешикотанского пояса; Кула-Тихоокеанский спрединговый центр приближается к поднятию.

83-82 млн. лет тому назад (рис. 8д) происходит столкновение поднятия с Кула-Тихоокеанским спрединговым центром, вновь “догнавшим” Южно-Курильскую структуру; на этот раз поднятие удерживается на месте; западный фрагмент плиты Кула субдуцирует, оставляя за собой астеносферное окно, через которое под поднятием продолжает дрейфовать на север подспрединговый плюмовый вал Кула-Тихоокеанской мегаспрединговой системы.

77 млн. лет тому назад (рис. 8е) Кула-Тихоокеанский плюмовый вал проплавляет Охотоморскую плиту, и инициируется спрединг в Охотоморском бассейне; начинается субдукция под Южно-Курильское поднятие с обратной стороны (с севера на юг) и формирование Матакотанского пояса.

71-70 млн. лет тому назад (рис. 8ж) начинается интенсивное движение Тихоокеанской плиты на север; с южной стороны поднятия формируются вторая зона субдукции и Позднешикотанский пояс над ней. Таким образом, 71-61 млн. лет тому назад под структуру с разных сторон одновременно погружались две плиты, и на поднятии синхронно действовали 2 магматических пояса, что сейчас наблюдается в центральном сегменте Филиппинского архипелага (см. рис. 3).

60-55 млн. лет тому назад (рис. 8з) осевая зона Кула-Тихоокеанского мегахребта, а вместе с ним и подспрединговый плюмовый вал отмигрировали на широты центральной-северной Камчатки (~55° с.ш.), поэтому прекратились латеральные перетоки высокотемпературной возбужденной мантии в охотоморскую астеносферу; Охотоморская спрединговая система из автономной превращается в компенсационную (энергонедосыщенную); в результате прекращается субдукция под Матакотанский пояс, а погружающаяся Тихоокеанская пластина под Позднешикотанским поясом полу-

чает обратный метастабильный наклон в результате затягивания палеоохотоморской литосферы в Трансохотоморскую зону субдукции. Охотоморский палеогеодинамический полигон приобретает черты современного Филиппиноморского (см. рис. 3). Вероятно, на этом этапе начинается раскол Южно-Курильского поднятия вдоль Позднешикотанского магматического фронта с формированием шикотанских интрадуговых офиолитов.

55 млн. лет тому назад прекращается активность Позднешикотанского пояса, что свидетельствует об отрыве Южно-Курильского поднятия от субдуцирующей пластины и началу движения структуры на север навстречу к поднятию Академии наук. Два поднятия столкнулись 48-46 млн. лет тому назад (отмирание Трансохотоморского пояса), и вдоль южной границы Южно-Курильского поднятия снова формируется зона субдукции. Начиная с 47-45 млн. лет тому назад и донине Тихоокеанская плита непрерывно погружается под Южно-Курильское поднятие; на структуре поднятия формируются Протокурильский, а затем Курильский вулканоплутонические пояса.

Таким образом, анализ как действующих ныне в природе, так и прогнозируемых геодинамических обстановок, связанных с магматизмом, позволяет в рамках современного мобилизма проводить пространственно-временные тектонические реконструкции древних континентальных окраин, как показано выше на примере Южно-Курильского поднятия.

## **1.5. ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ И МАГМАТИЗМА КОСОСУБДУКЦИОННЫХ ЭНСИМАТИЧЕСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ ЛИБО ИХ СЕГМЕНТОВ**

По мнению автора, в глобальной геотектонике следует различать два типа субдукции: (1) ортогональную (субортогональную), или нормальную и (2) косую (субтрансформную, кососдвиговую). Магматизм и геодинамика нормального типа субдукции (углы между фронтом субдукции и направлением движения поддвигающейся плиты составляет  $90-30^\circ$ ), характерного для подавляющего большинства конвергентных границ литосферных плит, всесторонне исследованы на современном уровне развития науки, и кратко были изложены выше. Геодинамика косого, или субтрансформного, типа субдукции (схождение плит происходит под углами  $5-20^\circ$ ) почти не разработана, хотя имеет не только теретическое, но и, как будет показано ниже, практическое значение при “развязывании коллизионных узлов” мезозойских структур. В настоящем разделе анализируется тектоника и индикаторный магматизм внутриокеанических зон косой субдукции.

В различные эпохи кайнозойской эры некоторые внутриокеаниче-

ские дуги или их фланговые сегменты развивались (либо развиваются) в условиях косой субдукции [Uyeda, Ben-Avraham, 1972] и обладали специфическими (тектонотипными) чертами магматизма, по которому можно восстановить соответствующий геодинамический режим ископаемых вулканоплутонических поясов.

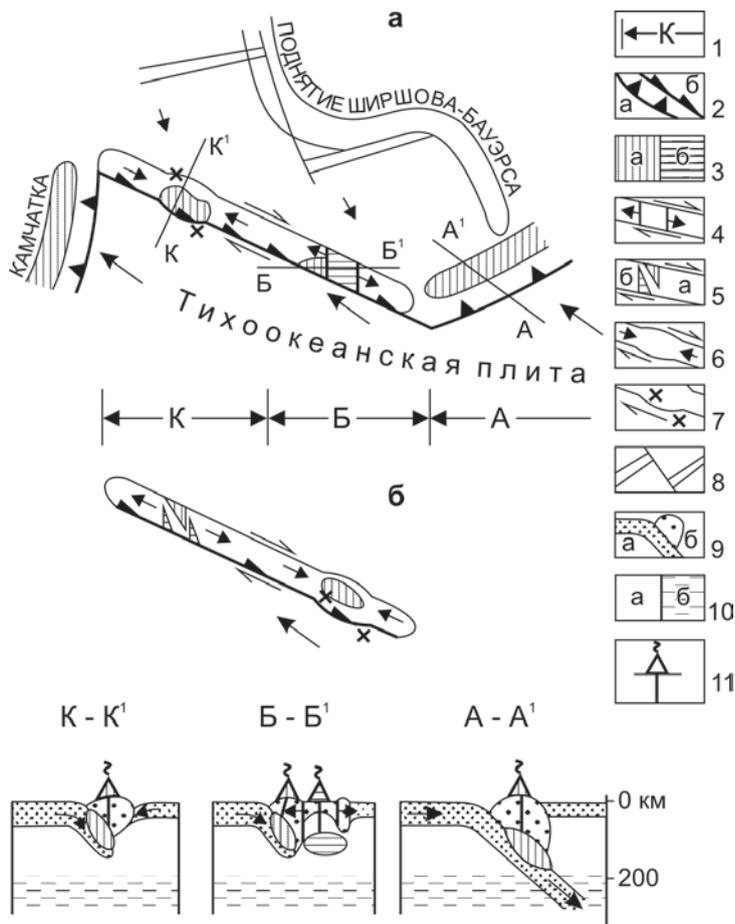
Ниже приводятся главные особенности геодинамики и магматизма некоторых кайнозойских кососубдукционных структур Тихоокеанского мегарегиона.

### **1.5.1. Магматизм и геодинамика Командорско-Ближнеостровного сегмента Алеутской дуги**

Магматизм Алеутской островной дуги изучен достаточно детально [Rubenstone, 1985; Богатиков, Цветков, 1988; Цветков, 1990; и др.], но до сих пор нет удовлетворительной концепции его геодинамической эволюции. Авторский вариант последней изложен ниже.

Проявления магматизма на всем протяжении Алеутской дуги начались во второй половине эоцена после смены направления движения Тихоокеанской плиты с субмеридионального на современное северо-западно-западное 45-43 млн. лет тому назад и достигли в олигоцене стабильной интенсивности. Центральный (Андреяновские острова) и восточные сегменты дуги формировались и формируются донныне над зоной субортогональной субдукции, о чем свидетельствует их типичный островодужный магматизм на протяжении всего палеоген-современного периода. Западный сегмент Алеутской дуги – Командорских-Ближних островов – начиная с плиоцена, представляет собой чисто трансформный, практически амагматичный участок (1 действующий подводный вулкан на протяжении 900 км). Однако, в среднеэоцен-миоценовое время Командорско-Ближнеостровная структура развивалась, по-видимому, в стрессово-сдвиговом (кососдвиговом, кососубдукционном) магмопродуктивном режиме с небольшим поддвигом Тихоокеанской плиты под междвиговой островодужный литосферный клин сегмента. Выдвижение островодужного клина в акваторию Тихого океана обеспечивалось, вероятно, давлением из пределов Командорско-Беринговоморского бассейна океанической литосферы, продуцируемой западным, отсеченным флангом Кула-Тихоокеанского срединного хребта, еще не поглощенного под поднятиями Ширшова-Бауэрса и Корякской окраиной Азии (рис. 9).

Формирование Командорско-Ближнеостровного сегмента сопровождалось синхронным внедрением контрастнотитанистых и смешанных магм (табл. 1, ан. 1-6; рис. 1), что, по-видимому, возможно при субсдвиговом характере эволюции структуры. При углах атаки поддвигающейся плиты



**Рис. 9.** Принципиальная схема магматическо-геодинамической эволюции кососубдукционного Командорско-Ближнеостровного сегмента Алеутской островной дуги в олигоцен-миоценовое время. *а* – в олигоценное время, *б* – в миоцене.

1 – области сегментов Алеутской дуги: К – Командорских островов, Б – Ближних островов, А – Андреяновских островов; 2 – зоны субортогональных (*а*) и косых (*б*) надвигов; 3 – магмы (*а*) внутрилитосферного (в основном известково-щелочные) и (*б*) подлитосферного (в основном высокотитанистые) происхождения и их глубинные источники; 4 – синсдвиговое вдоль-структурное раскрытие ромбовидных сквозлитосферных окон (пулл-апартов) в междвиговом клине по типу рифта Кайман (Карибский бассейн); 5 – синсдвиговое раскрытие трещин отрыва, выполненных магмами из внутрилитосферных (*а*) и подлитосферных (*б*) источников; 6 – области синсдвигового сучивания в междвиговом клине; 7 – увеличение концентрации внутрилитосферных (глубина менее 70-80 км) землетрясений (вплоть до приобретения ими магмогенного характера) в зонах встречного движения океанической литосферы и раздвигше-

гося (скупенного) междвигового клина; 8 – отсеченный от Тихоокеанского бассейна в конце среднего эоцена фрагмент Кула-Тихоокеанского спредингового поднятия; 9 – океаническая (а) и островодужная (б) литосфера; 10 – (а) верхние (маловязкие) и (б) нижние (вязкие) слои астеносферы; 11 – действующие магматические центры и их магмовыводящие каналы; 9-11 – условные обозначения для разрезов

к магматическому фронту в 5-10° сдвиговая составляющая будет превосходить поддвиговую в ~11-6 раз (ctg 5-10°), и надкососубдукционная структура (островодужный литосферный клин) может развиваться одновременно и как сдвиговая, и как субдукционная. Так например, в олигоцене (рис. 9а; табл. 1, ан. 1,4,5) на Ближних островах преобладали океанические высокотитанистые эффузивы (в разрезах эпизодически также встречаются низкотитанистые вулканисты), а на Командорских – известково-щелочные низкотитанистые. То есть, в районе Ближних островов, скорее всего, происходило раскрытие синсдвигового сквозьлитосферного окна (тектонотип – современный рифт Кайман в Карибском бассейне, зажатый между сближенными параллельными трансформными разломами Ориент и Свэн [Plat-tectonic map..., 1984]) и внедрение в него высокотитанистых астеносферных магм (астеносфера поднимается в окно, и ее вещество частично плавится в результате адиабатической декомпрессии). В это же время в районе Командорских островов происходило компенсационное скупивание вещества междвигового литосферного клина; по плоскости стрессового участка сдвигового разлома между скупенными блоком и Тихоокеанской плитой нарастала концентрация ударно-волновых процессов (землетрясений) вплоть до образования низкотитанистых внутрилитосферных магм (по типу выплавления импактитов). Как показано на рис. 9 (разрезы К-К<sup>1</sup>, Б-Б<sup>1</sup>), магмы выплавляются и поднимаются с малых (10-80 км) глубин, а субвертикальный характер сдвиговых разломов обеспечивает подъем по ним на поверхность даже небольших порций расплавов в отличие от ортосубдукционных разломных плоскостей, не способных служить магмоводами для расплавов ввиду своего пологонаклонного положения (см. рис. 9, разрез А-А<sup>1</sup>).

В миоцене характер магматизма на Командорских и Ближних островах меняется (см. рис. 1; табл. 1, ан. 2,3,6) ввиду латеральной миграции зон растяжения и компенсационного сжатия вдоль междвиговой структуры (рис. 9б). Среди миоценовых субщелочных пород Командорских островов отмечаются низко-, средне- и высокотитанистые составы базальтоидов при преобладании вторых и третьих; встречаются рои субпараллельных даек субмеридионального простирания, фиксирующих, по-видимому, приразломные трещины отрыва в сдвиговой палеоструктуре. Гетерогенный химический состав базальтоидов параллельных даек свидетельствует, вероятно, о

Таблица 1

**Химический состав кайнозойских базальтоидов и бонинитов  
внутриокеанических островных дуг Западной Пацифики**

N п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
n	13	14	7	12	6	1	1	1	1	1	1
SiO <sub>2</sub>	48,93	50,18	51,29	49,02	51,16	55,82	46,55	53,06	52,60	55,34	59,46
TiO <sub>2</sub>	0,85	1,90	1,16	1,71	0,82	0,58	0,13	0,34	0,23	0,22	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,93	15,87	16,33	16,44	15,89	18,63	5,33	11,00	11,33	13,01	11,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,88	4,75	5,07			3,80	0,57	2,52	1,52	7,87	1,37
FeO		3,36	2,22	9,03	10,99	1,85	8,03	6,02	7,57		5,90
MnO	0,17	0,14	0,12	0,18	0,17	0,11	0,23	0,17	0,19	0,15	0,13
MgO	5,92	5,25	5,98	6,67	6,03	4,34	31,20	14,01	14,50	13,66	11,26
CaO	8,90	8,15	7,48	9,22	7,22	7,69	4,26	8,55	7,97	7,00	4,97
Na <sub>2</sub> O	3,46	4,03	4,08	3,85	4,48	3,32	0,90	1,65	1,03	2,56	2,19
K <sub>2</sub> O	0,83	2,11	1,98	0,32	0,46	0,63	0,32	0,23	0,25	0,22	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,74	0,45	0,18	0,10	0,16	0,18	0,14	0,02	0,04	0,04
п.п.п.	2,97	3,31	3,65	3,37	2,67	3,15	1,87	2,53	2,90	2,56	2,96
Сумма	100,07	99,79	99,81	99,98	99,99	100,08	99,57	100,22	99,81		100,24
f	45,5	44,7	38,6	42,9	50,3	40,3	13,3	24,9	25,5	22,4	26,0
Rb	12	25	33	6,5	7,4				7	3	10
Sr	412	950	540	209	248	2000	131	124	84	137	154
Ba	320	510	775	24	58	400	72	77	40	34	36
Nb								1		1	6
Y	16						10	9	6	7	5
Zr	66	140	230	121	47	70	47	48	3	28	50
Ni	37	130	147	117	30	10	800	360	405	296	234
Co	77	60	24	40	41	20	150	89	53		
Cr	52	130	39	263	37	50	3400	1800	880	629	722
V	760	540				100	216	350	220	202	126

**Примечание** к таблице 1. 1-6 – Командорско-Ближнеостровной сегмент Алеутской дуги (1-3 – Командорские острова, Беринга и Медный; 4-6 – остров Атту из архипелага Ближних островов); 1 – низкотитанистые базальты позднеэоцен-олигоценовой базальт-плагиориолитовой формации; 2, 3 – преобладающие высоко-(2) и подчиненные умереннотитанистые (3) базальтоиды раннемиоценовой трахибазальт-тешенитовой формации; 4, 5 – преобладающие высоко- (4) и подчиненные низкотитанистые (5) толеитовые базальтоиды позднеэоцен-олигоценовой “формации основания”; 6 – низкотитанистые андезитобазальты миоценового этапа развития; 7, 8 – плиоцен-современные ультраосновной бонинит (7) и бонинит (8) островного склона желоба северного фланга дуги Тонга; 9 – плиоцен-современные бониниты островного склона желоба южного фланга дуги Вануату; 10, 11 – эоценовые бониниты преддуговых зон Бонинской (10, скв. 786B DSDP) и Марианской (11) дуг. 1-3 – по [Цветков, 1990]; 4-6 – по [Rubenstone, 1985]; 7, 8 – по [Высоцкий, Пущин, 1996]; 9 – по [Тарарин и др., 1996]; 10 – по [Mitchell et al., 1992]; 11 – по [Bloomer, 1987]. Здесь и в следующих таблицах: окислы – в % массы; микроэлементы – в граммах на тонну; п.п.п. – потери при прокаливании; N п.п. – порядковый номер; n – количество анализов в выборке; f = Fe/(Fe + Mg), ат. %, общая железистость.

различной глубине проникновения трещин сквозь литосферу и о сдвиговом (но не спрединговом) режиме развития структуры.

В таком логическом ключе в основном по составу, времени и месту формирования магматитов восстанавливается геодинамическая эволюция западного кососубдукционного сегмента Алеутской островной дуги.

Сходные геодинамические механизмы, но без субдукционной компоненты, реконструируются В.П.Уткиным [1989, 1999а, 1999б] для мезозойских сдвиговых структур Сихотэ-Алиня.

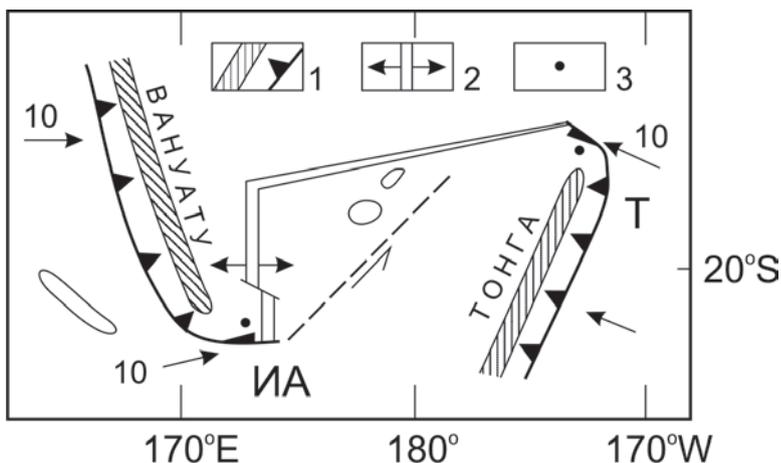
### **1.5.2. Бониниты\* - магматические индикаторы внутриокеанических высокоскоростных зон косой субдукции. Кинематика кососубдукционных энсиматических магматических дуг**

При современной диспозиции (плиоцен-квартер) движущихся литосферных плит постмиоценовые проявления бонинитового магматизма зафиксированы на внутренних склонах желобов кососубдукционных малопротяженных (150-200 км) сегментов внутриокеанических островных дуг Вануату (Новогейбридской) и Тонга [Петрологические..., 1996] (рис. 10). Скорость косой субдукции под сегменты составляет не менее 10 см/год [Plate-tectonic map..., 1984]. Примечательно, что на всем остальном 4000-километровом ортосубдукционном протяжении тех же дуг (2500 км для Тонга-Кермадек и 1500 км для Вануату) не обнаружено бонинитов, хотя последние традиционно считаются индикаторами начальных стадий формирования энсиматических островодужных систем независимо от типа субдукции, и проявлений бонинитового вулканизма следовало ожидать скорее в юной дуге Кермадек (возраст структуры менее 5 млн. лет [Gill, 1981], чем в зрелой дуге Тонга (возраст – 50 млн. лет).

Упомянутая традиция основана на факте повсеместного распространения инициальных средне-позднеэоценовых бонинитов в ассоциации с андезитоидами в пределах Бонино-Марианского сегмента (протяженность ~ 2200 км) Идзу-Бонино-Марианской островной дуги, в дальнейшем развивающейся в неогене-квартере над областью ортогональной субдукции без проявлений бонинитового вулканизма. Отсутствие бонинитов любого возраста в сегменте Идзу (протяженность ~ 900 км) не интерпретируется.

---

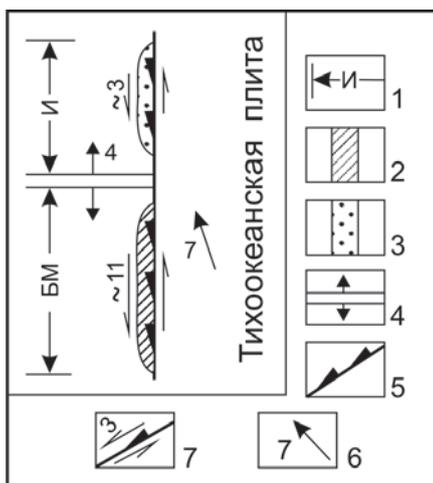
\*Бониниты – вулканические породы с высокими содержаниями кремния (> 53% SiO<sub>2</sub>) и магния (> 8% MgO) при низких концентрациях щелочных металлов и титана (см. табл. 1, ан. 7-11). По экспериментальным данным, бонинитовые магмы могут выплавляться на глубинах менее 50 км из ортопироксенонасыщенных субстратов – гарцбургитов, ортопироксенитов, вебстеритов, норитов [Boninites, 1989].



**Рис. 10.** Плитно-тектоническая схема Фиджийского региона (по [Plate-tectonic map..., 1984] с упрощениями и изменениями).

1 – пояса вулканических дуг (штриховка) и сопряженные с ними зоны субдукции, 2 – спрединговый хребет, 3 – положение станций драгирования магматических пород бонинитовой ассоциации, по [Петрологические..., 1996]. Стрелками и цифрами около них обозначены направление и скорость (см/год) движения Индо-Австралийской (ИА) и Тихоокеанской (Т) литосферных плит. Условные см. рис. 9

С учетом идентификации методами магнитной съемки субширотного спредингового происхождения западно-филиппинской литосферы в эоцене [Plate-tectonic map..., 1984, 1987; и др.] С.Уедой и З.Бен-Аврахамом была предложена геодинамическая модель эпитрансформного происхождения Идзу-Бонино-Марианской системы с косою субдукцией Тихоокеанской плиты под предполагаемый сдвигово-разломный линеймент, разделявший Западно-Филиппинский и Тихоокеанский бассейны в эоцене [Uyeda, Ben-Avraham, 1972; Ben-Avraham, Uyeda, 1983]. Далее, после условного закрытия миоценовой восточно-филиппинской впадины Паресе-Вела-Сикоку и нанесения на схему С.Уеды и З.Бен-Аврахама скоростей движения плит и магматической нагрузки, по [Plate-tectonic map..., 1987; Engebretson et al., 1985; Boninites, 1989], получаем принципиальное отличие среднеэоценового (48-43 млн. лет) развития сегментов Бонино-Марианского и Идзу (рис. 11). Следствием широтного спрединга филиппинской литосферы явилось то, что фактическая скорость косою субдукции под бонинитопродуктивный Бонино-Марианский сегмент была 11 см/год, тогда как скорость встречного движения плит вдоль линеймента Идзу не превышала 3-4 см/год. Поэтому поднятие Идзу в эоцене формировалось по типу миоцен-современного амагматического поднятия Макку-



**Рис. 11.** Принципиальная схема развития кососубдукционной Идзу-Бонино-Марианской системы 47-46 млн лет тому назад (20-я м.а.) и геодинамические условия формирования бонинитов.

1 - сегменты островной дуги: И- Идзу, БМ - Бонино-Марианский; 2 - поднятие над высокоскоростной зоной субдукции - область формирования магматических пород бонинитовой ассоциации; 3 - амагматичное либо слабомагматичное поднятие над низкоскоростной зоной косоугольной субдукции типа поднятия Маккуори (зона косоугольного схождения Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит в антарктическом регионе); 4 - Западно-Филиппинская спрединговая система; 5 - зоны косоугольного надвига; 6 - направление и скорость (см/год, показана цифрой) движения плит; 7 - сдвиговая составляющая скорости (см/год) встречного движения плит в зоне косоугольной субдукции. Схема составлена с использованием материалов из [Uyeda, Ben-Avraham, 1972; Plate-tectonic map..., 1987; Engebretson et al., 1985].

сдвиговые с формированием синдвиговых сквозьлитосферных окон (вдоль структурных раздвигов), с характерным для них океаническим магматизмом, и приразломных трещин отрыва с внедрением в них магм островодужного, океанического и переходного типов в зависимости от глубины проникнове-

ори, расположенного над низкоскоростной (2,5-3,5 см/год) зоной косоугольной субдукции Индо-Австралийской плиты под Тихоокеанскую [Plate-tectonic map..., 1984]. Очевидно, скорости косоугольной субдукции 3-4 см/год не достаточно для выплавления вдоль плоскости стрессово-сдвигового разлома высокотемпературных бонинитовых магм в объемах, способных достигать земной поверхности. Скорее всего, для появления бонинитовых магм в приповерхностных горизонтах коры скорость косоугольного встречного движения плит должна быть не менее 10 см/год.

После смены направления движения Тихоокеанской плиты на субширотное (~ 43 млн. лет тому назад) Идзу-Бонино-Марианская система развивалась в ортосубдукционном режиме с затуханием бонинитового вулканизма.

Анализ специфических особенностей кайнозойского магматизма наиболее вероятных областей стрессово-сдвиговой конвергенции океанических литосферных плит позволяет сделать ряд выводов по геодинамическому развитию кососубдукционных островодужных систем.

1. Кососубдукционные системы могут развиваться не только как чисто субдукционные, андезитопродуктивные, но и одновременно как

ния трещин в литосферу либо сквозь нее. Об этом свидетельствует развитие в Командорско-Ближнеостровном сегменте Алеутской дуги контрастности ассоциаций вулканических пород и магматитов переходного типа.

2. Бонинитовые вулканические ассоциации формируются над высокоскоростными ( $> 10$  см/год) зонами косой субдукции, о чем свидетельствуют кинематические параметры развития бонинитопродуктивных сегментов островных дуг Идзу-Бонино-Марианской, Тонга и Вануату. То есть, бониниты являются индикаторами высокоскоростных кососубдукционных энсиматических островодужных систем в ископаемом залегании.

3. Активные магматические пояса кососубдукционных систем могут перемещаться в пространстве со скоростью несущих их литосферных плит, поскольку субдуцирующая под ними литосфера долгое время не закоривается в упругих слоях мезосферы ввиду малой доли поддвиговой компоненты по сравнению со сдвиговой.

Последний вывод проиллюстрирован на рис.12. При угле атаки в  $5^\circ$

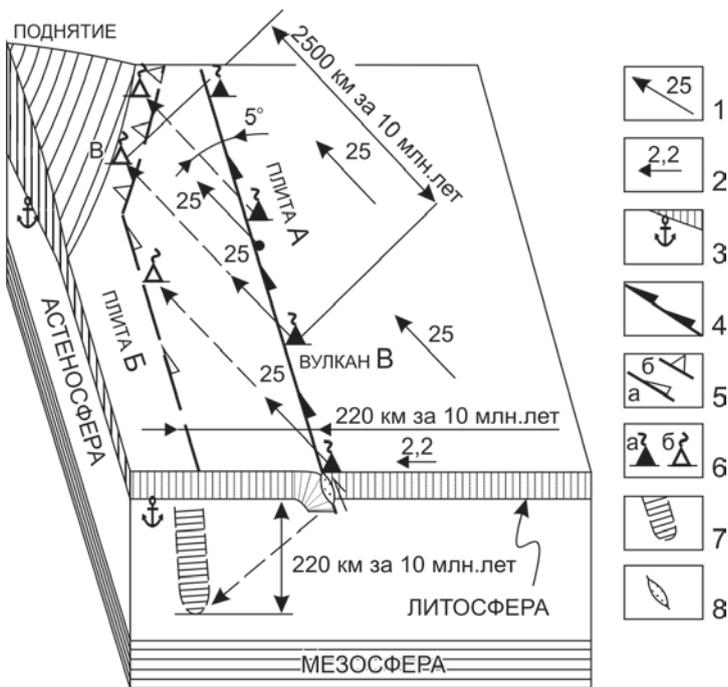


Рис. 12. Схематическая блок-диаграмма, иллюстрирующая перемещение активного над-кососубдукционного магматического пояса в пространстве.

1 – направление и скорость (см/год) движения плиты А, активных вулканоструктур, на ней расположенных, и зоны косога надвига; 2 – ортогональная компонента скорости надвига (см/год) плиты А на стационарную плиту Б, 3 – стационарное положение литосферных плит, 4 – местоположение зоны косо́й субдукции на начальном этапе магмопродуктивного периода внутриокеанической дуги, 5 – местоположение зон косо́й (а) и субортогональной (б) субдукции спустя 10 млн лет после начала магмопродуктивного периода, 6 – местоположение активных надсубдукционных вулканоструктур в начале вулканического периода (а) и спустя 10 млн лет после начала вулканической активности (б), 7 – местоположение погружившейся в мантию ветви литосферы плиты Б через 10 млн лет после начала косо́й субдукции, 8 – область генерации низкотитанистых андезитовидных, пикритовых и бонинитовых магм

косо надвигающейся пластины на стационарную со скоростью 25 см/год за 10 млн. лет активная надсубдукционная вулканоструктура «В» преодолеет расстояние в 2500 км. В тот же отрезок времени фронт субдуцирующей пластины погрузится в мантию всего на 220 км, так и не достигнув упругих слоев мезосферы. При столкновении магмопродуктивной кососубдукционной системы со стационарным субконтинентальным блоком произойдет инверсия наклона зоны субдукции с преобразованием системы в ортосубдукционную без перерыва в магматической активности пояса.

## **1.6. ГЕОДИНАМИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ДУГ И НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОМ РЕГИОНЕ**

Все крупные морфоструктуры (микроконтиненты), составляющие Охотоморский мегаблок, обладают земной корой континентально-субконтинентального типа и в различной степени насыщены андезитоидами и гранитоидами, что позволяет классифицировать эти структуры как надсубдукционные магматогенные поднятия (для некоторых структур не исключается полигенная природа), бывшие в прошлом сегментами одной или более магматических дуг. Поэтому, представленный выше анализ геодинамики магматических дуг позволяет определить ряд методических приемов при выявлении в дальнейших исследованиях палеотектонической позиции охотоморских структур в Азиатско-Тихоокеанском регионе в различные периоды фанерозоя.

1. В магмопродуктивные периоды времени поднятия региона пребывали в малоподвижном состоянии, поскольку находились над субдуцирующими океаническими пластинами, ”заякоренными” в упругой стационарной мезосфере.

2. В амагматичные периоды поднятия региона представляли собой: а) элемент пассивной окраины, б) элемент трансформной окраины, в) вну-

треннюю структуру континентального блока, г) литосферный блок, движущийся в составе одной из океанических мегаплит.

3. При столкновении движущегося амагматического блока с неподвижным магмопродуктивным происходит смещение магматической активности с одного блока на другой, ввиду перескока зоны субдукции на вновь образованную океаническую окраину составной структуры столкнувшихся блоков.

4. В результате столкновения субпараллельно ориентированных спрединговой и субдукционной систем, последняя теряет и субдуцирующую платину, и соответствующий специфический магматизм; при этом, в случае внутриокеанического расположения островной дуги, ее поднятие может уйти в дрейф на той же литосферной плите, которая ранее субдуцировала под него.

5. Позиция поднятий по отношению к субдуцирующей океанической плите определяется (а) по поперечной полярности синхронных вулканитов в магматическом поясе и (б) по фронтальному положению аккреционного клина океанических офиолитов в структуре магматической дуги.

6. Магмопродуктивные поднятия, расположенные над зонами косой субдукции, обладают рядом специфических особенностей: а) контрастнотитанистым характером продуктов магматизма, б) бонинитовым вулканизмом при скорости косой субдукции более 10 см/год, в) способностью перемещаться в пространстве со скоростью литосферных плит, несущих надкосо-субдукционные поднятия.

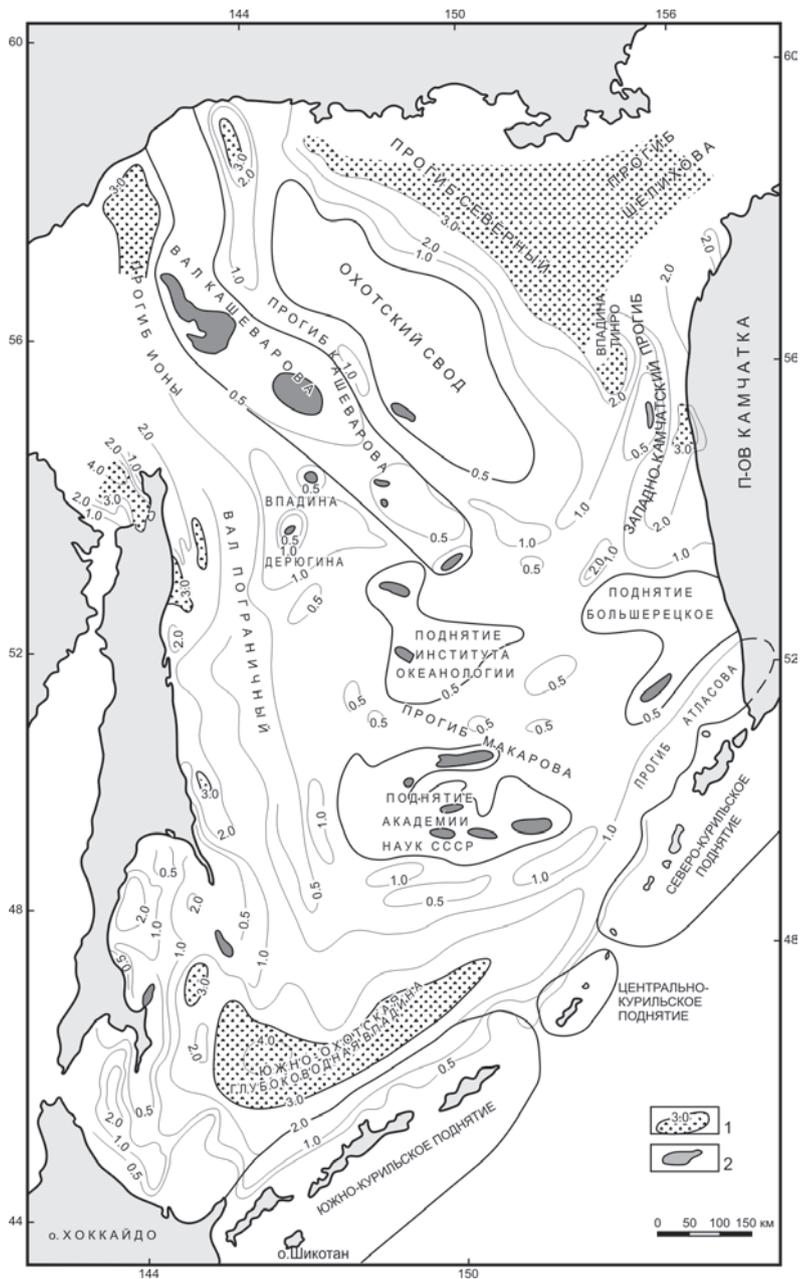
## Глава 2

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ ЛИНЕАМЕНТОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ НА СТРУКТУРАХ ОХОТСКО-КУРИЛЬСКОГО БАССЕЙНА

При исследовании геологического строения дна морей и океанов, ввиду скудости данных о составе, строении и возрасте вещественных литифицированных комплексов, еще и укрытых, как правило, чехлом рыхлых отложений, наиболее приемлемым является морфоструктурный принцип тектонического районирования [Богданов и др., 1967; Боголепов, Чиков, 1972; Удинцев, 1972; Пушаровский, 1972; Гнибиденко, 1979], основывающийся на выделении системы геологических тел, фиксируемых конечным набором геоморфологических, геофизических (строение земной коры и чехла) и структурно-вещественных (там, где это возможно) признаков. Нередко при этом, выявить скрытый под рыхлыми отложениями структурный элемент, его форму и внутреннее строение бывает возможно только геофизическими методами, имеющими поэтому приоритетное значение при морфоструктурном районировании.

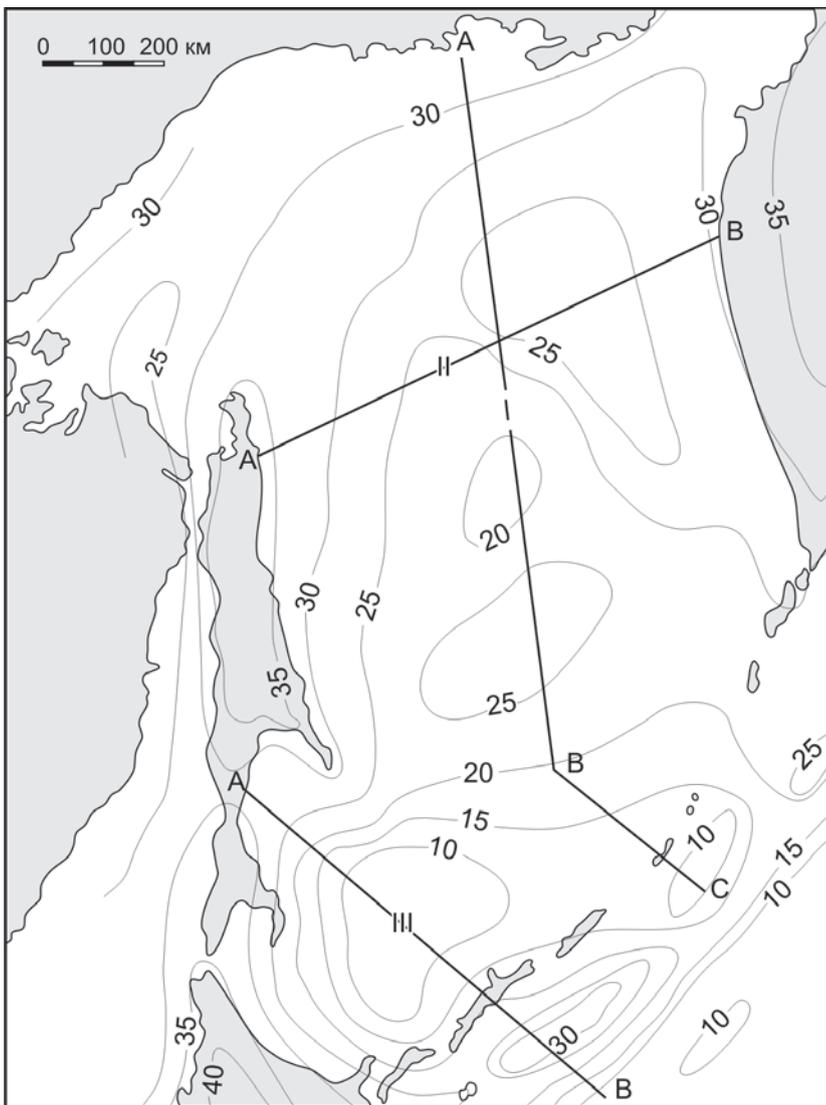
Так, мощный чехол позднекайнозойских неконсолидированных осадков, по-существу, сnivelировал поверхность Охотоморского дна, превратив его в равнину (исключение составляет миоценовая Южно-Охотская глубоководная впадина) с пологим южным уклоном и четырьмя мало контрастными возвышенностями (относительные превышения над дном моря – 200-300 м) – Ионы, Кашеварова, Института океанологии и Академии наук СССР. И только интенсивные морские геофизические исследования позволили выявить сложную мозаику поднятий с маломощным осадочным чехлом (0-1000 м), и разделяющих их прогибов и впадин (рис. 13), а также особенности строения земной коры (рис. 14, 15). Оказалось, что после вычета мощности рыхлых осадков превышения поднятий над днищем впадин и прогибов в ряде случаев достигает 5-6 км, т.е., возможна интерпретация последних как остаточных океанических площадных и линейных глубоководных структур. Опробование редких выходов акустического фундамента методом драгирования в какой-то мере помогло наполнить вещественным содержанием морфоструктуры Охотского моря.

При районировании дна Охотско-Курильского бассейна в настоящей работе за основу были приняты построения Г.С.Гнибиденко с соавторами [Гнибиденко, 1979; Гнибиденко, Хведчук, 1982; Гнибиденко и др., 1980; и др.], наиболее полно обобщившими геофизические исследования террито-

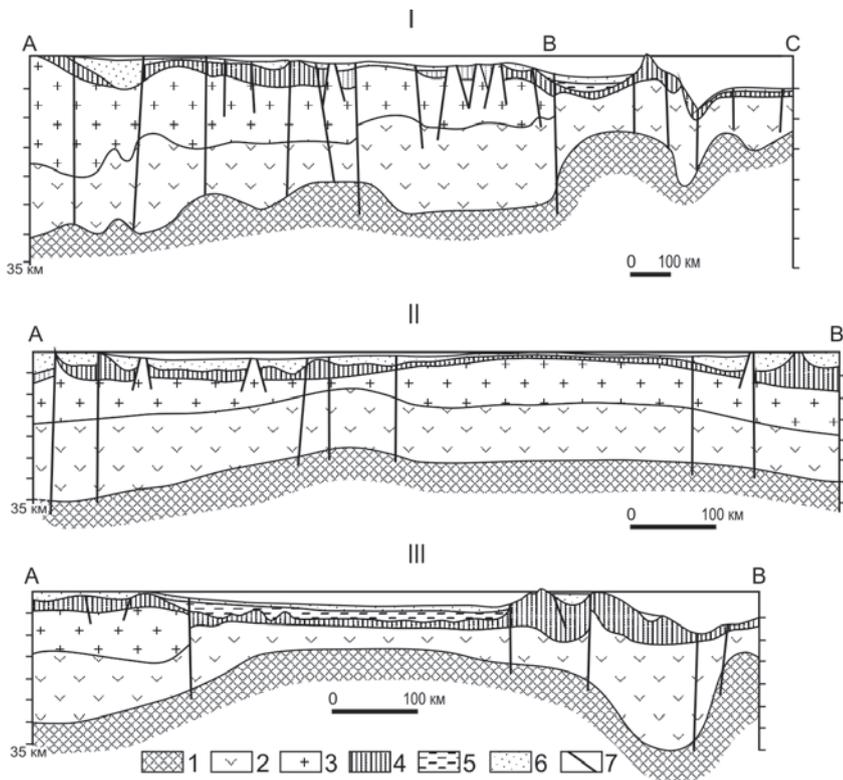


**Рис. 13.** Тектоническая схема Охотского моря, по [Гнибиденко, 1979; Гнибиденко, Ильев, 1976].

1 – изопахиты осадочного чехла (км) со средней скоростью сейсмических волн 2 км/сек,  
2 – выходы на дно моря “акустического” фундамента



**Рис. 14.** Карта мощности земной коры (в км) Охотоморского региона, из [Гнибиденко, Хведчук, 1982]



**Рис. 15.** Геологические разрезы по профилям, показанным на рис. 14, по [Гнибиденко, Хведчук, 1982].

I – верхняя мантия, 2 – метабазитовый слой, 3 – гранитно-метаморфический слой, 4 – вулканогенно-осадочный слой, 5 – уплотненные пелагические отложения (глины и алевроиты) глубоководной впадины, 6 – осадочный слой и чехол, 7 – разломы

рии; также учитывались другие тектонические схемы [Марков и др., 1967; Пушаровский и др., 1977; Разницин, 1982; и др.].

При переходе от подводных областей к наземным доминирует структурно-вещественный принцип тектонического районирования, под которым понимается процедура выделения системы структурных элементов в земной коре на основе вещественных (формационных) характеристик, полученных прямыми геологическими наблюдениями при вспомогательной

роли геофизических исследований [Косыгин и др., 1967].

В развитие структурно-вещественного подхода, но в рамках парадигмы новой глобальной тектоники, в последние годы разрабатывается террейновый принцип тектонического районирования, применяемый в основном для описания строения фанерозойских окраинно-тихоокеанских орогенных поясов, представляющих собой сложный коллаж ограниченных разломами блоков земной коры, получивших название тектоно-стратиграфических террейнов [Парфенов и др., 1993, 1998; Ханчук, 1993; и др.]. После выявления структурных элементов на данной основе проводится дальнейший террейновый анализ, т.е., типизация (сравнение с актуалистическими геодинамическими обстановками формирования) и корреляция (время и координаты места образования) террейнов. Это позволяет наиболее корректно проводить палеотектонические реконструкции.

Охотоморский окраинно-континентальный регион (геоблок) имеет в достаточной мере автономную историю геотектонического развития, и поэтому может быть классифицирован как супертеррейн. Однако, выделение полного набора составляющих регион террейнов не представляется возможным, ввиду недостатка данных по геологическому строению и вещественному составу подводных структур, поэтому в работе используются только отдельные элементы террейнового метода. Тем не менее, сведений по возрасту супрасубдукционных магматитов, включая подводные участки накоплено достаточно, и структуры магматических поясов – образований, перекрывающих и "сшивающих" разнородные тектонические элементы Охотоморского супертеррейна – выделяются, по мнению автора, вполне корректно.

В работе подробно не рассматриваются протекавшие в регионе позднекайнозойские геологические и тектонические события и процессы: (1) формирование постпалеогенового Большекурильского вулcano-плутонического поднятия, (2) раскрытие задуговых Южно-Охотской глубоководной впадины и прогиба Атласова, (3) накопление толщ рыхлых отложений в морских прогибах и впадинах. Поэтому с учетом позднекайнозойских геологических преобразований в регионе, тектоническая структура Охотско-Курильского бассейна к концу палеогена была представлена двумя обширными впадинами, Северной и Дерюгина, и семью крупными поднятиями: (1) Охотским сводом, или Охотским поднятием; (2) валом Кашеварова с приподнятыми морфоструктурами Ионы и Кашеварова в центральной его части; поднятиями (3) Большерецким, (4) Института Океанологии, (5) Академии наук СССР, (6) Северо-Курильским и (7) Южно-Курильским. Выступ кристаллических пород Срединного хребта Камчатки также считается фрагментом фундамента Охотоморской плиты [Парфенов, 1984; Ханчук, 1985; Авченко и др., 1987; и др.], то есть восьмым поднятием дна бассейна. Небольшое Централь-

нокурильское поднятие рассматривается как часть поднятия Академии наук, фрагментированного, скорее всего, в раннем миоцене при раскрытии Южно-Охотской впадины.

По сейсмическим данным, мощность земной коры впадин и поднятий составляет 20-30 км с небольшими локальными отклонениями в обе стороны (см. рис. 14, 15). Мощность земной коры Центральнокурильского поднятия, по последним геофизическим данным (МОВЗ и ГСЗ), также составляет около 30 км [Злобин, 1987; Ермаков и др., 1989].

Переходя к геологическому описанию структурных элементов Охотско-Курильского бассейна отметим, что при характеристике возраста магматических поясов в качестве аналитического метода применялось К-Аг изотопное датирование пород и минералов, проводившееся с применением методики изотопного разбавления. Все оригинальные анализы выполнены в лабораториях ДВГИ ДВО РАН (аналитики А.В. Игнатьев и С.А.Бойко) и ИГЕМ РАН (аналитик М.М. Аракелянц). Известные в литературе результаты определения возраста пород, полученные с применением устаревших методик, выбраковывались либо использовались в качестве оценочных в случае крайней необходимости (отсутствие палеонтологических или корректных изотопных данных по возрасту пород в каком-то районе).

При опробовании выступов акустического фундамента на дне моря наибольший объем драгированного материала представлен, как правило, магматическими породами в варьирующих соотношениях вулканической и плутонической фаций. На каждом из поднятий встречаются магматиты широкого возрастного диапазона и не одного магматического пояса, поэтому результаты изотопного датирования пород для удобства восприятия представлены не только в табличном (табл. 2), но и в графическом (рис. 16) вариантах.

По-видимому, четыре отрицательные структуры Северного Охотоморья – впадину ТИНРО и прогибы Северный, Шелихова и Западно-Камчатский, - разделенных небольшими валообразными поднятиями акустического фундамента, целесообразно объединить в один тектонический элемент – *впадину Северную*. Впадина Северная – наиболее крупная структура дна моря (площадь более 200000 кв км) – имеет форму треугольника с основанием у северо-восточного склона Охотского свода и занимает практически всю северо-восточную часть Охотского моря. Прогиб впадины почти полностью компенсирован рыхлыми отложениями (впадина ТИНРО компенсирована отчасти), достигающими мощности 5-6 км [Гнибиденко, Хведчук, 1982], что позволяет предполагать реликтовый океанический (спрединговый) генезис структуры.

Чехол некомпенсированной *впадины Дерюгина*, располагающейся в западной части моря южнее вала Кашеварова и западнее поднятия Инсти-

Таблица 2

**Абсолютный возраст (K-Ar и Rb-Sr методы) изверженных пород фанерозойских магматических поясов Охотоморского региона**

№ п.п.	Породы	Район	Характер пробы и ее возраст, млн. лет	Средний возраст по образцу (ам), млн. лет
1	2	3	4	5
<b>ПОЯСА НА СТРУКТУРАХ ЮЖНО-ОХОТОМОРСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЛИНЕАМЕНТА</b>				
Южно-Охотоморский пояс, PZ <sub>3</sub> - K <sub>1</sub> vlg				
1	Диорит	19	B-327	327
2	Гранит	9	B-224	224
3	Гранит	9	B-216, B-212	214
4	Граниодиорит	9	Rb-Sr изохрона	181
5	Диорит	1	B-209	209
6	Кварцевый диорит	11	A-186, K-184, B-176	182
7	Кварцевый диорит	10	A-191, B-171	181
8	Гранит	12	B-157	157
9	Гранодиорит	8	B-256; A-231,3	244,6
10	Гранодиорит	6	B-209, B-206	207,5
11	Базальт	6	B-149	149
12	Дациит	6	B-149; B-124,5	137
13	Гранит	6	K-138, A-130	134
14	Гранит	17	B-138	138
Академический пояс, K <sub>1</sub> alb - K <sub>2</sub> san				
15	Кварцевый диорит	6	B-114, K-102, A-98	104,7
16	Кварцевый диорит	6	B-105, K-99, A-96	100
17	Андезитобазальт	6	B-96	96
18	Гранодиорит	8	B-93	93
19	Гранодиорит	6	B-94,7; B-91,0	92,8
20	Риолит	6	П-87,7; П-87,3	87,5
21	Кварцевый диорит	6	B-87	87
22	Дациит	6	B-85	85
<i>Пояса Малокурильской островодужной системы</i>				
Раннешикотанский пояс, K <sub>1</sub> alb – K <sub>2</sub> san				
23	Базальт	1	B-105	105
24	Базальт	1	B-94	94
25	Базальт	1	B-94	94
26	Пиллоу-базальт	1	B-88	88
27	Базальт	1	B-84	84
28	Андезитобазальт	1	B-82	82
29	Андезитобазальт	1	B-82	82
30	Андезитобазальт	1	B-82	82

Матакотанский пояс (фронтальная зона), $K_2, \text{cmp}_2 - \text{Pg}, \text{dan}$				
1	2	3	4	5
31	Андезитобазальт	1	В-77	77
32	Андезитобазальт	1	В-76	76
33	Базальт	1	В-75	75
34	Базальт	1	В-68	68
35	Базальт	1	В-67	67
Позднешикотанский пояс (фронтальная зона), $K_2, \text{maa} - \text{Pg}$				
36	Андезит	1	В-70	70
37	Андезитобазальт	1	В-69	69
38	Базальт	1	В-67	67
39	Андезит	1	В-61	61
40	Базальт	1	В-59	59
41	Монцодолерит, дайка	1	В-59	59
42	Оливиновый габбронорит	1	В-62	62
43	Монцогаббро	1	В-56	56
44	Габбронорит	1	В-55	55
Единая тыловая высококалевая зона Матакотанского и Позднешикотанского поясов, $K_2, \text{maa} - \text{Pg}, \text{dan}$				
45	Шошонитовый базальт	1	В-71	71
46	Субкалевый базальт	1	В-69	69
47	Шошонитовый долерит	1	В-68	68
48	Анальцимовый монзонит	1	В-63	63
49	Монзонит	1	В-62	62
50	Ортоклазовый габбронорит	1	В-61	61
51	Шошонитовый долерит	1	В-61	61
ПОЯСА НА СТРУКТУРАХ КАМЧАТСКО-КАШЕВАРОВСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЛИНЕАМЕНТА				
Алисторский трансформно-офиолитовый пояс, $\text{PZ}_3 - \text{T}$				
52	Плагиогаббро	13	А-297,6	297,6
Камчатско-Кашеваровский пояс, $K_1, \text{vlg} - K_1, \text{tur}$				
53	Плагиогранит	18	Б-134, Б-133, Б-134	134
54	Плагиограниты (5 обр.)	2	Rb-Sr изохрона	137±16
55	Кварцевые диориты (5 обр.)	2	Rb-Sr изохрона	116±8
56	Плагиограниты (6 обр.)	2	Rb-Sr изохрона	111±25
57	Диорит	4	Б-116, А-113, К-102	110,3
58	Гранодиорит	4	А-102, Б-101, К-96	99,7
59	Гранодиорит	16	В-114,4	114,4
60	Кварцевый диорит	5	Б-121, А-115	118
61	Кварцевый диорит	5	В-101	101

1	2	3	4	5
62	Гранодиорит	5	П-95,4; П-93,5	94,5
63	Кварцевый диорит	7	В-122	122
64	Риолит	7	В-113	113
65	Сиенитовый порфирит	7	В-105	105
66	Гранодиорит	7	В-102	102
67	Гранодиорит	7	В-95	95
Макаровский пояс, К, смр <sub>1</sub>				
68	Гранодорит	3	А-83, Б-77	80
69	Габбро	4	В-79,7	79,7
70	Гранодиорит	5	Б-83, К-83, А-75	80,3
<i>Пояса Восточно-Сахалинской островодужной системы</i>				
Шельтингский пояс, J <sub>3</sub> – K, vlg				
71	Габбронорит	13	В-143,7	143,7
72	Риолит	13	В-140,4	140,4
73	Плагιοграббро	13	В-160	160
74	Зеленые сланцы		М-148	148
75	Набильского субтеррейна		М-131	131
Шмидтовский пояс, K, alb – K, tur				
76	Дацит	13	В-100	100
77	Базальт, дайка	13	В-97	97
78	Гранодиорит	15	В-87	87
Учирский пояс, K <sub>2</sub> смр-маа				
79	Габбронорит	13	В-75,6	75,6
80	Базальт, дайка	13	В-74	74
81	Базальт	14	А-72	72
82	Конгодиабаз, дайка	13	В-67	67
ПОСТАККРЕЦИОННЫЕ ПОЯСА ОХОТСКО-КУРИЛЬСКОГО БАССЕЙНА				
Трансохотоморский пояс, K, смр <sub>2</sub> – Pg <sub>2</sub>				
83	Гранит	6	П-75,8; П-74,6	75,2
84	Гранодиорит	6	В-78, К-61	69,5
85	Гранодиорит	6	В-68	68
86	Плагιοгриолит	6	В-57	57
87	Базальт	7	В-61	61
88	Гранодиорит	4	А-69, К-60	64,5
89	Граниты (2 обр.)	4	В-47,7; В-46	47
90	Гранодиориты (2 обр.)	3	В-53; В-45	49
Протокурильский пояс, Pg <sub>2,3</sub>				
91	Базальт, дайка	1	В-47	47
92	Базальт, дайка	1	В-45	45
93	Базальт	12	В-42	42
94	Андезит	7	В-45	45
95	Андезит	7	В-35	35

**Примечание.** 1 – по [Васильев, 1980]; 2, 3, 7-9 – по [Говоров и др., 2000]; 4 – по [Аверьянов, 1987]; 5 – по [Васильев и др., 1985]; 10, 17, 19-22, 61, 62, 83, 86 – по [Геодекян и др., 1976]; 11, 12, 85 – по [Корнев и др., 1982]; 14, 59, 69, 89 – по [Леликов, Маляренко, 1994]; 23, 24, 26-28, 31-35, 38-51, 92 – по [Говоров и др., 1983; Говоров, 2000]; 25, 29, 30, 36, 37 – по [Парфенов и др., 1983]; 53 – по [Кулюльский..., 1990]; 54-56 – по [Виноградов, Григорьев, 1994]; 71, 72, 76, 77, 79, 80, 82 – по [Высоцкий, Говоров и др., 1998]; 74, 75 – по [Ханчук, 1993]; 78 – по [Разницын, 1982]; 90 – по [Гнибиденко, Ильев, 1976]; 91 – по [Голионко, 1992]; 18, 52, 63, 64, 66, 73, 81 – выполнены в ДВГИ ДВО РАН по образцам из коллекций Г.И.Говорова, аналитики А.В.Игнатьев и С.А.Бойко; 65, 67, 93-95 – выполнены в ИГЕМ РАН по образцам из коллекций Г.И.Говорова, аналитик М.М.Аракелянц, 4, 54-56 – Rb-Sr датирование; остальные – K-Ar датирование. Характер пробы обозначен буквой: В – валовая, Б – биотит, М – мусковит, А – амфибол, К – калиевый полевой шпат, П – полевые шпаты; число после буквы – абсолютный возраст пробы в млн. лет.

Номера районов отбора проб соответствуют номерам районов, показанных на рис. 18. Для района N 1 (о-ва Малой Курильской гряды) пробы отбирались: 39 – о. Анучина; 47-51 – о. Танфильева; 5, 23-38, 40-46, 91, 92 – о. Шикотан, в том числе 5, 23-25, 27-30, 36-38, 40, 41, 43 – Тихоокеанское побережье острова (5- мыс Край Света; 23, 24, 27, 28 – эффузивное плато между бухтами Церковная и Горбунок; 38 – бух. Церковная; 40 – бух. Снежкова; 41 – п-ов Димитрова; 43, 92 – бух. Димитрова); 26, 32, 34, 35 – охотоморское побережье острова (26 – южный берег бух. Крабовой, 32 – горловина бух. Отрадной, 34 – бух. Хромова, 35 – бух. Малокурильская); 31 – гора Томари; 33 – гора Ноторо; 42, 91 – подножье юго-западного склона горы Крайней; 44 – юго-западное побережье острова; 45 – блок малокурильской свиты в меланжево-олистостромовом комплексе в бух. Цунами; 46 – гора Шикотан. Результаты датирования по образцам 1, 5, 14, 59, 69, 89, 90 носят оценочный характер, так как анализы выполнены без применения методики изотопного разбавления. Амфибол (52) и биотит (73) выделены из одной пробы плагиагabbr. Результаты датирования по пробам 73, 74, 75 указывают на время тектоно-магматического становления Шельтинской дуги, но сами породы не относятся к магматическому комплексу одноименного пояса. Латинские символы, указывающие возраст пояса, даны по [Шкала геологического..., 1985].

тута океанологии, залегает на неровной поверхности акустического фундамента и достигает мощности 2,5 км. Кора впадины считается либо субконтинентальной [Гнибиденко, 1979], либо субокеанической [Разницын, 1982] в зависимости от интерпретации сейсмических данных разными исследователями. Автор придерживается второй точки зрения.

В северной части Охотского моря в юго-восточном направлении протягивается на расстоянии около 700 км обширное овалообразное *поднятие Охотского свода*. Ширина его по изопаките осадочного чехла в 1 км составляет около 200 км. От впадины Северной поднятие ограничено глубинным Северо-Охотским разломом [Гнибиденко, 1979], а на юго-западе кромка свода плавно погружается под толщу (мощность осадков местами достигает 4-5 км) Кашеваровского прогиба. С выходов акустического фундамента на юго-востоке Охотского свода были драгированы известково-щелочные магматиты (эффузивы среднего состава, гранитоиды) и песчаники, вмещающие сеноман-туронские иноцерамы [Корнев и др., 1989; Похиалайнен, 1989]. Для магматических пород нет корректных определений абсолютного возраста,



Наиболее древняя оценочная цифра ("объемный" К-Аг метод) – 138 млн. лет [Корнев и др., 1989] (см. рис. 16).

Далее на юго-восток расположено *Большерецкое поднятие* (юго-западное ответвление данной структуры также называют валом Лебеда), плавно погружающееся под кайнозойские образования Южной Камчатки [Гнибиденко, 1979] и, вероятно, острова Парамушир. В районе Усть-Большерецка (Южная Камчатка) на глубине 534 м бурением вскрыты амфиболовые габброиды, принадлежащие кровле фундамента поднятия. Выходы акустического фундамента на валу Лебеда представлены песчаниками и глинистыми сланцами. Других сведений о составе и возрасте магматических и прочих литифицированных пород поднятия нет. По-видимому, глубоко погребенный юго-восточный участок Большерецкой морфоструктуры слагает основание Камчатского полуострова (к югу от Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций) и северного фланга Северо-Курильского поднятия.

Обобщая результаты сейсмического профилирования, Г.С. Гнибиденко [1979] выделил наиболее крупную линейную тектоническую структуру дна Охотского моря – *вал Кашеварова*. Вал Кашеварова протягивается на юго-восток от северного берега до центральной части Охотского моря на расстояние более 900 км через выступы фундамента банок Ионы и Кашеварова. От прилегающих структур вал отделен глубокими компенсированными прогибами (мощность рыхлых отложений достигает 4-5 км) Кашеварова и Ионы. Ширина вала – 40-60 км, а в раздувах структуры (поднятия Ионы и Кашеварова) – 100-120 км.

На протяжении 500 км от возвышенности Ионы до юго-восточной оконечности вал хорошо опробован. Помимо магматических (изотопный возраст апт-эоцен), были драгированы метаморфические и осадочные породы. Среди последних оказались слабо метаморфированные (зеносланцевая фация) алевроаргиллиты, вмещающие раковины двустворчатых моллюсков, относящихся к позднеюрской бореальной группе *Monotis ochotica* (Keys.). Станция драгирования была выполнена на южном склоне возвышенности Кашеварова. Ю.М.Бычков с соавторами [1989] приводят детальное обоснование местного (*in situ*) происхождения вмещающих фауну алероаргиллитов.

Среди метаморфических пород эпидот-амфиболитовой фации на банке Кашеварова обнаружены гранат-биотит-мусковитовые плагиогнейсы и гранат-биотит-амфиболовые гнейсы аналогичные плагиогнейсам и кристаллосланцам малкинской серии (PZ<sub>2-3</sub>) Срединнокамчатского массива [Авченко и др., 1987]. Сходство отмечается по химическому составу минералов и, особенно, по уникальным футлярообразным гранатам –

составу оболочек последних и содержанию их ядер. Подобного не обнаружено в береговых метаморфических массивах Охотского моря – Омолонском, Тайгоносском и Охотском.

Изложенные выше данные позволяют говорить о едином в прошлом субмеридиональном линейном *Камчатско-Кашеваровском поднятии*, разорванном на сегменты, которые были смещены по широте друг относительно друга более чем на 1000 км по *Северо-Охотскому разлому*.

До недавнего времени почти не было достоверных изотопных данных по возрасту супрасубдукционных интрузий плагиогранитов и гранодиоритов (датирование проводилось преимущественно К-Аг методом), прорывающих метаморфические стратифицированные образования домезозойских [Ханчук, 1985; Марченко, 1975] колпаковской и малкинской серий *Срединнокамчатского кристаллического массива*, представляющего собой южный сегмент *Срединнокамчатского поднятия*. В соответствии с интерпретацией материалов В.И.Виноградова и В.С.Григорьева [1994], в позднем сеноне - раннем палеогене на юге Срединного хребта отмечается пик тектоно-метаморфической и магматической активности. Период активности в Срединнокамчатском массиве был отражением, по мнению автора, сложных процессов аккреции и дальнейшего формирования близрасположенной к востоку Валагинской субдукционной системы, что привело, по-видимому, к полной либо частичной аргоновой дегазации всех допозднемеловых образований и объясняет низкую информированность К-Аг метода датирования для последних (результаты датирования как магматических, так и вмещающих домезозойских метаморфических пород группируются, как правило, в районе рубежа мела и палеогена [Лебедев, 1967]).

Более корректное, в данном случае, Rb-Sr изохронное датирование [Виноградов, Григорьев, 1994] выявило наряду с позднемеловыми также альбские, аптские и валанжинские интрузивы в Срединнокамчатском массиве.

Таким образом, для поднятий Срединнокамчатского и вала Кашеварова можно предполагать геотектоническое развитие в единой линейной структуре со среднего-позднего палеозоя (единый тип малкинского метаморфизма однотипных осадочных пород для обоих поднятий) до конца раннего мела (одновозрастные супрасубдукционные магматиты, см. рис. 16). В позднем триасе эта единая структура находилась в зоне умеренных либо высоких широт северного полушария Земли (*Monotis ochotica* в отложениях вала Кашеварова).

Прослеживая структуру вала Кашеварова в центральной части Охотского моря, Г.С. Гнибиденко [1979] выявил выступ акустического фундамента, связывающий юго-восточную оконечность вала с *поднятием Института океанологии*. С выходов акустического фундамента и уступов под-

нятия драгированы магматические породы раннеапт-раннесеноманского и раннекампанского возрастов. Подняты также теригенные и метаморфические породы. Метаморфические образования представлены пара- и ортопородами низких (максимум – зеленосланцевая фация) ступеней метаморфизма [Геодекян и др., 1976].

Далее на юго-восток через цепь локальных воздыманий фундамента под рыхлыми отложениями поднятие Института океанологии связано с южным флангом *Северо-Курильского поднятия*, несущего на себе действующий вулканический пояс Северных Курильских островов. В результате деятельности последнего структура поднятия оказалась почти полностью укрыта миоцен-современным вулканогенно-осадочным чехлом. Достоверно установленные допозднекайнозойские образования драгированы на юге поднятия (осевая зона подводного хребта Витязя и крутые склоны глубоководного пролива Крузенштерна) и представлена вулcano-плутонической ассоциацией пород баррем-раннесеноманского и палеогенового возрастов (см. рис. 16) Северный фланг Северо-Курильского поднятия, как обсуждалось выше, по-видимому, является фрагментом Большерецкого поднятия, поэтому в дальнейшем под Северо-Курильским поднятием в настоящей работе разумеется только южная его половина.

Обширное *поднятие Академии наук СССР* простирается в широтном направлении на расстояние 400 км при ширине, достигающей 300 км. На юге и юго-востоке склоны поднятия переходят в борта Южно-Охотской глубоководной впадины, на севере структура обрамляется Макаровским прогибом.

Поднятие Академии наук – одна из самых изученных подводных структур Охотского моря. Наиболее результативными по драгированию и дальнейшему изучению магматических пород были морские геолого-геофизические экспедиции научно-исследовательских судов "Витязь" (53 рейс, 1972 г.), "Дмитрий Менделеев" (13 рейс, 1974 г.) [Геодекян и др., 1976; Гнибиденко, 1979], "Пегас" (21 рейс, 1980 г.) [Красный и др., 1981], "Каллисто" (15 рейс, 1981 г.) [Васильев и др., 1984, 1985, 1986]. В каждом из них с северного (интервал глубин драгирования – 1320-1030 м) и южного (интервал глубин – 2800-1200 м) склонов поднятия на нескольких станциях было поднято около или более тонны коренных глыб, щебня и гальки, более трех четвертей из которых представлены магматическими породами. Преобладающая, как правило, в драгах галька полностью соответствует по составу коренным угловатым глыбам и щебню, что свидетельствует о "местном" источнике окатанного материала и позволяет исключить версию ледового разноса [Красный и др., 1981]. Коренные породы поднятия представлены эффузивами основной, средней и кислой групп, кварцевыми диоритами, диоритами, монцонитами, гранодиоритами, гранитами, осадочными (песчаники, алевролиты)

и метаморфическими (зеленые сланцы, гранитогнейсы) породами. Подчиненное значение имеют габброиды, сиениты. Среди эффузивов базальтоиды (базальты, андезитобазальты, диабазы), андезитоиды и кислые породы находятся примерно в равных соотношениях. Среди интрузивных пород преобладают гранодиориты, кварцевые диориты, граниты. На северных склонах вулканические и плутонические породы находятся примерно в равных соотношениях, на южных – вулканиды преобладают над плутонитами.

По оценке Е.П. Леликова и А.И. Маляренко [1994], вмещающими породами для интрузий как северной, так и южной частей возвышенности Академии наук являются терригенные и вулканические толщи, в состав которых входят песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и различные эффузивы, при преобладании терригенной составляющей в северной части поднятия и вулканогенной – в южной. Большая часть пород претерпела контактово-термальное метаморфизм, выразившийся в ороговикании и биотитизации осадочных пород и зеленокаменном изменении (вплоть до биотитизации) – эффузивных.

Давление (около 0,25 кбар), при котором кристаллизовались гранитоидные магмы поднятия, было получено [Леликов, Маляренко, 1994] по амфиболовым геобарометрам [Hollister et al., 1987; Johnson et al., 1989]. Это соответствует гипабиссально-субвулканическому уровню кристаллизации гранитоидов и хорошо согласуется с обилием совместно драгируемых вулканических пород. Очевидно, что последние вместе с интрузивными разностями составляют естественные (комагматичные) вулcano-плутонические ассоциации.

По щелочно-известковому индексу Пикока (58-60) гранитоиды поднятия относятся к известково-щелочной тихоокеанской серии [Леликов, Маляренко, 1994]. Другие особенности химизма данной вулcano-плутонической ассоциации – боуэновский тренд эволюции магм, умеренный уровень содержания щелочей, низкие и умеренные концентрации титана и циркония – свидетельствуют о принадлежности как эффузивных, так и интрузивных пород к магматитам андезитового ряда, характерным для надсейсмофокальных магматических поясов островных дуг и активных континентальных окраин современной и древней Пацифики.

При исследовании нормативных составов гранитоидов поднятия Е.П. Леликовым и А.Н. Маляренко [1994] на диаграмме альбит-анортит-ортоклаз (рис. 17) установлено закономерное увеличение ортоклазовой (калиевой) относительно альбитовой (натриевой) составляющей в группе пород северной части поднятия по сравнению с породами южной части, что может свидетельствовать о северном падении палеосейсмофокальных зон под магматические пояса Академической структуры.

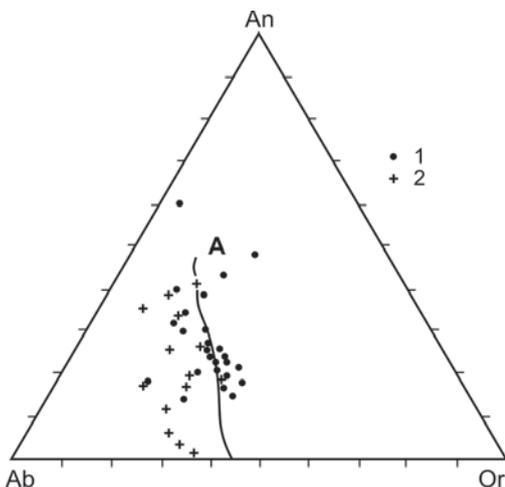


Рис. 17. Диаграмма Ab-An-Or для гранитоидов поднятия Академии наук, по [Леликов, Маляренко, 1994]. Гранитоиды северной (1) и южной (2) частей структуры

изверженных пород, позволяет говорить о формировании нескольких разновозрастных магматических поясов на поднятии Академии наук.

*Южно-Курильское поднятие* простирается в востоко-северо-восточном направлении от полуостровов Сиретоко и Немуро (о. Хоккайдо) до глубоководного пролива Буссоль на расстояние около 700 км. Как обсуждалось ранее, структура поднятия прорвана магматитами шести поясов, причем сейсмофокальная зона Матакотанского пояса (поздний кампан – даний) в отличие от остальных падала в обратном (южном) направлении. Деятельность палеопоясов поднятия охватывала триас-палеоценовую эру, а по результатам оценочного датирования пород, распространялась и на поздний палеозой (см. табл. 2, рис. 16).

В соответствии с принципами выделения магматических поясов, изложенными ранее, все известные результаты изотопного датирования пород подводных и наземных консолидированных выступов структур Охотско-Курильского бассейна сгруппированы и представлены в табл. 2 и на рис. 16. Как видно на схеме магматических поясов всего Охотоморского региона (рис. 18), в пределах бассейна выявлено 10 разно- и разновозрастных магматических поясов, формировавшихся в позднепалеозойско-ранекайнозойское

С охотоморского склона острова Симушир (*Центрально-нокурильское поднятие*) драгированы пермотриасовые и сеноманские гранодиориты (см. табл. 2). Сеноманские гранитоиды не встречаются на Южно-Курильском поднятии, а триасовые – на Северо-Курильском. Поэтому центральнокурильский (симуширский) гранитонесущий блок земной коры является, по-видимому, осколком поднятия Академии наук, которое было фрагментировано при раскрытии Южно-Охотской впадины в миоцене.

Значительный период времени (поздняя пермь – палеоцен, см. рис. 16), включающий изотопные метки

время над 8-ю различными зонами ортогональной субдукции.

Последние, в свою очередь, объединяли 8 поднятий региона в разное время в различных сочетаниях в единые линейно-дуговые структуры – структурно-тектонические линеаменты. Фрагменты двух наиболее крупных и наиболее древних таких структур – Южно-Охотоморского и Камчатско-Кашеваровского первичных палеолинеаментов – в настоящее время составляют коллизийное ядро Охотоморского региона.

В данной работе под первичным структурно-тектоническим линеаментом понимается группа структур (поднятий, как правило), объединяемых по признакам их генетической принадлежности к единому конвергентному, дивергентному либо трансформному плитному разделу, наиболее древнему для данного региона. Другими словами, тектонический палеолинеамент – это совокупность фрагментов (морфоструктур) древней островной дуги, трансформного разлома либо спрединггового центра. В ходе тектонической эволюции верхней оболочки планеты единая структура тектонического палеолинеамента может подвергнуться дисперсии на отдельные блоки, которые в дальнейшем перемещаются в пространстве и становятся фундаментом для более молодых магматических дуг (поясов). Поэтому, в современном залегании ископаемые тектонические линеаменты распознаются, прежде всего, по проявлениям древних близковозрастных магматических пород, приуроченных к однотипным границам литосферных плит. Восстановление единой линейно-дуговой структуры магматической дуги из фрагментов какого-либо магматического пояса помогает, таким образом, реконструировать в пространстве и времени ископаемые границы литосферных плит.

**Южно-Охотоморский палеолинеамент** состоит из поднятий Южно-Курильского и Академии наук, а также предположительно Охотского и Большерецкого поднятий; общая протяженность объединенной структуры – около 2500 км. Палеолинеамент соответствует *Южно-Охотоморскому магматическому поясу*, проявлявшему активность с позднего палеозоя до валанжина.

По палеомагнитным данным [Голионко, 1992; Баженов и др., 1984; и др.], в поздне меловую эпоху Южно-Курильское поднятие имело субширотное простирание и находилось на 34-36° с.ш. Вместе с тем, на всем Южно-Охотоморском линеаменте со 134 до 105 млн. лет тому назад отмечается перерыв в магматической активности. В этот отрезок времени мегаплита Кула, занимавшая пространство Северо-Западной Пацифики, двигалась в северо-северо-западном направлении со скоростью не менее 20 см/год [Engelbretson et al., 1985]. То есть, амагматичный Южно-Охотоморский блок, включенный в структуру плиты Кула, преодолел за это время расстояние не менее 5000 км и находился в конце валанжина где-то в экваториальной зоне. Здесь же Южно-Охотоморский линеамент, по-видимому, располагался в течение

позднего палеозоя - начала валанжина в составе одноименной стационарной ортосубдукционной магмопродуктивной системы.

Северный сегмент субмеридионального **Камчатско-Кашеваровского палеолинеамента** включает в себя поднятия Срединнокамчатское, вала Кашеварова, Института океанологии, Северо-Курильское и прослеживается на расстояние более 2600 км. Северный сегмент палеолинеамента, находившийся в триасе и позднее в высоких широтах (норийские бореальные моно-тисы банки Кашеварова), соответствует *Камчатско-Кашеваровскому магматическому поясу*, действовавшему в валанжине-туроне (см. рис. 16).

Ниже будет показано, что линеament простирался до экваториальной зоны и в палеозойско-среднемезозойское время поэтапно развивался в спрединговом, трансформном и кососубдукционном режимах, включая в себя Восточно-Сахалинское поднятие в качестве южного сегмента.

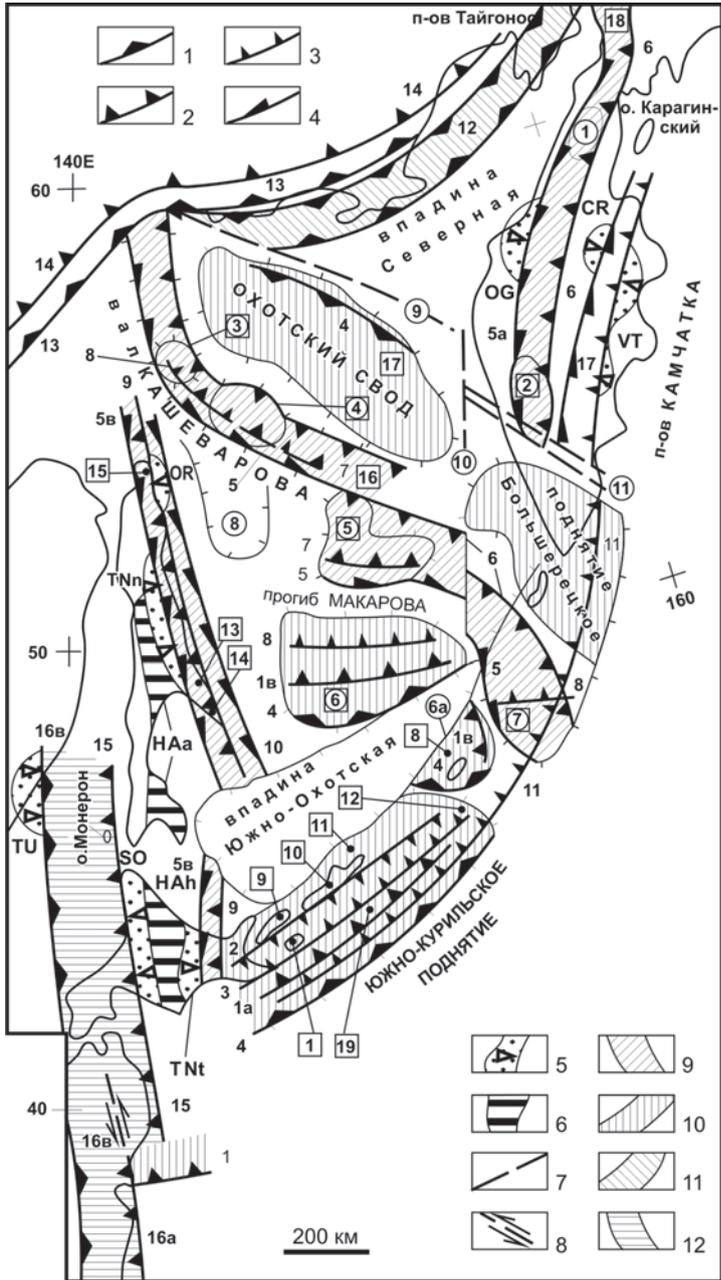
На схеме магматических поясов (рис. 18) хорошо просматривается коллизионная структура Северного Охотоморья: столкновение стационарного магмопродуктивного Камчатско-Кашеваровского линеамента с движущимся амагматичным Охотско-Большерецким блоком и последующим внедрением последнего в пределы Палеоохотского бассейна. При этом поперечное смещение Камчатско-Кашеваровского линеамента по Северо-Охотскому разлому достигло более 1000 км.

Кроме упомянутых выше (1) Южно-Охотоморского (поздний палеозой – валанжин) и (2) Камчатско-Кашеваровского (валанжин-турон), в Охотско-Курильском бассейне предлагается также распознавать еще 8 магматических поясов: (3) Раннешикотанский (поздний альб – ранний сенон), (4) Академический (поздний альб – ранний сенон), (5) Матакотанский (поздний кампан – даний), (6) Позднешикотанский (маастрихт-палеоцен), (7) Макаровский (ранний кампан), (8) Трансохотоморский (поздний кампан – средний эоцен), (9) Протокурильский (средний эоцен – олигоцен) и (10) Курильский (миоцен-квартер).

*Раннешикотанский пояс* (поздний альб - ранний сенон) локализован в пределах осевой Малокурильской зоны Южно-Курильского поднятия и входит в многопоясную структуру Малокурильской палеостроводужной системы, которая будет описана в следующих главах.

*Академический пояс* (поздний альб - ранний сенон), расположенный на поднятии Академии наук, формировался синхронно с Раннешикотанским поясом над одной с ним зоной субдукции, падающей на север.

Раннешикотанский и Академический пояса являются, по-существу, сегментами единого *Шикотанско-Академического пояса* и разделены при описании ввиду устоявшейся в литературе традиции (в пределах поднятия Академии наук достаточно давно выделяется самостоятельная меловая



**Рис. 18.** Схема фанерозойских магматических поясов (дуг) Охотоморского региона.

1-3 – надортосубдукционные магматические пояса (вершины треугольников показывают полярность пояса, а изверженные породы поясов могут быть распространены на всей площади поднятий, в ареале которых показана линия пояса): 1 – с домеловым началом активного периода, 2 – внутримелового времени действия, 3 – позднемелового-палеогенового и палеогенового времени действия; 4 – надкососубдукционные магматические пояса; 5 – террейны аккреционных клиньев, причлененных к магматическим дугам в процессе субдукции и включающих блоки внутрокососубдукционных комплексов пород (острые вершины треугольников показывают полярность террейнов); 6 – террейн Хидака-Анивской сутуры (HAn – Хидака-субтеррейн, HAn – Анивский субтеррейн); 7 – разломы; 8 – раннеальбский левосторонний сдвиг с амплитудой 300-400 км; 9-12 – первичные структурно-тектонические палеолинеаменты (распознаются по проявлениям наиболее древних разновозрастных надсубдукционных и синтрансформных магматических поясов): 9 – Камчатско-Кашеваровский (трассируется позднепалеозойско-триасовым Алисторским трансформно-офиолитовым поясом, положение которого соответствует штриховке Камчатско-Кашеваровского линеамента), 10 – Южно-Охотоморский (трассируется Южно-Охотоморским поясом), 11 – Тайгоносский, 12 – Абакума-Китаками-Монеронский (трассируется поясами Абакума и Китаками-Монеронским).

Цифрами обозначены магматические пояса: 1 – Шикотанско-Академический, K<sub>1</sub>alb – K<sub>2</sub>san (1a – Раннешикотанский, 1b – Академический); 2 – Матакотанский, K<sub>2</sub>cmp<sub>2</sub> – Pg<sub>dan</sub>; 3 – Позднешикотанский, K<sub>2</sub>maa – Pg<sub>1</sub>; 4 – Южно-Охотоморский, PZ<sub>3</sub> – K<sub>1</sub>vlg; 5 – Квахонско-Шельтингский, J<sub>2</sub> – K<sub>1</sub> (5a – Квахонский; 5b – Шельтингский, J<sub>3</sub> – K<sub>1</sub>vlg); 6 – Камчатско-Кашеваровский, K<sub>1</sub>vlg – K<sub>2</sub>tur; 7 – Макаровский, K<sub>2</sub>cmp<sub>1</sub>; 8 – Трансохотоморский, K<sub>2</sub>cmp<sub>2</sub> – Pg<sub>2</sub>; 9 – Шмидтовский, K<sub>1</sub>alb – K<sub>2</sub>tur; 10 – Учирский, K<sub>2</sub>cmp – maa; 11 – Курильский, N-Q, и Протокурильский (исключая Центральнокурильский сегмент), Pg<sub>2,3</sub>; 12 – Тайгоносский, PZ<sub>3</sub> – K<sub>1</sub>n; 13 – Удский, J<sub>2</sub> – K<sub>1</sub>n; 14 – Охотский, K<sub>1</sub>alb – K<sub>2</sub>tur; 15 – Китаками-Монеронский, K<sub>1</sub>; 16 – Абакума, J<sub>3</sub> – K (16a – Абакума-Тихоокеанский, K<sub>1</sub>alb-K<sub>2</sub>; 16b – Абакума-Ниппонский, J<sub>3</sub> – K; деление на подпояса – условное); 17 – Валагинский, K<sub>2</sub>cmp – Pg. Латинские символы, обозначающие возраст поясов, даны по [Шкала геологического..., 1985]. Цифрами в кружках обозначены тектонические элементы – 1-7 – поднятия: 1 – Лесновское, 2 – Срединнокамчатского кристаллического массива, 3 – Ионы, 4 – Кашеварова, 5 – Института океанологии, 6 – Академии наук СССР, 6a – Центральнокурильское, 7 – Северо-Курильское; 8 – впадина Дерюгина; 9 – Северо-охотский разлом; 10 – Прикамчатский разлом; 11 – Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций.

Цифрами в квадратах обозначены места и районы отбора проб и исследований: 1 – острова Малой Курильской гряды (Шикотан, Полонского, Зеленый, Юрий, Танфильева, Анучина); 2-7 – соответствуют структурам поднятий, перечисленных выше; 8 – охотоморский склон о-ва Симушир; 9 – о-в Кунашир, оз. Длинное; 10 – о-в Итуруп, оз. Лебединое; 11 – охотоморский склон о-ва Итуруп; 12 – южный борт глубоководного пролива Буссоль по оси Южно-Курильского поднятия; 13 – Восточный Сахалин, район мыса Шельтинга; 14 – Восточный Сахалин, мыс Беллинсгаузена; 15 – восточное побережье п-ова Шмидта (о-в Сахалин), гора Кручинная; 16 – юго-восточная оконечность вала Кашеварова; 17 – северо-восточная часть Охотского свода; 18 – Таловские горы, р. Ганкувая (Кулюльский офиолитовый массив); 19 – тихоокеанский склон Южно-Курильского поднятия.

Террейны аккреционных клиньев магматических дуг: CR – Кротонский, VT – Ветловский, OG – Омгонский, OR – Орлинский, SO – Сорачи, TN – Токоро-Набильский (TNn – Набильский субтеррейн, TNt – субтеррейн Токоро), TU – Таухинский.

Изотопный возраст изверженных пород магматических поясов приведен в табл. 2

островная дуга [Геодекян и др., 1976; Гнибиденко, Ильёв, 1976; и др.]).

*Магматические пояса Матакотанский* (поздний кампан - даний) и *Позднешикотанский* (маастрихт-палеоцен) развивались почти одновременно в рамках Малокурильской островодужной системы на Южно-Курильском поднятии над встречно падающими зонами субдукции [Говоров, 1996, 2000].

Магматические породы короткоживущего раннекампанского *Макаровского пояса* драгированы с поднятий вала Кашеварова и Института океанологии. Океанологическая структура становится амагматичной, очевидно, в результате столкновения с двигавшимся с юга поднятием Академии наук.

После упомянутого события южнее Академической морфоструктуры формируется новая зона субдукции и начинается деятельность *Трансохотоморского пояса* (поздний кампан - средний эоцен), магматические породы которого драгированы на поднятиях Северо-Курильском, Академии наук и вала Кашеварова.

47-45 млн. лет тому назад прекращается магматическая активность внутренних структур завершившего коллизию Охотоморского геоблока. С тихоокеанской стороны геоблока формируется новая зона субдукции и начинается деятельность *Протокурильского магматического пояса* (средний - поздний палеоген), породы которого встречаются на Большерецком, Северо- и Южно-Курильском поднятиях.

В процессе задугового раскрытия Южно-Охотской глубоководной впадины в раннем миоцене [Рождественский, 1993] происходит выполаживание субдукционной зоны Протокурильской системы и смещение главного магматического фронта в тыловую область на место миоцен-современного *Курильского магматического пояса*, дислоцированного в пределах Большешкурильского наложенного поднятия, объединяющего Южно-Курильскую, Северо-Курильскую, Большерецкую и вновь образованную Центральнокуюрильскую морфоструктуры.

В раннем миоцене после раскрытия Южно-Охотской впадины Охотоморский регион приобретает современные очертания (см. рис. 18).

Таким образом, в пределах Охотско-Курильского бассейна выделено 10 супраортосубдукционных магматических палеопоясов, проявлявших активность в позднепалеозойско-кайнозойскую мегаэру. Составлена схема их расположения на структурах региона. Шесть магматических поясов – (1) Южно-Охотоморский, (2) Камчатско-Кашеваровский, (3) Шикотанско-Академический, (4) Макаровский, (5) Трансохотоморский и (6) Протокурильский выделены впервые.

Более подробная характеристика магматических поясов Охотско-Курильского бассейна и его континентально-островного обрамления представлена в следующих главах.

## ГЕОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ НА СТРУКТУРАХ ОХОТСКО-КУРИЛЬСКОГО БАССЕЙНА

Хаотический коллаж подводных поднятий (включая наземное Срединнокамчатское) региона с углублением в геологическое прошлое постепенно "разворачивается" в две линейно-дуговые структуры – Южно-Охотоморскую и Камчатско-Кашеваровскую. Наиболее древний специфический магматизм четко их индивидуализирует, относительно молодые позднесенонско-палеогеновые постаккреционные магматические пояса фиксируют этапы дисперсии и последующей коллизии фрагментов этих двух структур в единый Охотоморский геоблок (супертеррейн).

### 3.1. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА ЮЖНО-ОХОТОМОРСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПАЛЕОЛИНЕАМЕНТА

#### 3.1.1. Южно-Охотоморский магматический пояс

Магматические породы впервые выделяемого [Говоров, 1996; Говоров и др., 2000] *Южно-Охотоморского\** магматического пояса широко распространены на поднятиях Южно-Курильском и Академии наук. На основании косвенных данных (тектоническое положение, сходный облик морфоструктур, драгирование гранитов с абсолютным возрастом 138 млн. лет, см. табл., 2) в структуру магматической дуги включены также Охотское (Охотский свод) и Большерецкое поднятия. Суммарная протяженность Южно-Охотоморского пояса около 2500 км. Выявленная Е.П.Леликовым и А.Н.Маляренко [1994] петрохимическая зональность гранитоидов на поднятии Академии наук (см. главу 2) свидетельствует о северной полярности пояса. По корректным изотопно-геохронологическим данным, время действия пояса – весь мезозой - валанжин, однако, есть и карбоновые (327 млн. лет) оценочные датировки гранитоидов, драгированных с тихоокеанского склона Южно-Курильского поднятия [Васильев, 1980]. Поэтому, с учетом пермской радиологической метки биотита из гранодиорита (256 млн. лет; см.

---

\*В работах [Говоров, 1996; Говоров и др., 2000] Южно-Охотоморский пояс назван Восточно-Охотоморским.

табл. 2, № 9), есть основания предполагать, что супрасубдукционная активность пояса началась в позднем палеозое.

Первые корректные данные о раннемезозойских гранитах, драгированных со дна Охотского моря на поднятии Академии наук появились после 13 рейса НИС «Дмитрий Менделеев» [Геодекян и др., 1976]. Впоследствии были опубликованы материалы экспедиций ДВО РАН по драгированию подводных склонов Южных и Центральных Курильских островов [Гнибиденко и др., 1980; Васильев и др., 1984, 1985; и др.], а сахалинским геологом И.П.Аверьяновым [1987] на островах Кунашир и Итуруп (Большая Курильская гряда) были впервые обнаружены крупноглыбовые развалы гранитоидов, сходных по составу и возрасту с драгированными.

В табл. 3 приведены химические составы магматитов. Изученные породы в основном представлены серией биотит-амфиболовых массивных среднезернистых гранитоидов – кварцевых диоритов (ан. 5), гранодиоритов (ан. 3, 7), гранитов (ан. 6,9,10). Сложены они зональным андезино-олигоклазом, буро-зеленой роговой обманкой, коричнево-бурый биотитом, кварцем и бесцветным (высокотемпературным) ортоклазом в разных количественных соотношениях в зависимости от кремнекислотности пород. На острове Кунашир обнаружены также двуслюдяные плагиограниты (ан. 1,2), которые сложены идеоморфным олигоклазом и ксеноморфными агрегатами биотита, мусковита и кварца; биотит существенно преобладает над мусковитом, ортоклаз практически отсутствует. Невысокие содержания щелочных металлов, циркония, ниобия, а также умеренная и низкая железистость (боуэновский тренд эволюции магм) говорят о принадлежности гранитоидов к известково-щелочной петрохимической серии активных континентальных окраин и островных дуг. Кроме гранитоидов на поднятии Академии наук драгированы также титон-валанжинские базальты и дациты (табл. 3, ан. 8; табл. 2, № 11,12) [Корнев и др., 1982].

Магматическая деятельность пояса прекратилась примерно 135 млн. лет тому назад в результате столкновения с Кула-Тихоокеанской спрединговой системой, а первые признаки коллизии Южно-Курильского блока с Китаками-Монеронской дугой, судя по резкому спаду плутонической активности последней, проявились 110 млн. лет тому назад. Следовательно, Южно-Охотоморский блок в течение 25 млн. лет (135-110=25) располагался вне надсубдукционных зон и, скорее всего, находился в северо-северо-западном дрейфе на “спине” плиты Кула, занимавшей в то время большую часть Северо-Западной Палеоокеании [Engelbreton et al., 1985; Кононов, 1989]. Палеоширота стационарного Раннешикотанского пояса (магматическая структура, появившаяся на Южно-Курильском поднятии 105 млн. лет тому назад) – 35° с.ш. [Голионко, 1992; и др.], средняя скорость плиты Кула в

Таблица 3

## Химический состав магматических пород Южно-Охотоморского пояса

Н п.п.	1 (2)	2 (3)	3 (7)	4	5 (6)	6 (8)	7(9)	8 (12)	9 (13)	10 (14)
Н обр.	A-187	A-188	A-88	A-87	K65-1	1077-4	25-2	2120-30	K69-1	287926
SiO <sub>2</sub>	68,66	69,83	63,00	62,64	61,51	69,37	63,95	65,10	73,87	68,04
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,42	0,67	0,72	0,82	0,32	0,31	0,68	0,41	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,94	15,42	17,20	16,33	16,00	14,75	16,63	14,90	13,93	16,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	1,42	2,66	1,35	2,55	2,17	1,52	1,07	1,47	0,37
FeO	2,36	0,86	3,00	2,32	3,79	1,81	3,93	3,17	0,80	3,53
MnO	0,16	0,16	0,14	0,18	0,14	0,09	0,16	0,12	0,16	0,07
MgO	2,05	1,94	3,21	1,42	2,84	1,39	2,63	1,12	0,82	1,12
CaO	2,45	1,95	5,05	3,66	3,43	2,07	4,93	2,54	2,15	2,51
Na <sub>2</sub> O	3,47	4,16	2,60	3,72	4,00	3,86	3,51	5,03	4,00	3,79
K <sub>2</sub> O	1,49	1,72	1,30	5,11	2,00	3,30	1,72	4,62	1,85	3,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,26	0,20	0,53	0,21		0,25	0,17	0,66	
п.п.п.	2,12	1,67	1,25	2,22	1,18	0,66	0,82	1,69	0,82	0,65
Сумма	99,61	99,91	100,28	100,20	98,47	99,79	100,36	00,12	100,34	
Rb	< 3	27	21	133	76	26	37			100,01
Sr	366	364	355	509	475	270	580			83
Ba	717	732	519	1808		986	696			250
Nb	6	8	7	22		7	6			934
Y	15	9	18	13	26	< 1	14			5
Zr	157	169	130	255	187	107	69			11
Ni	5,5	6,2	10	10		13	12			170
Co	4,5	3,5	15	8,0			15			12
Cr	2,6	3,2	2,0	6,5		34	10			4
V		47	65	100		24	36			27
										100

**Примечание.** 1,2 – биотитовые граниты; 3,7 – биотит-амфиболовые гранодиориты; 4 – кварцевый сиенит; 5 – кварцевый диорит; 6, 9, 10 – биотит-амфиболовые граниты; 8 – дацит. 1, 2 – о. Кунашир, оз. Длинное; 3,4 – о. Итуруп, оз. Лебединое; 5 – охотоморский склон пролива Буссоль; 7 – охотоморский склон о. Симушир; 8,9 – возвышенность Академии наук; 10 – северо-восточный участок Охотского свода. 5, 9 – по [Васильев и др., 1985]; 8 – по [Корнев и др., 1982]; 10 – по [Леликов, Маляренко, 1994]. Номера в скобках соответствуют номерам в табл. 2.

валанжин-альбскую эпоху – 23-24 см/год [Engebretson et al., 1985], следовательно Южно-Охотоморский блок преодолел за 25 млн. лет расстояние около 6000 км и находился 135 млн. лет тому назад на 10° ю.ш. в центре Западной Палеопацифики, а с учетом возможных ошибок в определении палеошироты Раннешикотанского пояса и кинематических параметров движения океанических литосферных плит – не севернее экватора.

Судя по данным изотопного датирования. Южно-Охотоморский пояс в течение долгого времени, около 200 млн. лет, постоянно находился в над-субдукционной области. Это, по-видимому, способствовало преобразованию

узкого хребта энсиматической островной дуги в крупную субконтинентальную линейную структуру, о чем свидетельствуют мощная кора (25-35 км), значительная ширина (200-300 км) и насыщенность гранитоидами Южно-Курильского, Академического и Охотского поднятий. В отличие от южно-охотоморских, ширина структур Камчатско-Кашеваровского тектонического линеамента, развивавшегося такой же длительный период, но в океаническо-трансформном и субтрансформном режимах, составляет 40-60 км, исключая некоторые участки синсдвиговых раздувов.

В одном геодинамическом режиме синхронно с субэкваториальной Южно-Охотоморской дугой развивалась бореальная Тайгоноская магматическая дуга. По-видимому, обе дуги, соединенные трансформно-субтрансформным Камчатско-Кашеваровским тектоническим палеолинеamentом, составляли в позднем палеозое-валанжине единую островодужную систему “дуга-разлом-дуга” общей протяженностью 12 тыс. км. Эту трехлинеamentную Z-образную систему предлагается называть **Мегаохотоморским палеолинеamentом**, поскольку его фрагменты составили впоследствии основу коллизионного Охотоморского мегагеоблока.

### 3.1.2. Академический магматический пояс

*Академический магматический пояс* выделяется в объеме познеальбсантонской вулкано-плутонической ассоциации (см. табл. 2), распространенной на поднятии Академии наук СССР и его небольшом фрагменте – Центральнокурильском блоке (см. главу 2). Полярность пояса, как и всех поясов Академического поднятия, северная. Магматические породы пояса (табл. 4) представлены обычными известково-щелочными в основном биотит-амфиболовыми диоритами-гранодиоритами и их эффузивными комагматами – андезитобазальтами, дацитами, риолитами.

Возраст и полярность Академического пояса полностью соответствуют таковым для Раннешикотанского (Южно-Курильское поднятие). Поэтому Академический и Раннешикотанский пояса представляли собой, скорее всего, соответственно восточный и западный сегменты единого *Шикотанско-Академического пояса* внутриокеанической островной дуги, находившейся в стационарном субширотном положении на 35° с.ш. (см. следующий раздел настоящей главы).

В начале альба (около 110 млн. лет тому назад) амагматичный с конца валанжина Южно-Охотоморский линейный блок, дрейфовавший на плите Кула, своим западным торцом уперся в Китаками-Монеронскую дугу, а восточный край Академического сегмента того же блока столкнулся с Северо-Курильским поднятием (южный торец Камчатско-Кашеваровской магмати-

## Химический состав магматических пород Академического пояса

Н п.п.	1 (15)	2 (16)	3 (17)	4 (18)	5 (21)	6 (22)
Н обр.	К69-5	К69-2а	962/56-3	25-3	962/1	962/2а
SiO <sub>2</sub>	63,14	63,03	54,42	66,07	62,04	68,40
Ti O <sub>2</sub>	0,60	0,63	0,62	0,54	0,46	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,85	15,59	17,10	17,25	13,26	14,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,99	1,83	3,83	0,25	3,17	3,57
FeO	4,22	2,82	4,90	3,79	4,06	1,68
MnO	0,15	0,14	0,14	0,08	0,14	0,14
MgO	3,49	2,60	4,30	1,75	3,00	0,60
CaO	5,60	4,56	6,30	4,31	5,32	2,94
Na <sub>2</sub> O	3,30	3,90	3,63	2,62	2,63	2,98
K <sub>2</sub> O	1,95	3,05	1,13	2,19	1,75	2,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,17	0,30	0,17	0,21	0,21
п.п.п.	0,67	0,98	3,13	0,50	3,85	1,83
Сумма	100,09	99,31	99,78	99,52	99,89	99,73

**Примечание.** 1,2, 5 – кварцевые диориты; 3 – андезитобазальт; 4 – биотитовый гранодиорит; 6 – дацит. 4 – охотоморский склон о. Симушир, остальные – возвышенность Академии наук. Дополнительно определено (г/т): ан. 1 – Sr – 300, Rb – 49, Zr – 115, Y – 24; ан. 4 – Rb – 24, Sr – 962, Ba – 1554, Nb – 10, Zr – 170, Ni – 20, Co – 4, Cr – 29, V – 91. 1,2 – по [Васильев и др., 1985]; 3, 5, 6 – по [Геодекия и др., 1976]. Номера в скобках соответствуют номерам в табл. 2.

ческой дуги). В результате, Южно-Курильско-Академический сегмент остановился, а Охотско-Большерецкий сегмент Южно-Охотоморского блока продолжил движение на северо-запад даже после столкновения с субдукционным фронтом северного фланга Камчатско-Кашеваровской магматической дуги. Вдоль южного края Южно-Курильско-Академического блока сформировалась зона субдукции и начал действовать Шикотанско-Академический пояс.

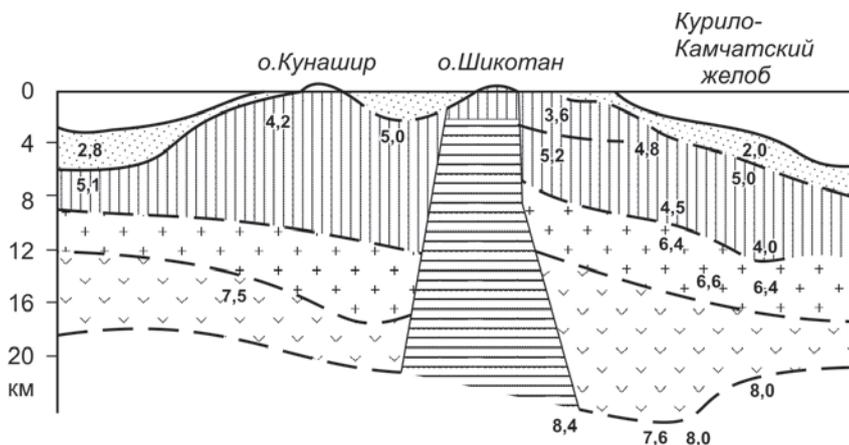
В сантоне, 84-82 млн. лет тому назад, после подхода с юга Кула-Тихоокеанского спредингового хребта к Шикотанско-Академической конвергентной границе произошел отрыв субдуцирующей пластины под магматической дугой и прекращение активности последней. Академический блок,

не имевший к этому времени стационарной опоры (структура Кашеваровско-Океанологическо-Северо-Курильского линейного отмигрировала на северо-запад, облекая собой фронт подвижного Охотско-Большерецкого блока), начал движение на север навстречу субсинхронно активизированному Макаровскому поясу. А Южно-Курильское поднятие удержалось на месте, благодаря жесткой связке с Китаками-Монеронским блоком.

### **3.1.3. Магматические пояса Малокурильской палеостроводужной системы и их геодинамика по геохронологическим и геолого-петрохимическим данным**

Мел-палеогеновые магматические породы Малокурильской палеостроводужной системы дислоцированы в вершинной части юго-западного фланга подводного хребта Витязь, слагающего осевую зону Южно-Курильского поднятия и прослежены морскими геолого-геофизическими исследованиями на расстояние около 700 км от острова Хоккайдо (Япония) до глубоководного пролива Буссоль, разделяющего Южно- и Центрально-Курильскую морфоструктуры [Васильев и др., 1979; Гнибиденко и др., 1980; и др.]. В наземных обнажениях базальтоиды островодужной системы вскрываются на полуострове Немуро (Япония) и далее на северо-восток на островах Малой Курильской гряды – Анучина, Танфильева, Юрий, Зеленый, Полонского, Шикотан, а также драгированы с крутых подводных склонов Южно-Курильского поднятия в проливе Буссоль.

Как отмечалось выше, значительная часть объема крупной субконтинентальной Южно-Курильской морфоструктуры была сформирована над долгоживущей позднепалеозойско-валанжинской зоной субдукции, длительное и непрерывное существование которой в течение 200 млн. лет способствовало гранитизации земной коры поднятия как в вещественном (неоднократные находки домеловых гранитоидов на островах и подводных склонах Южных Курил), так и в геофизическом (хорошо выраженный гранитно-метаморфический сейсмический слой) проявлениях. Вместе с тем, мафические магматиты Малой Курильской гряды нешироким клином мощностью 50-60 км телескопически внедрены в осевую зону гранитизированного Южно-Курильского поднятия. Это подтверждается подъемом кровли плотного ( $2.9-3.1 \text{ г/см}^3$ ) базитового слоя земной коры до глубин в 5-10 км и выше под осевой (Малокурильской) областью Южно-Курильского поднятия как на сейсмических [Гнибиденко и др., 1980], так и гравиметрических [Косыгин, Павлов, 1975] разрезах литосферы вкрест простирания структуры (рис. 19). Ниже будет показано, что мафический клин образовался в позднепалеоценовую эпоху в связи с внедрением вдоль оси Южно-Курильского поднятия



**Рис. 19.** Разрез земной коры вкрест простирания Южно-Курильского поднятия, по А.А.Суворову [Гнибиденко и др., 1980].

Горизонтальная штриховка – мафические породы с плотностью 2,9-3,1 г/см<sup>3</sup>, по гравиметрическим данным [Косыгин, Павлов, 1975]. Остальные условные обозначения см. на рис. 15

спредингово-интрадуговых шикотанских офиолитов.

Основные данные по геологическому строению островов Малой Курильской гряды обобщены в работах О.О. Богатикова и А.А.Ц веткова [1988], Б.И. Васильева и др. [1979], Г.М. Власова и др. [1978], В.К. Гаврилова и Н.А.Соловьевой [1973], Б.Г. Голионко [1992], А.В. Горячева [1966], В.А. Красилова и др. [1986], М.С. Маркова и др. [1967], Е.Н. Меланхолиной [1978, 1988], Ю.Л. Неверова [1970], Ю.Л. Неверова и др. [1980], Л.М. Парфенова и др. [1983], К.Ф. Сергеева [1976], М.И. Стрельцова [1976], В.Т. Фролова и др. [1979], Т.И. Фроловой и др. [1977, 1985], А.А. Цветкова и Е.Е. Абрамовой [1981], а также в публикациях с участием автора [Говоров, 1981, 1982, 1983, 1987, 1989, 1991, 1996, 2000; Говоров, Цветков, 1985; Говоров и др., 1983, 1984; Говоров, Говоров, 1980, 1982, 1984; Говоров, Говоров и др., 1979, 1987; Цветков и др., 1985, 1986; Шульдинер и др., 1983].

Взгляды большинства геологов на геотектоническое развитие островов Малой Курильской гряды существенно разнятся. Опираясь на многолетнее изучение геологии и геохронологии Малой и Большой Курильских дуг, а также с учетом материалов, изложенных в упомянутых выше работах, автором разработана еще одна оригинальная модель геодинамической эволюции Малокурильской палеоостроводужной системы.

Полные данные по изотопному возрасту магматитов сведены в табл. 2

(№ 23-51), а химический состав вулканических и плутонических пород магматических поясов островодужной системы приведен в таблицах 5-10.

Острова Малой гряды практически нацело сложены монотонными плагиоклаз-пироксеновыми вулканическими, вулкано-плутоническими и вулканогенно-осадочными низкотитанистыми базальтоидными (см. рис. 1) мел-палеогеновыми комплексами пород (рис. 20). По геолого-структурным наблюдениям, слабо деформированные слоистые отложения Малой гряды, полого падающие (углы падения 10-15°) в сторону океана, образуют две вулканогенно-осадочные серии, имеющие тектонические взаимоотношения: матакотанско-малокуруильскую, слагающую охотоморскую зону гряды, и зеленую, простирающуюся полосой в 2-5 км вдоль тихоокеанского побережья островов. Наиболее полно геологическое строение палеоостроводуж-

Таблица 5

**Химический состав вулкаников Раннешикотанского пояса  
(южно-шикотанская толща и крабзаводская свита)**

Н п.п.	1	2(23)	3	4(24)	5(28)	6(27)	7	8
Н обр.	Ш-162	Ш-163	Ш-164	Ш-188	Ш-190	Ш-149	Ш-150	Ш-153
SiO <sub>2</sub>	50,54	52,82	57,16	51,42	53,61	52,21	53,20	52,83
TiO <sub>2</sub>	0,93	1,19	0,86	1,16	0,83	0,68	1,12	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,52	16,92	14,72	16,91	18,15	14,91	18,17	17,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,62	4,99	3,75	4,96	5,49	2,89	3,26	3,24
FeO	2,22	3,15	2,94	4,56	1,68	4,42	4,49	4,14
MnO	0,15	0,19	0,16	0,17	0,16	0,14	0,11	0,12
MgO	5,68	3,58	4,97	4,87	3,82	8,10	5,14	5,32
CaO	7,25	6,10	6,47	8,40	7,61	8,77	7,51	7,62
Na <sub>2</sub> O	2,82	4,44	3,67	2,89	3,57	2,77	3,46	3,45
K <sub>2</sub> O	1,10	1,59	0,81	0,74	1,21	1,05	1,47	1,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,36	0,27	0,53	0,39	0,20	0,27	0,18
п.п.п.	5,94	4,15	3,71	3,00	2,83	3,52	2,31	3,00
Сумма	100,16	99,48	99,49	99,61	99,35	99,66	100,51	99,65
Rb	10	26	<3	6	7	11	16	
Sr	560	508	560	672	733	493	640	
Ba	657	855	655	551	684	326	753	
Nb	13	3	5	5	4	3	11	
Y	2	31	3	36	<1	15	<1	
Zr	85	161	60	57	50	73	88	
Ni	70	36	71	63	28	140	38	67
Co	19	30	35	120	17	43	28	38
Cr	55	28	63	130	23	200	45	37
V	230	230	180	360	170	150	150	160

№ п.п.	9	10	11	12	13	14	15	16(26)
№ обр.	ГГ-78	ГГ-79	Г-1040	Г-1042	Г-1044	Г-1047	Г-1049	Г-1050
SiO <sub>2</sub>	48,41	50,21	48,27	50,04	51,10	49,35	49,95	47,49
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,50	1,41	1,11	1,41	0,91	1,47	1,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,48	14,60	17,82	16,70	17,63	16,34	17,62	17,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,60	3,82	4,80	4,48	4,25	9,32	3,72	5,92
FeO	2,57	4,56	6,50	5,35	5,49	1,50	7,06	4,63
MnO	0,17	0,10	0,26	0,26	0,21	0,22	0,18	0,26
MgO	6,30	8,64	5,10	4,64	4,50	4,61	4,56	5,40
CaO	8,78	9,64	9,87	9,70	9,22	9,79	9,46	10,11
Na <sub>2</sub> O	3,28	3,52	2,95	3,34	2,89	3,41	2,67	2,91
K <sub>2</sub> O	0,75	0,21	1,08	1,48	1,16	0,90	0,80	0,99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,25	0,52	0,22	0,54	0,47	0,41	0,24
п.п.п.	6,86	3,37	1,47	2,18	1,18	2,95	1,62	3,29
Сумма	99,96	99,42	100,05	99,50	99,58	99,77	99,52	99,80
Rb	<3	<3	8		8		8	
Sr	573	444	475		436		611	
Ba	260	228	558		479		525	
Nb	7	<1	3		3		<1	
Y	<1	<1	31		50		13	
Zr	18	9	101		124		70	
Ni	43	105	16	20	16	28	29	23
Co	36	60	48	61	32	50	54	60
Cr	80	210	18	18	14	18	14	25
V	90	82	180	200	180	100	300	220

**Примечание.** Остров Шикотан: 1-5 вдольбереговое эффузивное плато между бухтами Церковная и Горбунок на юго-восточной стороне острова, 6-10 – крутопадающие дайки базальтоидов из блоков слоистых даек (6-8 – бух. Горбунок; 9, 10 – о. Айвовозского в бух. Церковной), 11-16 – пиллоу-базальтыкрабовозаводской свиты (северо-западная сторона острова, южное побережье бух. Крабовой). Номера в скобках соответствуют номерам в табл. 2.

ной системы представлено на острове Шикотан (25 x 10 км).

Матакотанско-малокуруильская серия включает матакотанскую и согласно лежащую на ней малокуруильскую свиты.

Матакотанская свита, занимающая северо-западное побережье острова, представлена конгломерато-брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфопесчаниками, потоками лав массивных и шаровых базальтов, андезитобазальтов, лавобрекчиями, агломератовыми туфами. Конгломерато-брекчии и конгломераты сложены угловатыми, полуокатан-

Химический состав вулканических пород фронтальной зоны Матакотанского пояса  
(Матакотанская свита, отрядненский и ноторо-томаринский комплексы)

Н п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
Н обр.	10-77	13-77	14-77	15-77	3-77	Ш-193	Ш-195	Ш-196
SiO <sub>2</sub>	47,42	48,46	47,78	47,81	56,44	49,09	48,35	49,22
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,81	0,75	1,35	0,85	0,82	1,00	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,54	16,64	19,03	16,38	15,64	18,03	18,30	18,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52	6,16	6,21	6,48	5,08	2,71	5,38	4,52
FeO	7,25	5,24	3,66	5,95	4,63	3,93	3,32	4,30
MnO	0,25	0,21	0,15	0,21	0,18	0,15	0,13	0,09
MgO	4,85	5,34	5,09	5,34	3,41	4,72	5,56	5,32
CaO	11,26	9,63	8,60	8,99	5,28	11,60	8,59	5,67
Na <sub>2</sub> O	2,56	2,73	3,69	2,67	3,59	3,06	3,52	4,24
K <sub>2</sub> O	0,25	0,78	0,38	0,91	1,42	1,54	1,11	2,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,41	0,28	0,36	0,41	0,34	0,25	0,25
п.п.п.	2,68	3,29	3,98	3,36	2,87	3,84	3,62	4,02
Сумма	99,75	99,70	99,60	99,81	99,80	99,83	99,58	99,74
Rb	<1	6	<1	<1	7	12	5	15
Sr	411	475	542	470	370	696	787	760
Ba	160	330	212	379	621	681	553	784
Nb	<1	5	<1	<1	4	3	<1	4
Y	<1	7	<1	13	12	19	<1	<1
Zr	9	40	9	50	66	12	42	44
Ni	25	65	26	36	20	50	27	14
Co	44	60	35	45	18	45	60	28
Cr	13	28	6	25	7	50	35	11
V	415	410	350	450	440	400	360	250
Н п.п.	9	10	11	12	13	14	15(34)	16
Н обр.	Г-1072	Г-1068	Г-1069	Г-1071	Ш-134	Ш-136	22-8-77	Ш-122
SiO <sub>2</sub>	55,49	51,30	54,97	51,12	49,00	49,07	44,46	50,46
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,81	0,80	1,57	0,84	0,76	0,90	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,68	18,96	18,91	19,02	19,49	18,60	17,09	17,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	4,58	1,75	3,49	5,21	5,65	8,17	6,94
FeO	4,61	3,39	4,43	3,92	4,44	3,72	1,78	2,76
MnO	0,13	0,18	0,13	0,13	0,18	0,17	0,23	0,14
MgO	3,92	4,17	4,42	4,72	4,98	4,35	7,52	4,19
CaO	7,21	7,91	7,81	7,83	9,47	10,58	7,28	8,24
Na <sub>2</sub> O	3,72	4,00	3,85	4,01	3,11	3,54	3,33	2,09
K <sub>2</sub> O	1,96	1,01	0,91	0,72	0,89	1,01	2,19	1,26

N п.п.	9	10	11	12	13	14	15 (34)	16
N обр.	Г-1072	Г-1068	Г-1069	Г-1071	Ш-134	Ш-136	22-8-77	Ш-122
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,27	0,45	0,41	0,25	0,25	0,16	0,37
п.п.п.	0,75	3,08	0,98	2,80	1,89	2,03	6,06	4,32
Сумма	99,59	99,59	99,42	99,74	99,76	99,73	100,54	99,53
Rb	17	8	1	1		9		19
Sr	882	1005	1024	929		958		661
Ba	773	840	724	817		623		571
Nb	6	<1	3	<1		7		3
Y	<1	<1	<1	<1		<1		28
Zr	60	62	45	60		32		82
Ni	5	17	9	11	22	24	32	22
Co	22	50	40	30	38	32	24	20
Cr	4	3	4	4	8	16	14	16
V	110	230	100	190	320	330	392	340
N п.п.	17	18	19	20	21	22(32)	23	24
N обр.	Ш-124	Г-1106	Г-1114	Г-1059	Г-1061	22-28-7	Г-1074	Г-1075
SiO <sub>2</sub>	52,60	45,42	48,23	54,72	55,59	54,11	51,38	53,66
TiO <sub>2</sub>	0,68	1,08	0,98	0,48	0,56	0,71	1,11	1,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,50	20,17	19,93	14,08	17,25	18,54	16,69	17,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,93	3,99	4,27	10,45	3,37	4,01	6,23	2,52
FeO	2,60	5,44	5,71	4,19	4,97	3,58	4,63	5,81
MnO	0,13	0,17	0,14	0,15	0,16	0,15	0,18	0,15
MgO	4,39	6,84	5,58	2,63	4,45	3,52	6,18	5,09
CaO	8,56	10,82	9,25	7,26	7,33	7,83	8,26	8,52
Na <sub>2</sub> O	2,41	1,89	3,19	3,38	3,35	4,45	2,56	2,86
K <sub>2</sub> O	1,56	0,89	1,06	1,97	1,77	1,91	0,91	1,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,40	0,48	0,41	0,36	0,23	0,35	0,51
п.п.п.	3,17	2,56	1,64	0,62	0,79	1,38	1,27	1,05
Сумма	99,87	99,67	100,46	100,34	99,95	100,58	99,75	99,72
Rb	18	15	10	21	15		10	20
Sr	648	754	846	885	929		517	541
Ba	495	386	406	805	785		610	589
Nb	3	<1	3	4	6		<1	4
Y	20	<1	16	<1	<1		<1	<1
Zr	75	12	17	50	49		48	50
Ni	10	45	12	8	6	8	23	18
Co	22	68	38	25	30	24	60	40
Cr	8	23	10	5	4	14	62	30
V	180	300	180	140	130	252	190	140

№ п.п.	25	26(33)	27	28(31)	29	30	31	32
№ обр.	Г-1078	Г-1080	Г-1085	Ш-174	Ш-176	Ш-180	Ш-183	Ш-185
SiO <sub>2</sub>	51,27	51,77	52,15	55,00	53,66	53,44	52,76	54,31
TiO <sub>2</sub>	1,21	0,73	1,12	1,05	1,05	0,98	0,94	1,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,22	19,51	19,31	15,21	15,72	15,80	17,68	16,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,31	1,95	4,01	4,29	4,26	4,54	5,28	5,69
FeO	3,02	5,41	2,86	3,69	4,47	3,35	2,29	2,19
MnO	0,15	0,14	0,10	0,16	0,17	0,16	0,15	0,14
MgO	5,11	5,86	4,95	6,09	7,16	7,72	5,34	4,41
CaO	8,05	8,26	8,16	8,13	7,76	8,00	7,28	6,38
Na <sub>2</sub> O	3,39	3,22	3,27	3,17	2,91	3,27	3,83	4,39
K <sub>2</sub> O	1,03	1,17	1,10	1,40	1,27	1,26	1,26	2,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,44	0,59	0,19	0,13	0,13	0,19	0,24
п.п.п.	1,99	1,76	2,19	1,23	1,23	1,48	2,77	1,88
Сумма	100,17	100,22	99,81	99,62	99,79	100,13	99,77	99,77
Rb	3	24	1	24	23	24	10	32
Sr	692	634	730	525	532	482	725	513
Ba	610	584	606	600	613	470	710	707
Nb	<1	3	<1	5	<1	3	9	3
Y	3	14	3	6	12	27	<1	39
Zr	32	69	51	70	71	87	50	183
Ni	47	23	42	77	67	41	38	18
Co	61	32	64	25	22	24	25	12
Cr	40	45	40	170	120	100	28	9
V	300	160	230	190	160	100	130	230

**Примечание.** 1-19 – матакотанская свита (северо-западная сторона островов Малой Курильской гряды): 1,3,6,7, 11-17 – обломки в конгломератобрекчиях; остальные – маломощные прослои шаровых лав в конгломератобрекчиях; 20-22 – субвулканическое тело андезитобазальтов отрядненского комплекса; 23-32 – наземные лавы ноторо-томаринского комплекса. 1-5 – о. Полонского; 6-32 – о. Шикотан: 6-8 – бух. Крабовая, 9-12 – бух. Отрядная, 13-15 – бух. Хромова, 16-19 – бух. Малокурильская, 20-22 – горловина бух. Отрядной, 23-27 – гора Ноторо, 28-32 – гора Томари. Номера в скобках соответствуют номерам в табл. 2.

**Химический состав вулканических пород фронтальной зоны  
Позднешикотанского пояса (зеленовская свита)**

Н п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Н обр.	25-77	ГГ-177	ГГ-179	ГГ-183	ГГ-185	32-77	37-77	38-77	41-77
SiO <sub>2</sub>	53,40	48,43	52,87	57,34	46,86	64,14	61,59	48,86	52,44
TiO <sub>2</sub>	0,98	1,12	0,84	0,69	0,90	0,74	0,75	0,75	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,65	19,33	19,65	17,32	16,06	13,62	14,19	15,49	16,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,82	5,98	4,02	2,60	6,21	1,89	3,61	5,79	4,50
FeO	4,83	3,16	3,33	4,36	2,92	2,07	1,95	4,43	4,32
MnO	0,20	0,26	0,19	0,10	0,31	0,09	0,10	0,20	0,17
MgO	5,08	4,84	3,74	3,89	6,45	3,73	3,42	7,30	6,24
CaO	7,78	9,24	8,02	6,18	11,06	6,93	7,12	7,80	8,95
Na <sub>2</sub> O	3,28	3,92	3,72	3,65	3,37	2,64	3,08	2,65	2,83
K <sub>2</sub> O	0,85	0,67	1,47	1,11	1,31	1,49	1,01	0,48	1,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,20	0,25	0,37	0,35	0,43	0,41	0,44	0,41
п.п.п.	1,41	2,55	1,73	2,37	4,35	2,80	3,29	4,20	2,07
Сумма	99,50	99,60	99,83	99,98	100,15	100,57	100,52	99,39	99,83
Rb	6	4	17	20	<1	25	4	7	18
Sr	543	654	646	599	541	748	579	645	631
Ba	350	386	525	435	403	670	477	302	479
Nb	4	9	9	3	4	5	3	<1	3
Y	7	26	<1	32	<1	19	<1	<1	<1
Zr	44	18	60	91	30	37	30	42	42
Ni	45	22	11	18	20	37	42	110	82
Co	49	50	28	40	40	11	22	60	43
Cr	60	8	7	16	25	80	95	122	250
V	560	400	180	280	200	280	310	450	390

N п.п.	10	11	12	13	14	15	16	17	18
N обр.	42-77	III-94	III-95	III-158	III-159	III-160	III-161	III-169	III-143
SiO <sub>2</sub>	54,32	51,98	50,99	50,24	50,98	51,43	54,55	49,54	55,05
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,80	0,84	0,54	0,51	0,45	0,41	0,54	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,48	18,82	18,89	14,91	16,00	16,15	15,95	16,89	17,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,96	3,67	3,34	4,64	5,21	7,07	5,37	7,78	4,08
FeO	2,85	3,88	2,89	3,21	2,64	0,61	2,50	0,26	2,34
MnO	0,12	0,13	0,12	0,17	0,17	0,13	0,17	0,12	0,12
MgO	4,03	4,97	4,69	7,48	6,07	7,62	6,12	5,18	4,67
CaO	7,38	7,43	7,33	9,27	8,44	6,67	7,44	3,50	6,18
Na <sub>2</sub> O	2,49	3,85	3,42	2,83	3,36	3,61	3,39	5,34	3,85
K <sub>2</sub> O	1,26	1,62	0,96	0,84	0,97	1,48	1,51	2,95	1,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,66	0,28	0,30	0,32	0,22	0,32	0,29	0,22	0,23
п.п.п.	4,17	2,23	4,75	5,05	5,14	3,90	1,96	7,62	3,29
Сумма	100,47	99,66	99,52	99,52	99,71	99,43	99,66	99,94	99,46
Rb	36	3		5	30	1	9	38	22
Sr	618	854		522	601	1094	511	250	547
Ba	335	619		385	373	528	479	628	606
Nb	4	5		7	6	3	<1	9	9
Y	<1	5		<1	<1	5	<1	<1	<1
Zr	38	35		32	52	46	43	12	79
Ni	23	30	20	56	57	40	52	24	20
Co	23	35	22	43	38	30	32	8	10
Cr	45	25	12	95	63	63	95	22	27
V	180	190	150	190	160	100	170	120	60
N п.п.	19	20	21	22	23	24	25	26	27
N обр.	III-144	III-145	III-147	ГГ-59	III-201	III-202	III-44	ГГ-198	ГГ-202
SiO <sub>2</sub>	53,06	58,26	54,83	55,33	50,98	52,22	51,80	46,59	48,77
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,59	0,48	0,46	0,61	0,62	0,50	0,80	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,22	18,59	16,40	19,52	16,56	17,38	14,16	15,40	16,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,92	3,46	2,30	2,64	6,63	5,51	2,23	3,44	3,32
FeO	1,90	2,04	2,40	3,36	1,90	2,71	5,50	7,07	5,95
MnO	0,11	0,06	0,14	0,11	0,19	0,16	0,16	0,24	0,23
MgO	4,77	2,67	4,45	3,59	7,00	6,63	8,73	8,08	6,64
CaO	6,58	5,89	8,44	6,65	8,77	8,03	8,37	9,13	7,82
Na <sub>2</sub> O	4,43	4,10	4,46	3,39	3,22	3,35	3,38	2,65	3,88
K <sub>2</sub> O	1,67	1,77	1,79	1,72	0,72	1,27	0,90	0,74	2,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,24	0,30	0,35	0,21	0,25	0,24	0,42	0,47
п.п.п.	3,35	2,25	3,47	2,28	2,83	1,28	3,73	4,95	3,40
Сумма	99,88	99,92	99,46	99,40	99,62	99,41	99,70	99,51	99,85
Rb	23	21	37	29	<1	19	<1	23	22
Sr	617	639	761	580	613	628	467	1106	795

N п.п.	10	11	12	13	14	15	16	17	18
N обр.	42-77	Ш-94	Ш-95	Ш-158	Ш-159	Ш-160	Ш-161	Ш-169	Ш-143
Ba	663	914	607	470	487	556	347	480	691
Nb	10	11	3	3	10	5	4	2	1
Y	<1	3	12	17	27	39	<1	13	22
Zr	80	94	76	95	29	47	12	34	58
Ni	51	4	4	8	50	54	82		45
Co	24	6	3	18	29	20	45		52
Cr	27	5	6	6	52	55	120		118
V	56	38	19	80	190	200	140		200

**Примечание.** 1-5 – о. Анучина, 6-10 – о. Юрий, 11-27 – о. Шикотан; 11, 12 – бух. Волошина; 13-17 – бух. Церковная; 18-21 – центральная часть юго-восточного побережья о. Шикотан; 22 – бух. Димитрова; 23, 24 – мыс Край света; 25-27 – блоки в меланжево-олистоострововом комплексе в бух. Цунами. Все породы из вулканических брекчий, реже из лавовых потоков зеленовской свиты. Номера 4 и 14 соответствуют номерам 39 и 38 в табл. 2.

Таблица 8

**Химический состав субвулканических пород Позднешикотанского пояса  
(Димитровский дайковый комплекс)**

N п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
N обр.	Ш-97	Ш-103	Ш-56	Ш-60	Ш-61	ГГ-55	ГГ-60	ГГ-65	ГГ-66
SiO <sub>2</sub>	51,67	53,14	52,14	52,01	51,70	51,58	51,07	50,52	56,80
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,50	0,79	0,65	0,54	0,61	0,40	0,48	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,45	14,77	18,30	18,13	16,87	17,98	15,06	15,15	16,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,49	5,22	3,10	3,56	3,86	4,34	6,17	4,21	2,93
FeO	3,43	3,03	4,95	4,08	4,33	3,59	1,46	2,75	2,84
MnO	0,13	0,16	0,17	0,14	0,17	0,15	0,12	0,14	0,11
MgO	7,77	8,18	4,50	4,07	7,11	5,54	6,87	8,60	5,08
CaO	8,60	9,39	8,63	8,10	7,85	7,82	7,63	7,51	4,07
Na <sub>2</sub> O	2,83	2,09	3,58	3,65	3,14	3,47	2,68	2,47	5,02
K <sub>2</sub> O	1,00	0,89	0,63	1,78	1,31	1,04	0,89	1,26	2,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,35	0,47	0,44	0,29	0,27	0,32	0,31	0,25
п.п.п.	3,65	2,02	2,50	3,52	2,59	3,11	7,25	6,42	3,01
Сумма	99,90	99,74	99,76	100,13	99,86	99,50	99,89	99,82	99,75
Rb	4			8	23	41		<1	67
Sr	525			616	537	579		519	449
Ba	346			801	662	429		400	790
Nb	5			5	3	1		8	9

N .п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
N обр.	Ш-97	Ш-103	Ш-56	Ш-60	Ш-61	ГГ-55	ГГ-60	ГГ-65	ГГ-66
Y	<1			8	5	24		<1	16
Zr	49			62	65	69		35	32
Ni	70	55	30	55	112	26	140	160	47
Co	48	48	21	22	33	32	35	28	24
Cr	150	70	34	99	214	26	180	180	34
V	180	150	200	270	290	110	90	65	110
N .п.п.	10	11	12	13	14	15	16	17	18
N обр.	18-3-77	Ш-70	Ш-71	Ш-72	Ш-76	Ш-82	Ш-84	ГГ-203	Ш-46
SiO <sub>2</sub>	54,36	52,10	51,28	52,67	51,98	55,59	51,82	48,51	52,31
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,50	0,51	0,52	0,53	0,49	0,59	0,79	1,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,87	16,46	19,96	15,79	15,81	16,85	18,36	16,69	18,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,99	2,89	1,75	1,43	2,52	2,93	5,41	3,45	4,12
FeO	4,50	5,01	4,43	5,76	4,93	3,66	1,20	4,16	4,71
MnO	0,13	0,16	0,14	0,16	0,14	0,13	0,11	0,12	0,14
MgO	4,16	6,85	3,73	4,42	8,32	4,42	4,86	8,96	4,07
CaO	5,42	8,26	7,23	6,28	7,95	6,52	6,84	7,09	8,62
Na <sub>2</sub> O	4,73	2,84	4,15	5,56	4,03	4,32	3,50	3,53	3,04
K <sub>2</sub> O	2,74	1,03	1,56	1,37	0,81	1,84	1,60	1,85	1,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,32	0,36	0,32	0,32	0,32	0,32	0,20	0,30
п.п.п.	3,46	3,22	4,43	5,73	3,55	2,40	4,99	4,23	1,01
Сумма	100,51	99,64	99,53	100,01	99,89	99,47	99,60	99,58	99,27
Rb		1	18	21	<1	19	19	19	21
Sr		522	725	462	554	585	546	488	589
Ba		440	761	555	352	629	469	493	514
Nb		7	3	<1	5	4	3	6	3
Y		<1	<1	5	<1	<1	24	<1	26
Zr		23	30	55	25	51	74	59	111
Ni	37	52	19	18	105	33	63	140	52
Co	18	32	15	12	32	12	26	50	40
Cr	40	68	15	16	140	50	50	200	28
V	150	100	120	130	130	84	240	180	370

**Примечание.** Все породы – долериты и стекловатые базальтоиды из крутопадающих даек востоко-северо-восточного простирания на о.Шикотан: 1,2 – бух. Волошина; 3-9 – восточный и северный берега бух. Димитрова; 10-16 – полуостров Димитрова; 17, 18 – дайки из блоков в меланжево-олистотромовом комплексе в бух. Цунами. 1-9, 17, 18 – одиночные субпараллельные дайки, сближенные в пространстве и секущие вулканиты зеленовской свиты: 10-16 – полудайки из непрерывных дайковых разрезов (дайковых “свит”). Номер 10 соответствует номеру 41 в табл. 2.

**Химический состав плутонических пород Позднешикотанского пояса  
(Шикотанский интрузивный комплекс)**

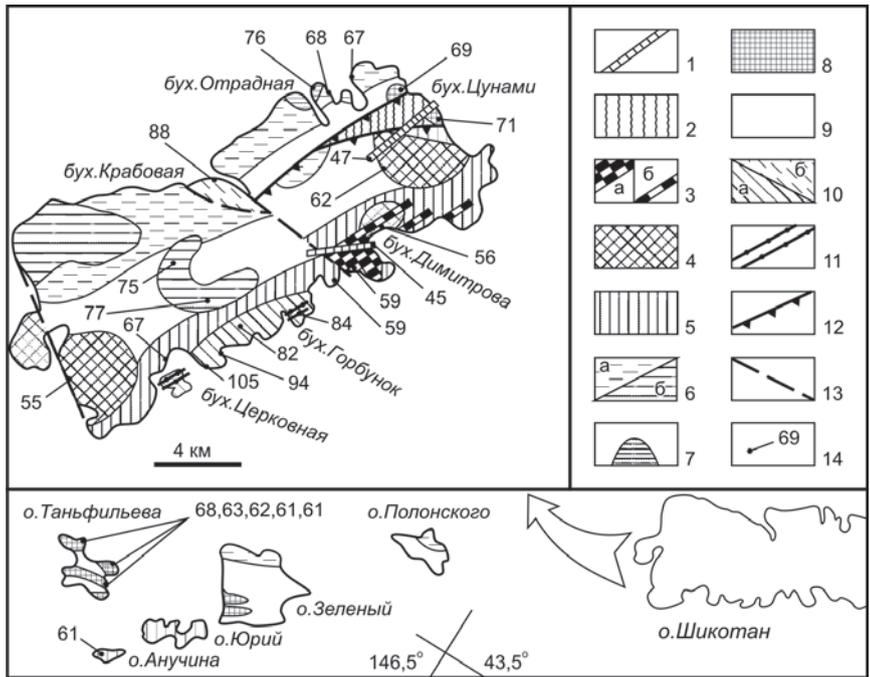
N п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
N обр.	ШК-Г	ГГ-209	ГГ-1102	ГГ-206	ГГ-1096	ГГ-1094	Ш-114	Ш-74	1078-36
SiO <sub>2</sub>	38,68	45,28	48,16	49,25	51,48	57,96	50,44	52,82	49,29
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,14	0,59	0,42	0,64	0,63	0,48	0,47	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,28	9,29	12,94	21,44	18,72	17,87	15,26	16,44	15,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,56	2,73	0,47	2,90	1,24	0,69	2,54	2,50	8,04
FeO	9,56	6,10	6,59	3,38	5,35	4,31	5,99	4,38	3,56
MnO	0,28	0,20	0,13	0,12	0,14	0,10	0,20	0,15	0,17
MgO	34,76	22,78	15,95	5,17	8,30	5,72	9,17	7,46	6,26
CaO	2,17	7,55	11,73	11,14	9,83	6,72	10,72	10,24	9,30
Na <sub>2</sub> O	0,25	1,05	1,31	3,43	2,42	3,23	2,55	3,39	2,03
K <sub>2</sub> O	0,25	0,20	0,42	0,45	0,35	1,23	0,66	0,61	1,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,23	0,23	0,08	0,29	0,24	0,21	0,28	
п.п.п.	6,34	4,24	0,82	2,09	0,84	0,52	1,13	1,51	3,20
Сумма	99,75	99,79	99,34	99,87	99,50	99,22	99,35	99,51	99,68
Rb	<1	<1	10	<1	<1	22	5	<1	31
Sr	111	361	393	957	623	627	514	728	459
Ba	98	103	183	221	231	632	271	292	330
Nb	6	<1	3	<1	<1	5	<1	6	5
Y	<1	<1	13	<1	<1	<1	<1	<1	12
Zr	<1	<1	34	<1	<1	50	15	17	63
Ni	1000	480	450	42	64	114	150	120	52
Co	100	76	125	17	45	38	30	37	19
Cr	2400	1200	600	48	96	180	270	115	85
V	120	76	180	140	180	180	300	90	250

**Примечание.** 1-6 – северо-восточный интрузив на о. Шикотан (1-3 – подножье горы Крайней, 30-60 м над уровнем моря; 4 – склон горы Крайней, 150-200 м над уровнем моря; 5,6 – район вершины горы Крайней, 300-320 м над уровнем моря): 1 – плагиоклазовый перидотит; 2 – оливиновый меланогабронорит; 3 – оливиновый габронорит; 4 – габбро; 5,6 – габбро-долериты; 7 – габронорит из юго-западного интрузива, юго-западное побережье о. Шикотан; 8 – габбро из штока в бух. Димитрова, о. Шикотан; 9 – габбро, южный склон пролива Буссоль.

**Химический состав магматических пород единой тыловой высококальциевой зоны  
Матакотанского и Позднешикотанского поясов (Малокурильский вулcano-  
плутонический комплекс)**

Н.п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Н обр.	ГГ-192	Ш-38	70-77	ГГ-127	ГГ-143	ГГ-137	57-77	ГГ-165	n=5
SiO <sub>2</sub>	53,76	53,36	50,45	51,60	51,94	54,27	49,70	52,55	49,49
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,81	0,71	0,48	0,60	0,60	0,62	0,62	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,63	16,13	15,25	13,54	15,00	17,75	13,22	17,90	16,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,04	4,48	3,88	2,61	3,32	3,82	5,77	4,00	3,94
FeO	3,18	3,02	4,02	6,24	4,57	2,27	4,10	2,96	4,92
MnO	0,28	0,17	0,15	0,18	0,17	0,13	0,13	0,15	0,16
MgO	3,47	4,01	6,67	8,85	7,16	3,78	8,15	3,79	6,73
CaO	5,59	4,94	6,63	7,77	7,17	5,22	6,97	4,00	9,03
Na <sub>2</sub> O	3,91	2,55	3,66	2,84	3,02	3,93	3,49	4,64	2,80
K <sub>2</sub> O	3,78	6,00	3,59	3,16	3,22	4,36	3,80	4,96	2,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,34	0,47	0,32	0,33	0,43	0,41	0,68	0,33
п.п.п.	3,05	3,46	4,15	1,88	3,37	3,09	3,42	3,34	3,34
Сумма	99,54	99,27	99,62	99,47	99,87	99,65	99,78	99,59	99,70
Rb	63	139	53	62	60	84	44	70	32
Sr	611	735	738	599	585	709	744	452	737
Ba	1007	899	623	803	907	1246	681	1116	796
Nb	3	7	12	3	3	3	8	9	1
Y	21	<1	<1	18	29	32	<1	<1	7
Zr	90	65	48	41	43	66	52	64	36
Ni	15	13	190	120	91	22	175	17	33
Co	28	14	68	17	16	7	22	7	25
Cr	11	18	550	430	210	54	500	19	67
V	130	190	250	180	160	140	100	240	162

**Примечание.** 1,2 – шаровые лавы (1) и дайки (2) лейкошононитов из блоков в меланжево-олистостромовом комплексе в бух. Цунами, о. Шикотан; 3 – шононит из недифференцированного силла, о. Зеленый; 4-6 – оливин-ортоклазовый габронорит (4), биотит-ортоклазовый тешенит (5) и монзонит (6) из дифференцированного силла (4 – подошва, 5 – центральная часть и 5 – кровля силла); 7 – шононит из недифференцированного силла; 8 – шаровая лава лейкошононита (4-8 – о. Танфильева); 9 – эруптивные лавобрекчи горы Шикотан (о. Шикотан). Номер 1 соответствует номеру 45 в табл. 2.



**Рис. 20.** Схема геологического строения островов Малой Курильской гряды.

1 – дайки базальтоидов Протокурильского магматического пояса ( $Pg_{2,3}$ ), 2 – меланжево-олигостромовый синнадвиговый комплекс ( $Pg_2$ ), 3-5 – геологические образования Позднешикотанского магматического пояса ( $K_{2maa} - Pg_1$ ): 3 – димитровский базальтоидно-дайковый комплекс (*a* – непрерывные дайково-полудайковые разрезы, *б* – разреженная сеть параллельных даек; простираение даек соответствует показанному на рис.), 4 – комплекс шикотанских габброидов, 5 – вулканогенно-осадочная тоща зеленовской свиты; 6, 7 – геологические образования Матакотанского магматического пояса ( $K_{2cmp_2} - Pg_{dan}$ ): 6 – вулканогенная моласса матакотанской свиты (*a* – мелководноморская фация, *б* – наземная фация) и эффузивы ноторо-томаринского комплекса (центральная часть о-ва Шикотан), 7 – экструзия андезитобазальтов отрадненского комплекса; 8, 9 – единая тыловая зона Матакотанского и Позднешикотанского поясов ( $K_{2maa} - Pg_{dan}$ ): высококальциевые субщелочные базальтоиды (шошониты) малокурильского комплекса, 9 – флиш малокурильской свиты, 10, 11 – геологические образования Раннешикотанского магматического пояса ( $K_{1alb} - K_{2san}$ ): 10 – наземные эффузивы южно-шикотанской толщи (*a*) и пиллоу-базальты крабовозаводской свиты (*б*), 11 – параллельные дайки (простираение даек соответствует показанному на рис.); 12 – зона Центральношикотанского надвига, 13 – разломы, 14 – места отбора образцов и их абсолютный возраст (млн лет)

ными и окатанными обломками базальтов и андезитобазальтов, аналогичных таковым из лавовых потоков свиты. Цемент конгломерато-брекчий и конгломератов – гравелиты и песчаники, состоящие из обомков основной массы и минералов (пироксены, плагиоклазы) базальтов – андезитобазальтов. Базальтоиды матакотанской свиты принадлежат к известковой и известково-щелочной магматическим сериям (табл. 6, ан. 1-19).

По мнению Т.И.Фроловой с соавторами [1977], матакотанская свита – классический пример мелководно-морской вулканогенной молассы. На юго-западе острова морская моласса замещается латерально наземными вулканогенными образованиями. Видимая мощность свиты – 500-1000 м, возраст – кампанский на основании единичных находок остатков иноцерамов [Сергеев, 1976].

В горловине бухты Отрадной в качестве фундамента матакотанской свиты описаны экструзивные андезитобазальты (отраденский комплекс) [Фролова и др., 1977]. Согласно Л.М.Парфенову с соавторами [1983], отраденский комплекс – внутрiformационная многофазная экструзия, поэтапно внедряющаяся в период накопления толщ матакотанской свиты (табл. 6, ан. 20-22).

В поле развития матакотанской свиты на юго-западном берегу бухты Крабовой в тектоническом блоке “зажата” немая 300-метровая толща относительно глубоководных подушечных базальтов (крабозаводская свита, по [Фролова и др., 1977, 1985]) с хемогенным межшаровым цементом, представленным яшмами и микрозернистыми известняками. Плагиофировые и пироксен-плагиофировые базальты толщи однородны по составу и приурочены к известково-щелочной петрохимической серии (табл. 5, ан. 11-16). Т.И.Фролова с соавторами [1977] рассматривают крабозаводской комплекс как вулканическую толщу, согласно подстилающую матакотанскую свиту. По мнению К.Ф.Сергеева [1976], это наиболее древние образования о.Шикотан, оторванные по времени от периода формирования матакотанской свиты.

Малокурильская свита, согласно залегающая на матакотанской и занимающая осевую зону острова Шикотан, представлена флишевым чередованием туфогенных песчаников и алевролитов, содержащих прослойки туфов основного-среднего состава, карбонатные линзы и конкреции [Гаврилов, Соловьева, 1973]. Обломочный материал слабо окатан, представлен базальтами, андезитобазальтами, долеритами, трахидолеритами, плагиоклазом, пироксенами, оливином, апатитом. Мощность свиты в пределах острова Шикотан около 300 м, а на островах Зеленый и Танфильева возрастает 1000 м. Возраст свиты – позднекампанско-раннемаастрихтский, судя по находкам иноцерамов [Сергеев, 1976; Красилов и др., 1986], и позднекампанско-

маастрихтский – по радиоляриям, обнаруженным в одной из карбонатных конкреций [Брагина, 1991]. Аналогичные отложения на полуострове Немуро (формация Токотан), кроме верхнесенонских иноцерамов, обнаруженных в нижних горизонтах, содержат датские планктонные фораминиферы в слоях, венчающих разрез формации [Геологическое..., 1968; Голионко, 1992]. Полный возрастной интервал малокурильской свиты охватывает, таким образом, верхний кампан - даний.

Процессы отложения осадков малокурильской свиты сопровождались извержениями лав и субсинхронными внедрениями приповерхностных силлов субщелочных калиевых магм абсарокит-шошонитовой серии (табл. 10). Лавовые покровы и трахидолеритовые силлы обнаружены на полуострове Немуро (Япония), островах Танфильева и Зеленый. На о. Шикотан шошонит-абсарокитовые вулканы распространены в северо-восточном ареале малокурильской свиты (район бухты Цунами). Здесь, помимо покровов трахишошонитов на алевролитах, эруптивные брекчии и лавобрекчии субкалиевых пироксеновых базальтов (табл. 10, ан. 9) нацело слагают древний вулканический аппарат горы Шикотан. Эруптивные брекчии прорваны дайками трахишошонитов, по составу аналогичных близрасположенным лавовым покровам.

Кроме субщелочных калиевых пород, в зоне развития малокурильской свиты распространены известково-щелочные калиево-натриевые вулканы. В основании флишевых разрезов в бухте Звёздной на юго-западе о.Шикотан [Парфенов и др., 1983] и на о.Полонского (данные автора) обнаружены прослой шаровых лав базальтов, аналогичных известково-щелочным вулканитам матакотанской свиты.

Палеонтологически не охарактеризованные наземные лавы, лавобрекчии, экструзивные тела базальтов - андезитобазальтов гор Ноторо и Томари в центральной плохо обнаженной части о.Шикотан также имеют известково-щелочные характеристики (табл. 6, ан. 23-32).

Зеленовская свита (серия), имеющая тектонические контакты с матакотанско-малокурильской серией и занимающая тихоокеанскую сторону островов Малой Курильской гряды, - сложно построенный и латерально изменчивый комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований, характерных для береговых зон вулканических островов современных островных дуг. Для свиты свойственна резкая смена по простираению стратифицированных эффузивных и вулканогенно-туфогенно-терригенных толщ на слабослоистые и массивные блоки пестроцветных лавобрекчий, туфолов, агломератов, характерных для крутых склонов и жерловин наземных вулканов; локально появляются вулканомиктовые слои и линзы пляжево-береговых отложений мощностью до десятков метров. В

качестве преимущественно эффузивных стратифицированных образований зеленовской серии нами выделена южно-шикотанская слоистая толща (видимая мощность 30-50 м) базальтов и андезитобазальтов, слагающая узкое надбереговое плато между бухтами Церковная и Горбунок на о.Шикотан [Говоров, Цветков, 1985; Говоров, 1987] (табл. 5, ан. 1-5). Эффузивы толщи - плотные и пористые, вплоть до пузырчатых. Поры выполнены агатом, халцедоном и кремнезем-сметитовой смесью.

Видимая мощность свиты в целом до 500-600 м (острова Юрий, Анучина). Вулканогенные образования свиты немые. На острове Юрий на зеленовском вулканогене с размывом залегает конгломерато-аргиллито-алевролитовая толща мощностью 60-70 м, из которой выделена палинофлора и остатки крупномерной флоры, позволяющие датировать вмещающие породы поздним маастрихтом - данием [Красилов и др., 1986] либо маастрихт-палеоценом [Серова и др., 1984]. Учитывая существенную латеральную изменчивость образований зеленовского комплекса, возраст, по меньшей мере, верхних вулканопродуктивных горизонтов свиты также можно считать маастрихт-палеоценовым.

Состав вулканитов свиты – преимущественно известково-щелочные плагиоклаз-двупироксеновые и плагиофировые андезитобазальты, базальты, реже андезиты (табл. 7).

В ареале зеленовских образований вдоль всего юго-восточного побережья о. Шикотан прослежены выходы роёв крутопадающих (углы падения 70-50° на северо-запад) даек базальтоидов (базальтов, андезитобазальтов, долеритов) димитровского дайкового (эффузивно-интрузивного [Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976]) комплекса [Меланхолина, 1978]. Преобладающее простирание даек востоко-северо-восточное – вдоль структуры островной гряды. По составу дайки аналогичны известково-щелочным зеленовским вулканитам (табл. 8).

По наблюдениям автора, некоторые дайковые серии в бухте Горбунок (табл. 5, ан. 6-8) представляют собой питающие инъективные трещины для формирования вышележащих лавовых покровов южно-шикотанской эффузивной толщи.

Тектонотип дайкового комплекса, представляющего собой небольшую внутриостроводужную спрединговую структуру, обнажается в районе бухты Димитрова. Здесь, мощность “свиты” параллельных даек, занимающих практически весь полуостров Димитрова, достигает 3 км. Ширина даек от десятков сантиметров до первых метров. Некоторые протяженные непрерывные обнажения (200-300 м) представлены только дайками, прорывающими друг друга. Наблюдается пластинчатые пакеты из 8-10 полудаек с односторонней закалкой. В узких (3-10 м) междайковых блоках зажаты вме-

щающие породы – осадки и вулканиты зеленовской свиты, мелко- и среднезернистые габброиды. Дайки полуострова Димитрова прослеживаются на северо-восток по побережью острова на 3-4 км, но уже в виде разреженной сети одиночных даек, секущих неяснослоистые туфо- и лавобрекчии зеленовской свиты и штоки габброидов. Вместе с тем, в одном из обнажений в районе бухты Димитрова наблюдается несогласное налегание на слоистые пакеты даек чисто осадочных фаций зеленовской свиты [Стрельцов, 1976]. Соотношений даек и вулканитов подобных таковым в бухте Горбунок не встречено.

Вероятно, формирование разобщенных дайковых полей происходило неодновременно, поскольку отмечается как внутри- (бухта Горбунок), так и позднеформационное (бухта Димитрова) положение дайковых комплексов относительно становления зеленовского вулканогена.

В поле развития зеленовской свиты обнажаются также габброиды шикотанского комплекса [Геология СССР..., 1964; Сергеев, 1976], образующие на северо-востоке и юго-западе о.Шикотан два плутона площадью 20-25 кв. км. каждый, а также ряд мелких штоков в районе бухты Димитрова (табл. 9). Интрузивные контакты габброидов с отложениями малокурильской и зеленовской свит не обнажены, но габбро отмечаются в гальке зеленовских конгломератов в бухтах Волошина (юго-западный берег острова) и Димитрова [Парфенов и др., 1983], что свидетельствует о “до” либо “внутризеленовском” внедрении габброидов.

Юго-западный интрузив и штоки в бухте Димитрова сложены однообразными породами, представленными мелко- и среднезернистыми габбро и габброноритами, реже габбродиоритами и монцонитоидами. Для северо-восточного интрузива, наиболее глубоко вскрытого по вертикали (около 300 м) отмечается вертикальная расслоенность. В районе вершины горы Крайней (300-320 м над уровнем моря) выходят габбродолериты и долеритодиориты, ниже (150-200 м над уровнем моря) обнажаются среднезернистые габбро, в 100-150 метрах ниже выходят плагиоклазовые перидотиты и габброперидотиты, еще на 20-30 м ниже – оливиновые габбронориты и оливиновые габбро. Плагиоклазовые перидотиты состоят из оливина (60%), основного плагиоклаза (15-20%), клинопироксена (10-15%), ортопироксена (5-10%), базальтической роговой обманки, биотита и рудного минерала (до 5%). В оливиновых габброноритах снижается содержание оливина (10-15%), возрастает роль плагиоклаза и клинопироксена. В габбро вместо биотита и керсутита в интерстициях зерен плагиоклаза и авгита отмечается санидин. Местами в габбро отмечаются ветвящиеся жилы и прожилки (трещины контракции), выполненные мелкозернистыми монцонитами, сиенитами, гранодиорит-аплитами.

По химическому составу габброиды комагматичны известково-

щелочным вулканитам зеленовской свиты (см. табл. 9).

Три, описанных выше, ассоциирующих структурно-формационных комплекса притихоокеанской зоны Малых Курил – зеленовский вулканогенно-осадочный, димитровский дайковый и шикотанский габброидный – предложено объединять в шикотанскую известково-щелочную островодужную офиолитовую ассоциацию [Парфенов и др., 1983; Говоров, Цветков, 1985].

В геологическом строении о.Шикотан выделяется также узкая полоса (0,3-1,0 км) тектонизированного меланжево-олистоостромового комплекса (комплекс цунами), сформированного на фронте Центральношикотанского надвига, по пологой плоскости которого (угол падения 15-20° на юго-восток [Голионко, 1992]) северо-шикотанские габброиды и ассоциирующие с ними зеленовские вулканиты надвинуты на турбидиты малокурильской свиты [Парфенов и др., 1983; Голионко, 1992]. Через береговые обнажения бухты Цунами олистоострома прослежена вглубь Шикотана на 12 км до бухты Отрадной [Парфенов и др., 1983; Голионко [1992], по косвенным признакам, протягивает структуру надвига далее вдоль длинной оси всего острова. На северо-восточном побережье острова (бухта Цунами) надвиговой меланж и прилегающая олистоострома состоят из нагромождения глыб и блоков ( до сотен метров), сцементированных перетертым материалом, слагающим блоки, и запечатанных алевролитовым матриксом. Блоки и глыбы (олистоолиты) представлены малокурильским флишем с покровами шошонитовых лав и структурно-тектоническими подразделениями шикотанской офиолитовой ассоциации: зеленовскими вулканогенно-осадочными породами, с секущими их дайками базальтов и диабазов, габброидами, пакетами пластинчатых даек. Большая часть пород, слагающих олистоолиты, была подвергнута дроблению и зеленокаменному изменению. Меланжево-олистоостромовые образования просечены редкой сетью даек кайнотипных известково-щелочных базальтоидов и долеритов. Масштаб перемещений по Центральношикотанскому надвигу не поддается оценке, но видимо, не превышает нескольких км, ввиду отсутствия экзотических блоков и глыб (например, океанических кремней и базальтов, альпинотипных гипербазитов и т.д.) неостроводужного происхождения в составе меланжа и олистоостромы. Кремнистые алевролиты матрикса олистоостромы содержат эоценовую микрофауну; изотопный возраст базальтоидов из дайки, прорывающей кремнистые алевролиты матрикса – 47 млн. лет [Голионко, 1992]. На этом основании, меланжево-олистоостромовый комплекс бухты Цунами также датируется эоценом [Голионко, 1992].

По палеомагнитным данным [Голионко, 1992; Баженов и др., 1984; Bazhenov, Burtman, 1994; и др.], палеоширота отложений крабозаводской, матакотанской и малокурильской свит на о.Шикотан, а также анало-

гов матакотанской и малокурильской свит на полуострове Немуро – 34-36,5° с.ш. (среднее 35°) при субширотной их палеоориентировке. Учитывая изоморфные соотношения малокурильской и зеленовской свит, последний вулканогенно-осадочный комплекс, вероятно, также отлагался на этих широтах. Таким образом, все меловые (включая датский ярус палеоцена) образования Малокурильской островодужной системы находились в районе 35° с.ш. и имели субширотное простираие в эпоху своего формирования.

В соответствии с палеонтологическими и петрохимическими данными, изложенными выше, в общем, устанавливается несколько неупорядоченная магматическая эволюция Малокурильской системы. Предположительно докампанские известково-щелочные базальты крабозаводской свиты сменяются кампанскими известковыми и известково-щелочными вулканитами матакотанской молассы. Для маастрихт-палеоценового этапа магматизма островодужной системы отмечается синхронное развитие как высококальциевых пород (малокурильский комплекс), так и известково-щелочной вулканоплутонической ассоциации магматитов (зеленовские вулканиты, дайки и габброиды). В эоцене геологические образования палеоостровной дуги были прорваны известково-щелочными андезитоидами.

И только после систематического К-Аг датирования магматических пород малокурильских комплексов, проведенного по образцам из коллекций Г.И. Говорова, А.А. Цветкова и Л.М. Парфенова с коллегами [Говоров и др., 1983; Говоров, 1996, 2000; Цветков, Абрамова, 1981; Парфенов и др., 1983], появилась возможность скорректировать пространственно-временную магматическую структуру и реконструировать геодинамическую эволюцию (процесс формирования) альбско-палеоценовой Малокурильской островодужной системы, по широкому комплексу как геолого-петрохимических, так и палеонтолого-геохронологических данных [Говоров, 2000]. По этим материалам, в строении островодужной системы выделяется три магматических пояса – (1) *Раннешикотанский*, альбско-раннесенонский, с северной полярностью магматитов; (2) *Матакотанский*, позднекампанско-датский, с южной полярностью и (3) *Позднешикотанский*, маастрихт-палеоценовый, с северной полярностью.

После столкновения амагматичного Южно-Курильского поднятия с Китаками-Монеронской дугой 110-105 млн. лет тому назад (см. предшествующие разделы главы 3), вдоль южной границы поднятия формируется зона субдукции северной полярности и начинает действовать *Раннешикотанский магматический пояс*. На тихоокеанской стороне о. Шикотан пояс представлен южно-шикотанской эффузивной толщей и синхронными дайками-магмоводами (бухта Горбунок) для наземных вулканитов толщи. Одновременно на северной стороне острова извергались пиллоу-лавы крабозавод-

ской свиты. Более калиевый состав базальтов последней определяет северную полярность Раннешикотанского пояса (рис. 21).

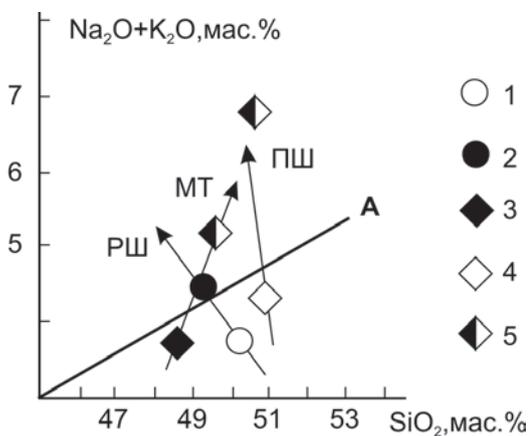


Рис. 21. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  для базальтоидов магматических поясов Малокурильской островодужной системы.

1-5 – средние химические составы базальтоидов магматических комплексов островов Малой Курильской гряды: 1 – южно-шикотанской толщи, 2 – крабовозводской свиты, 3 – матакотанской свиты, 4 – зеленовской свиты и димитровского дайкового комплекса, 5 – малокурильского шошонитового комплекса и субкалиевых лавобрекчий горы Шикотан (5 – тыловая зона Матакотанского и Позднешикотанского поясов). Стрелками показаны тренды нарастания содержания щелочных металлов в породах тыловых зон магматических поясов: РШ – Раннешикотанского, МТ – Матакотанского, ПШ – Позднешикотанского. А – дискриминантная линия для базальтов нормального и субщелочного рядов, по [Классификация..., 1981]

В маастрихт-датское время, по палеонтолого-геохронологическим данным, устанавливаются изофациальные соотношения матакотанской, малокурильской и зеленовской свит. Матакотанская и зеленовская свиты представляли собой соответственно северный и южный фронты наземно-мелководноморского известково-щелочного и известкового вулканизма. Междуговый малокурильский флишоидный прогиб был интродуцирован высококалиевыми абсарокит-шошонитовыми магмами (см. рис. 21).

По полярности и периоду активности Раннешикотанский пояс полностью соответствует Академическому (см. предшествующий раздел). Вместе они, видимо, представляли два сегмента единого Шикотанско-Академического пояса, который прекратил свою деятельность в середине сенона в результате столкновения с Кула-Тихоокеанским спрединговым хребтом.

После столкновения Академическое поднятие ушло в северный дрейф на плите Кула, а Южно-Курильское поднятие осталось на месте, благодаря сцеплению с Китаками-Моне-ронским линеаментом. Произошла дисперсия единой Южно-Курильско-Академической морфо-структуры на два поднятия.

В раннекампанское время (82-77 млн. лет тому назад) Малокурильская островодужная система была амагматичной.

В результате реконструируется островодужная система типа современной Филиппинской с двумя встречно падающими сейсмофокальными зонами и, соответственно, двумя магматическими поясами – Матакотанским и Позднешикотанским. Период внедрения (71-61 млн. лет) в междуговое пространство высококалийевых шошонитовых магм, принадлежащих обоим поясам, маркирует во времени эпоху синхронного существования Матакотанской и Позднешикотанской магматических дуг.

*Матакотанский пояс* начал формироваться в позднем кампане (возраст отрадненских андезитобазальтов – 76 млн. лет, возраст базальтоидов Ноторо-Томаринской вулканоструктуры – 77 и 75 млн. лет); в маастрихте - дании вулканический фронт пояса сместился на север (возраст базальтов из обломков в конгломератах в бухтах Хромова и Малокурильской – 68 и 67 млн. лет). Полярность пояса южная.

Синхронно с Матакотанским вдоль структур Северного Охотоморья активизируется Трансохотоморский пояс с северной полярностью магматитов. Субдуцируемая под оба пояса литосфера продуцировалась в западном сегменте Кула-Тихоокеанской спрединговой системы, переместившимся в Палеоохотоморский бассейн и занявшим место между двумя поясами.

*Позднешикотанский пояс*, выделяемый в объеме шикотанской офиолитовой ассоциации (шикотанские габброиды, димитровские слоистые дайки и зеленевская свита, кроме древнего южно-шикотанского вулканогена), начал формироваться в маастрихте, по-видимому, в связи с возобновлением северо-западного дрейфа Тихоокеанской плиты, и прекратил свою активность в конце палеоцена в результате отрыва под ним субдуцирующей пластины, обретшей к тому времени аномальный нестабильный обратный наклон. Обратный наклон слэба и его последующий отрыв, вероятно, произошел ввиду затягивания нависающей литосферной плиты в расположенную севернее зону субдукции Трансохотоморской магматической дуги. К этому времени междуговая спрединговая система, располагавшаяся в Палеоохотском бассейне, была, по-видимому, на стадии отмирания, либо прекратила свое существование.

По прямым геохронологическим и косвенным геологическим данным, внедрение габброидов (62, 56 и 55 млн. лет), спрединговых даек (59 млн. лет) и части вулканитов (61 и 59 млн. лет) происходило в позднепалеоценовую эпоху (танетский век) перед отрывом изогнутого слэба, что может свидетельствовать о формировании шикотанских офиолитов в обстановке надсубдукционного интрадугового рифтинга, типичного для современной Марианской островодужной системы с изогнутой субдуцирующей пластиной под вулканическим поясом (см. рис. 3). Таким образом, шикотанская офиолитовая ассоциация представляет собой, скорее

всего, рифтово-интрадуговой тип островодужных офиолитов. Шикотанские офиолиты фиксируют зачаточную стадию интрадугового рифтогенеза, в результате которого осевой раскол Южно-Курильского поднятия на две существенно разъединенных половины, как в Марианской островодужной системе, так и не состоялся, но сформировался мафический клин, внедрившийся в сиваль земной коры поднятия (см. рис. 19).

На серии субмеридиональных разрезов Северо-Западной Палеооцифики для мелового-палеоценового времени отображены этапы геодинамической эволюции Малокурильской палеоостроводужной системы (см. рис. 8).

После отрыва поддвигающейся литосферы под Позднешикотанской дугой в конце палеоцена начался северный дрейф Южно-Курильского поднятия до столкновения с поднятием Академии наук в первой половине эоцена. Об этом свидетельствует прекращение магматической активности Трансохотоморского пояса 48-47 млн. лет тому назад. В результате коллизии крупных морфоструктур произошел надвиг шикотанских офиолитов на малокурильский флиш по Центральношикотанскому структурному шву с формированием меланжево-олистоостровового комплекса цунами. 47 млн. лет тому назад сформировалась новая зона субдукции вдоль южной границы Южно-Курильского поднятия и активизировался Протокурильский магматический пояс, представленный на о. Шикотан редкими дайками андезитов в районе бухт Цунами (47 млн. лет – возраст дайки, секущей олистоострову) и Димитрова (45 млн. лет - возраст одиночной дайки, секущей пластинчатый дайковый комплекс).

Постаккреционный Протокурильский пояс, формировавшийся в зоне пятидесятих градусов с.ш., не входит в Малокурильскую островодужную систему и будет рассмотрен в следующих разделах главы.

### **3.2. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА КАМЧАТСКО-КАШЕВАРОВСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПАЛЕОЛИНЕАМЕНТА**

Камчатско-Кашеваровский тектонический палеолинеament, по прямым и косвенным данным, включает поднятия Срединного хребта Камчатки, вала Кашеварова, Института океанологии, Северо-Курильское, Восточно-Сахалинское и до начала своей дисперсии в середине - конце валанжина представлял собой линейную структуру протяженностью не менее 8000 км. Магматические пояса Восточного Сахалина (южный сегмент линеамента) будут описаны в следующей главе; вводная же часть настоящего раздела посвящена геологическому описанию наиболее изученного Срединнокамчатского сегмента Камчатско-Кашеваровского линеамента.

Неотъемлемой и значимой частью геодинамической эволюции всей

Охотоморской провинции является палеозойско-мезозойское геологическое развитие Срединнокамчатского кристаллического массива, входящего в Камчатско-Кашеваровский тектонический палеолинеамент. Работы по изучению строения выступа метаморфических и магматических пород на юге Срединного хребта Камчатки в разные годы проводили М.М. Лебедев, А.Ф. Марченко, И.А. Тарарин, А.И. Ханчук, И.А. Сидорчук, С.М. Сеница и другие геологи. Принципиально новые данные по геохимии, изотопному возрасту, стратиграфии геологических подразделений, позволяющих установить время формирования и тектоническую позицию позднепалеозойско-мезозойских магматических и метаморфических образований региона, были опубликованы в 90-е годы 20-го столетия [Бондаренко, Кузнецов, 1993; Бондаренко, 1997, 1999; Виноградов, Григорьев, 1994; Бондаренко, Хоуриган, 2001].

В соответствии с последними материалами, появились основания различать в развитии Камчатско-Кашеваровского тектонического линеамента как единой структуры 3 этапа: (1) ранне-среднепалеозойский (додевонский), спрединговый; (2) девонско-раннеюрский, трансформно-разломный и (3) среднеюрско-валанжинский, кососубдукционный. В поздневаланжинское время, по-видимому, произошла дисперсия протяженного Камчатско-Кашеваровского линеамента, о чем свидетельствует прекращение магматической активности на южном, Восточно-Сахалинском (см. главу 4) его сегменте.

До позднего же валанжина Камчатско-Кашеваровский линеамент связывал сначала как трансформный (девон – ранняя юра), а затем как субтрансформно-кососубдукционный (средняя юра – валанжин) разлом две относительно стационарные внутриокеанические магматические дуги – боральную Тайгоносскую и субэкваториальную Южно-Охотоморскую в единую позднепалеозойско-неокомовую Z-образную тектоническую систему – Мегаохотоморский палеолинеамент.

Столь длительное, по крайней мере, с позднего палеозоя и до неокома, развитие Камчатско-Кашеваровского линеамента в трансформном и субтрансформном режимах, видимо, привело к появлению на отдельных участках (поднятия Срединнокамчатское, Кашеварова, Института океанологии и др.) линейной структуры синсдвиговых зон скупивания вплоть до образования внутриокеанических надводных островных поднятий на вершинных участках раздувов. Размытом этих ареалов суши объясняется, в частности, формирование небольших и средних по мощности (100-2000 м) терригенных толщ внутри среднепалеозойской-раннемезозойской малкинской серии Срединнокамчатского массива.

Ниже приводятся главные черты геологического строения Срединно-

камчатского кристаллического массива, в основном по работам Г.Е. Бондаренко [Бондаренко, Кузнецов, 1993; Бондаренко, 1992, 1997, 1999].

В южной части Срединного хребта выделяется крупный (200 x 40-50 км) блок неоднородно метаморфизованных пород – Срединнокамчатский кристаллический массив. Севернее, по простиранию Срединнокамчатского хребта метаморфические породы перекрыты кайнозойскими вулканогенными толщами, но на Лесновском поднятии в кварц-палевошпатовых песчаниках позднемеловой лесновской серии отмечаются обломки кристаллических сланцев и гнейсов [Шапиро, 1987], на основании чего можно предполагать продолжение структуры метаморфического пояса до Камчатского перешейка и, возможно, севернее до сочленения с Тайгоносской дугой.

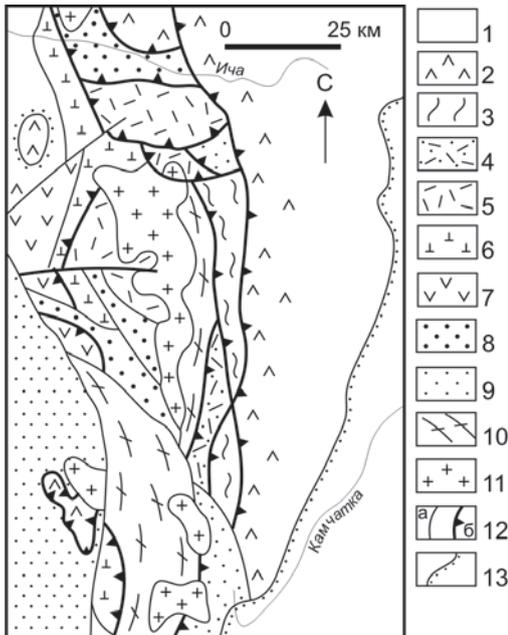
Выступ метаморфических пород юга хребта Срединный сложен двумя главными докайнозойскими структурными элементами – аллохтоном и относительным автохтоном (рис. 22).

Аллохтон сложен позднемеловыми вулканогенно-терригенно-кремнистыми образованиями ирунейской и кирганикской свит, которые надвинуты на автохтон с востока по сутурной зоне [Бондаренко, 1992; Бондаренко и др., 1993]. Породы аллохтона, по-видимому, являются фрагментом (южным сегментом) Валагинской островной дуги.

Относительный автохтон состоит из двух структурных единиц. Первая сложена диафторированными гнейсами, кристаллическими сланцами и мигматитами колпаковской серии предположительно нижнего палеозоя [Bondarenko et al., 1993; Бондаренко, 1997, 1999] либо протерозоя [Марченко, 1975; Ханчук, 1985; Тарарин, 1988; и др.] и имеет тектонические ограничения. Вторая образована стратифицированными (снизу вверх) малкинской серией, стопольниковской, квахонской свитами и кихчикской серией.

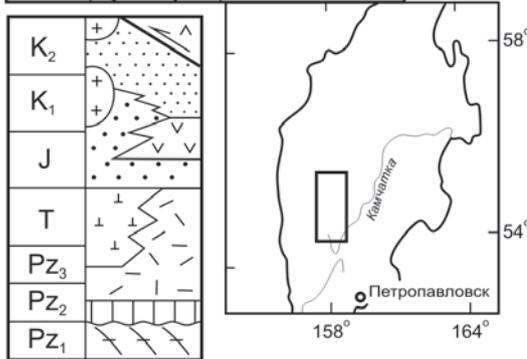
По наблюдениям ряда авторов [Шульдинер и др., 1980, 1987; Ханчук, 1985; и др.], образования малкинской серии с угловым несогласием залегают на В соответствии с геологическими и геохронологическими данными [Синица, 1989; Бондаренко и др., 1993; Виноградов, Григорьев, 1994], отложения колпаковской, малкинской серий и квахонской свиты прорваны валанжин-альбскими мантийного (не анатектического) генезиса гранитоидами, на которые, в свою очередь, с размывом налегает ниже-среднемеловая глинисто-песчаная толща кихчикской серии.

Судя по Rb-Sr изотопному датированию магматических и метаморфических комплексов [Виноградов, Григорьев, 1994], большинство геологических образований автохтона в маастрихт-палеоценовое время в той или иной степени было подвергнуто ареальному метаморфизму, что объясняет низкую информативность калий-аргоновой геохронометрии магматических и метаморфических пород. Поэтому дальнейшая оценка времени форми-



**Рис. 22.** Тектоническая схема Срединного хребта Камчатки, по Г.Е. Бондаренко [1999] с изменениями.

1 – кайнозойские осадочно-вулканогенные образования; 2 – аллохтон: надсубдукционный позднемеловой вулканоген (ирунейская и кирганикская свиты), надвинутый на Срединнокамчатский массив с востока; 3 – зона андриановской сутуры мел-палеоценового возраста; относительный автохтон: малкинский комплекс: 4 – метатерригенно-кремнистые отложения с метабазитами девона-перми; 5 – отложения малкинской серии нерасчлененные; 6 – метаморфизованные офиолиты перми-триаса (алисторский трансформно-офиолитовый комплекс); 7 – островодужные вулканогенно-осадочные образования квахонской свиты (юра – нижний мел); 8 – метатерригенно-кремнистые отложения стопольниковской свиты (юра-мел); 9 – терригенные меловые отложения кихчикской серии; 10 – колпаковский комплекс: диафорированные гнейсы, мигматиты, амфиболиты, амфибол-сланцевые сланцы, силикатные мраморы и кальцифиры (предположительно нижний палеозой); 11 – мел-палеогеновые гранитоиды; 12 – разрывные нарушения: *a* – субвертикальные сбросы и сдвиги, *б* – взбросы и надвиги; 13 – стратиграфические границы.



рования допозднемеловых подразделений автохтона основана на геолого-структурных и скудных палеонтологических данных.

Отложения малкинской серии (андриановская и химкинская свиты) согласно перекрываются терригенно-кремнистой толщей стопольниковской свиты. В свою очередь, на стопольниковскую свиту и малкинскую серию согласно и с размывом налегает немая островодужного происхождения [Ханчук, 1985; Бондаренко, 1999] вулканогенно-туфовая толща квахонской

свиты. Вместе с тем, присутствие туфогенного материала в терригенных слоях стопольниковской свиты дает основание предполагать фациальные взаимоотношения стопольниковской и квахонской свит, возможно, при более молодом в целом возрасте последней. По заключению М.Н.Шелеховой, породы стопольниковской свиты содержат юрско-нижнемеловые споры [Бондаренко, 1997]. На этом основании возраст квахонской свиты принимается среднеюрско-раннемеловым [Бондаренко, 1992, 1997, 1999; Бондаренко, Кузнецов, 1993; и др.].

Несколько неожиданные новые данные были получены при ревизионных работах по геологии, стратиграфии и магматизму малкинской серии [Бондаренко, Кузнецов, 1993; Бондаренко, 1997].

Ранее считалось [Марченко, 1975; Шульдинер и др., 1980, 1987; Ханчук, 1985; Тарарин, 1988; и др.], что малкинская серия состоит из четырех свит, находящихся в стратиграфической последовательности (снизу вверх): метатерригенной шихтинской, метавулканогенной андриановской, метатерригенной хейванской и метавулканогенно-терригенной химкинской. А.И.Ханчук [1985] выделил также преимущественно вулканогенную алисторскую свиту как фациальный аналог химкинской. На основании находок девонско-пермских комплексов спор и пыльцы [Сиверцева, Смирнов, 1974] в терригенных толщах шихтинской и хейванской свит, вся малкинская серия считалась средне-позднепалеозойской.

Анализ новых материалов по малкинской серии приводит к ряду выводов.

М.Н. Шелеховой из двух образцов шихтинской и одного образца хейванской свиты выделен пермско-триасовый комплекс спор и пыльцы; из двух образцов хейванской свиты – пермский комплекс спор и пыльцы. Это свидетельствует о малой вероятности более древнего возраста шихтинской свиты по сравнению с хейванской, и позволяет трактовать шихтинскую и хейванскую свиты как фациальные аналоги [Бондаренко, 1997].

По этим же данным предполагаются фациальные соотношения андриановской, химкинской и алисторской свит, что также подтверждается однотипным петро-геохимическим составом пикритов и базальтов трех упомянутых подразделений [Бондаренко, 1997].

Исходя из палеонтологических данных, возраст вулканогенных андриановской, химкинской и алисторской свит, вероятно, не может быть древнее перми и моложе нижней юры (андриановская и алисторская свиты согласно перекрываются юрско-нижнемеловыми стопольниковскими отложениями). Г.Е.Бондаренко [1997] полагает, что массовые извержения магм происходили в триасе.

Но в целом, как уже отмечалось, весь объем и терригенных, и

вулканогенных толщ малкинской серии был сформирован с девона по раннюю юру в режиме синдвигового (синтрансформного) скупивания океанической литосферы.

По геолого-структурным наблюдениям Г.Е.Бондаренко [1997, с.34-35], образования малкинской серии дислоцированы в напряженные складки преимущественно восточной вергентности. Определяющую роль в структурном контроле играют взбросы, надвиги, сдвиго-надвиги субдолготного простирания и восточной вергентности. В ряде районов отложения алисторской, химкинской и андриановской свит совмещены по разломам и образуют псевдостратифицированные пакеты чешуй. Как правило, тектонические пластины, сложенные образованиями андриановской свиты, распространены западнее пластин, состоящих из пород химкинской свиты. Пластины, образованные алисторскими вулканогенно-осадочными породами, занимают центральное положение и прослеживаются в меридиональном направлении в виде прерывистой полосы (см. рис. 22). К зонам сдвиго-надвигов приурочены тела автокластических и полимиктовых меланжей. Матрикс и погруженные в него глыбы сложены рассланцованными и актинолитизированными габброидами, пироксенитами, перидотитами, а также породами, характерными для алисторской и андриановской свит. Имеющиеся данные позволяют говорить о покровно-складчатом строении рассматриваемой части относительного автохтона и вынуждают рассматривать малкинскую серию как псевдостратифицированный пакет тектонических чешуй, сложенный близковозрастными толщами, содержащими метавулканы основного – ультраосновного состава.

Таким образом, малкинская серия имеет, скорее всего, двухчленное строение – девон-пермские шихтинско-хейванские терригенные отложения согласно перекрываются пермско-нижнеюрским андриановско-химкинско-алисторским вулканогеном.

Ввиду тесной пространственной взаимосвязи пикритов и базальтоидов вулканогенных свит с габбро, пироксенитами и перидотитами, Г.Е.Бондаренко [1997] считает возможным в рамках малкинской серии выделять алисторскую перидотит-габбро-пикрито-базальтовую офиолитовую ассоциацию, по химизму эффузивов более всего соответствующую офиолитам океанических трансформных разломов.

Кроме досреднеюрских трансформных офиолитов в пределах Срединнокамчатского массива выявляются фрагменты Квахонского среднеюрско-раннемелового надкосо-субдукционного и Камчатско-Кашеваровского валанжин-туронского надортосубдукционного магматических поясов.

### **3.2.1. Спрединговый этап развития Камчатско-Кашеваровского линеамента. Колпаковское синспрединговое вулканогенно-терригенное плато**

По данным И.А.Тарарина [1989], в составе додевонской колпаковской серии (мощность около 2500 м), с угловым несогласием подстилающей образования малкинского комплекса и состоящей из высокоглиноземистых плагиогнейсов и кристаллических сланцев, богатые кальцием апомагматические породы приурочены в основном к верхней части разреза. Метаматиты образуют пластовые тела, залежи, дайки, будинированные тела и отдельные будины. Мощность тел колеблется в широких пределах, но обычно преобладают слои и линзы мощностью в первые метры, реже – в первые десятки метров.

Из таблицы 11 видно, что не измененные процессами гранитизации и диафтореза метаморфизованные магматиты колпаковской серии Срединнокамчатского массива “характеризуются низкими содержаниями литофильных элементов и, наоборот, повышенными концентрациями элементов группы железа (Cr, Ni, Co), что сближает их с производными базальтовых магм срединно-океанических хребтов” [Тарарин, 1989, с.10].

Вместе с тем, широкое развитие метатерригенных пород в ассоциации с представительной серией высокотитанистых магнотолентов-ферробазальтоидов-ферроандезитоидов, заставляет предположить, что колпаковский комплекс формировался не в пелагических, но в специфических условиях надводного синспредингового плато типа Исландского или Галапагосского. Только для подобных структур характерно одновременное развитие и магнезиальных спрединговых толентов (табл. 11, ан.1,2), и ферробазальтоидов (ан. 3-5), и ферроандезитоидов (ан. 6, 7), и осадочных терригенных пород.

Крутопадающие субмеридиональные тела метаморфизованных ультрамафитов мощностью до 200 м и протяженностью до 4 км в среднем течении р. Квахона [Тарарин, 1989], по-видимому, маркируют генеральное меридиональное простирание всего додевонского *Камчатско-Кашеваровского спредингового центра*.

### **3.2.2. Алисторский трансформно-офиолитовый магматический пояс**

Для обоснования океанической трансформно-разломной природы пермско-раннеюрских Алисторских офиолитов, кроме изложенных выше геолого-структурных данных, Г.Е. Бондаренко [1997, с.35-37] провел сравнительное петролого-геохимическое изучение пикритов и базальтоидов андриановско-химкинско-алисторского вулканогена с эффузивами типовых

**Химический состав апобазитовых метаморфических пород колпаковской серии  
Срединного хребта Камчатки, по И.А.Тарарину [1989]**

Н п.п.	1	2	3	4	5	6	7
N обр.	1189/1	521-Г	1192/4	1195/4	667-А	670-Б	668
SiO <sub>2</sub>	51,10	51,80	49,40	50,00	45,00	57,95	58,68
TiO <sub>2</sub>	1,11	2,18	2,26	2,91	3,15	1,73	1,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,16	11,93	17,12	10,65	14,07	14,26	13,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,27	2,32	4,58	5,41	3,15	1,47	5,95
FeO	4,93	9,04	8,10	12,67	14,31	8,38	5,62
MnO	0,17	0,33	0,20	0,26	0,20	0,26	0,25
MgO	9,00	7,30	4,30	6,51	6,10	3,73	2,25
CaO	11,73	12,43	8,66	7,98	8,90	6,45	5,00
Na <sub>2</sub> O	2,65	1,29	4,00	3,17	1,95	3,22	3,10
K <sub>2</sub> O	0,04	0,30	0,20	0,07	0,40	1,15	1,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,25	0,55	0,40	0,48	0,34	0,34
п.п.п.	0,70	0,41	0,61		2,42	0,81	2,13
Сумма	100,01	99,58	99,98	100,03	100,13	99,75	99,97
Rb		9		4	21	24	12
Sr	175	100	331	216	201	553	622
Ba	17	28	423	59	53	1092	596
Zr	55	102	158	220	248	85	112
Y	19	27	37	45	45	7	3
Ni	85	165	114	39	71	30	34
Co	42	71	55	36	44	31	24
Cr	292	330	248	280	100	37	37
V	97	490	131	134	340	240	150

**Примечание.** 1 – амфиболит (магнотолит), 2 – амфиболит (толит), 3-5 –гранатовые амфиболиты (ферробазальты); 6,7 – гранат-биотит-амфиболовые плагиогнейсы (ферроандезиты-исландиты).

океанических и островодужных геодинамических обстановок.

Метавулканытны химкинской и андриановской свит представлены шпинельсодержащими оливин-клинопироксеновыми пикритами и плагио-клазовыми пикритобазальтами, которые по химическим свойствам и петрографическим характеристикам близки к таковым из состава алисторской свиты (табл. 12).

Химический состав магматических пород Алисторского пояса

№ обр.	74/2	74/7	170	170/2	134/1	101/4	64/7
SiO <sub>2</sub>	45,06	43,58	43,23	42,66	45,55	48,94	46,32
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,22	0,29	0,29	0,24	0,59	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,7	8,88	8,89	9,53	9,02	14,02	14,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,74	3,09	3,25	3,79	2,56	3,59	3,71
FeO	7,42	6,6	7,28	6,55	6,12	6,95	5,85
MnO	0,17	0,18	0,18	0,19	0,17	0,18	0,15
MgO	21,1	20,53	20,63	20,4	22,28	11,76	10,91
CaO	10,82	10,94	9,99	10,48	9,14	9,68	11,89
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,79	0,94	0,57	0,48	2,79	2,57
K <sub>2</sub> O	0,05	0,03	0,03	0,04	0,08	0,07	0,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,07	0,09	0,08	0,09	0,08	0,09
п.п.п.	4,6	4,65	5,1	5,35	4,2	0,93	2,97
Cr	2000	2300	1700	2000	1700	630	360
Ni	800	950	870	910	860	300	160
V	91	52	140	90	80	220	130
Co	66	47	48	60	60	48	34
Rb	1	1	1	1		1	1,3
Sr	11	9,8	10	14		88	120
Y	13	12	10,5	10		19	19
Zr	7,6	6,4	11	9,6		27	22
Nb	1	1	1	1		1	1,1
Ba	10	10	10	10		14	10
La	0,46	0,27	0,41	0,28	0,21	0,89	1,2
Ce	0,72	0,49	0,83	0,68	0,77	2	2,9
Sm	0,51	0,42	0,74	0,69	0,32	1	1,2
Eu	0,23	0,28	0,28	0,4	0,18	0,53	0,57
Tb	0,27	0,25	0,25	0,26	0,15	0,37	0,44
Yb	1,8	1,6	1,2	1,4	0,99	2	2,1
Lu	0,29	0,24	0,2	0,23	0,16		0,33
№ обр.	120/10	124/9	125/3	134/9	568/1	187-30	ГГ-785
SiO <sub>2</sub>	50,32	42,62	45,96	42,76	51,32	45,90	53,53
TiO <sub>2</sub>	1,2	0,37	0,21	0,29	1,76	5,07	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,39	10,07	10,63	11,83	15,77	12,31	12,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,67	2,53	5,66	3,88	9,28	5,74	1,46
FeO	7,86	7,91	4,63	5,88		11,10	2,05
MnO	0,17	0,19	0,2	0,17	0,24	0,25	0,10
MgO	9,01	23,31	21,19	21,44	9,08	4,67	4,17
CaO	9,5	8,22	7,17	8,36	9,25	8,37	15,35
Na <sub>2</sub> O	3,61	0,53	0,89	1,16	2,56	2,39	6,10
K <sub>2</sub> O	0,2	0,16	0,06	0,15	0,4	0,83	0,48

№ обр.	120/10	124/9	125/3	134/9	568/1	187-30	ГГ-785
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,61	0,09	0,06	0,09	0,2	0,33	0,17
п.п.п.	0,45	3,4	3,4	4,1	0,25	2,56	3,26
Cr	390	2660	2200	2600		5	45
Ni	180	960	700	800		34	28
V	210	130	110	100		140	30
Co	12	69	74	40		120	20
Rb	1	1	1	1		47	<1
Sr	140	26	9,3	16		225	675
Y	21	13	12	12		47	<1
Zr	60	14	5,5	8,9		218	84
Nb	5,8	1	1	1		17	<1
Ba	10	10	10	10		304	224
La		0,66	0,33	0,26			
Ce		2,1	0,81	0,65			
Sm		0,77	0,45	0,48			
Eu		0,38	0,25	0,15			
Tb		0,28	0,21	0,2			
Yb		1,4	1,4	1,4			
Lu		0,21	0,24	0,24			

Примечание к табл. 12. Обр. 74/2 – 568/1 – ультраосновные и основные метавулканыты малкинской серии Срединнокамчатского массива, по Г.Е.Бондаренко [1997]: 74/2 – 120/10 – алисторская свита, 124/9 – 134/9 – андриановская свита, 568/1 – химкинская свита; 187-30 – ильменитовое габбро, подводный хребет Витязя, южная часть Северо-Курильского поднятия; ГГ-785 – плагиогаббро, Восточный Сахалин, мыс Шельтинга. Обр. ГГ-785 соответствует номерам 52 и 73 в табл. 2.

В пикритобазальтах хр. Срединный отчетливо проявлена положительная корреляция между кремнекислотностью и содержанием окисей алюминия, титана, щелочей и отрицательная – между кремнекислотностью и содержанием окиси магния, что отличает их от высокомагнезиальных вулканитов марианит-бонинитовых серий [Гельман и др., 1988]. Подтверждением этому является отсутствие в изученных шлифах такого типоморфного для бонинитовых вулканитов минерала, как клиноэнстатит [Геология дна..., 1980].

Пикриты Исландии, океанических поднятий и островов отличаются от ультраосновных вулканитов хр. Срединный значительно более высоким

содержанием титана, щелочей, крупноионных малых элементов, легких РЗЭ.

От ультраосновных вулканитов складчатых областей, ассоциирующихся с островодужными образованиями и пикритов современных задуговых бассейнов [Магматические горные ..., 1989; Марковский, Ротман, 1981; Морозов, 1992; Плошко, 1980; Щека, 1977], пикриты хр. Срединный отличаются более низким содержанием щелочей, сидерофильных элементов, крупноионных малых элементов и легких РЗЭ, повышенным содержанием натрия, циркония, ниобия.

Меймечиты вулканических серий платформенных траппов [Ланда и др., 1983; Марковский, Ротман, 1981] по сравнению с пикритами хр. Срединный значительно обогащены титаном, щелочами, цирконием, иттрием, редкоземельными элементами средней и легкой части спектра и обеднены хромом, никелем.

Отмечалось некоторое сходство составов пикритов хр. Срединный и коматиитов архейских зеленокаменных поясов [Тарарин, 1981], но последние заметно отличаются пониженным содержанием иттрия и повышенным циркония, хрома, никеля, более пологим распределением РЗЭ [Лутц, 1980, Магматические породы..., 1989; Марковский, Ротман, 1981].

Наблюдается сходство химизма пикритов и пикритобазальтов хр. Срединный с ультраосновными эффузивами верхней части офиолитовой ассоциации о. Горгона, расположенного близ северо-западного побережья Колумбии [Dietrich et al., 1980, 1981; Echeverria, 1980]. Здесь офиолитовый разрез включает (снизу вверх): дуниты, пироксениты, полосчатые габброиды, стратиграфически перекрытые лавами и лавобрекчиями базальтов, пикритов, пикритобазальтов, гиалокластитам, туфами, туфобрекчиями основного – ультраосновного состава, содержащими прослойки кремнистых пород. Офиолиты о. Горгона сформировались в результате повторного рифтинга океанической коры вне влияния зоны субдукции и находятся на южном продолжении ископаемого трансформного разлома (к востоку от Панамского разлома) Галапагосского срединного центра [Plate-tectonic map..., 1984].

Пикритобазальтовые разности пермско-триасовых вулканитов юга хр. Срединный обнаруживают геохимическое сходство с пикритобазальтами, драгированными в активных зонах трансформных разломов Атлантики и приуроченных к тем участкам разломов, на которых фиксируются условия растяжения [Строение..., 1989, 1991]. Последние отличаются примитивным составом, что связывается с большими объемами плавления вещества верхней мантии, ранее деплетированной в магматических камерах срединно-океанического хребта.

Сходство химизма метавулканитов алисторской, химкинской и андриановской свит с вулканитами офиолитов океанического генезиса о.Горгона и

трансформных разломов Атлантики служит доводом в пользу того, что формирование происходило в близких геодинамических обстановках.

Структура Алисторского трансформного разлома вполне уверенно прослеживается на валу Кашеварова по однотипным с малкинскими метатерригенным породам [Авченко и др., 1987]. Условно к трансформному офиолитовому поясу можно отнести мелкозернистое ильменитовое габбро (Северо-Курильское поднятие), а также плагиогабброиды, обнаруженные нами (с С.В. Высоцким) в ареале Шельтингского габбро-перидотитового массива (Восточный Сахалин). К-Аг возраст амфибола из плагиогаббро – 297,5 млн. лет.

Можно предполагать, что пермско-раннеюрский *Алисторский трансформно-офиолитовый магматический пояс*, выявленный Г.Е. Бондаренко на Камчатке, протягивался на юг от Срединнокамчатского массива на расстояние многих тысяч километров (складывается длина всех линейных элементов с признаками трансформной структуры). Как уже упоминалось, соответствующий магматическому поясу Камчатско-Кашеваровский трансформный разлом (палеолинеament) относился к типу дуга-дуга и соединял активные в позднем палеозое - неокоме Тайгоносскую и Южно-Охотоморскую дуги в единую палеоостроводужную Z-мегаструктуру.

### 3.2.3. Квахонский магматический пояс

В качестве тектонотипных разрезов *Квахонского магматического пояса* А.И.Ханчуком и И.А.Сидорчуком [Сидорчук, Ханчук, 1981; Ханчук, 1985] были выделены в различной степени метаморфизованные вулканогенные и туфо-терригенные образования квахонской свиты. Магматические породы Квахонского пояса тяготеют к западным районам Срединнокамчатского массива и по выходам зеленосланцевых метавулканитов прослежены также в 300-х км севернее в среднем течении р. Тигиль (100 км юго-восточнее мыса Омгон) [Сидорчук, Ханчук, 1981]. Геохимические исследования [Тарарин, 1989; Бондаренко, 1999] подтвердили островодужный (энсиматический) генезис квахонских вулканитов. Ниже приводятся геолого-геохимические материалы по Квахонскому магматическому поясу, представленные в работе Г.Е.Бондаренко [1999, с.228-231].

Существенно вулканогенные типы разрезов распространены в северо-западных тектонических пластинах. Здесь металовулканиты основного состава квахонской свиты с несогласием залегают на океанических метапикритах пермско-триасового возраста [Бондаренко, 1997; Бондаренко, Кузнецов, 1993; Ханчук, 1985]. Преимущественно метатуфово-терригенные типы разрезов свиты распространены на юго-востоке, где с постепенным переходом залегают на палеозойско-триасовых толщах. Повсеместно образования

квахонской свиты без видимого несогласия перекрыты метатерригенными породами кихчикской серии [Бондаренко, Кузнецов, 1993; Ханчук, 1985], содержащими фаунистические и флористические остатки раннего - позднего мела [Ханчук, 1985]. Породы квахонской свиты прорваны раннемеловыми гранитоидами и претерпели метаморфизм с возрастом 60-70 млн. лет [Виноградов, Григорьев, 1994; Сеница, 1989]. Следовательно, наиболее вероятный возраст образований свиты (т.е. Квахонского пояса) юрско-раннемеловой, с чем согласны многие исследователи региона [Бондаренко, Кузнецов, 1993; Мишкин, 1981; Ханчук, 1985].

Степень преобразований вулканитов квахонской свиты варьирует от зеленокаменной до эпидот-амфиболитовой. В них широко развиты вторичные агрегаты по темноцветным минералам (хлорит, эпидот, актинолит, метасоматический кроссит) и плагиоклазам (альбит, эпидот). Вулканическое стекло замещено хлорит-эпидот-стильпномеланпумпеллиит-альбитовым агрегатом.

Метавулканические породы (табл. 13) представлены преимуще-

Таблица 13

Химический состав метавулканитов из нижней (1-8) и верхней (9-14) частей разреза квахонской свиты (Квахонский пояс), включая поздние дайки диабазов (15,16), по Г.Е. Бондаренко [1999]

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
0105/2	48,76	1,16	13,61	3,58	9,42	0,18	8,26	6,98	4,54	0,41	0,14
0105/2	50,59	1,12	14,06	4,08	8,28	0,19	6,83	8,49	4,52	0,15	0,14
0132/5	50,26	1,33	15,53	2,88	7,77	0,17	7,63	7,28	3,64	0,27	0,26
0134/7	49,93	1,02	16,10	10,6		0,16	7,29	7,35	2,05	1,78	0,25
0138/1	48,65	0,69	14,24	3,43	5,32	0,10	8,04	5,46	4,42	0,97	0,14
107/19	45,83	1,03	18,55	6,30	3,87	0,15	4,82	11,7	4,88	0,12	0,24
108	53,66	1,07	19,28	7,91	2,82	0,14	5,44	14,5	2,21	0,05	0,23
118	52,50	0,95	15,05	4,10	6,44	0,21	6,39	7,90	3,20	0,76	0,21
118/3	56,68	0,70	15,21	1,73	5,60	0,14	7,33	4,96	3,21	1,89	0,22
101/2	53,42	0,89	18,48	1,53	5,55	0,12	6,30	5,94	4,04	0,84	0,19
107/11	61,68	0,57	15,69	3,13	2,46	0,11	4,33	4,62	3,74	1,32	0,17
107/13	56,72	0,70	15,22	3,60	3,93	0,14	7,34	4,97	3,21	1,89	0,22
108/5	53,86	0,83	15,52	3,94	4,97	0,17	5,59	7,22	4,30	0,71	0,24
109	51,31	0,96	15,60	4,18	6,04	0,16	6,81	7,15	3,39	1,25	0,22
145	48,50	2,58	12,89	5,04	9,63	0,20	6,58	8,67	4,19	0,14	0,26
154/23	48,64	2,54	13,44	3,96	9,72	0,20	6,93	7,57	4,69	0,08	0,25

№ обр.	П.п.п.	Cr	V	Ni	Co	Rb	Ba	Sr	Nb	Hf
0105/2	2,80	66	240	75	32	8	21	81	2,8	0,00
0105/2	1.69	64	240	65	37	10	10	82	2,6	2,30
0132/5	3,02	130	120	73	22	5	65	120	2,7	2,30
0134/7	3,14	89	210	43	28	30	53	71	2,8	1,90
0138/1	3,80	140	270	76	32	14	110	110	1,9	1,50
107/19	2,63	380	190	36	26	1	30	550	3,9	0,00
108	3,00	260	210	32	30	1	19	610	3,0	0,00
118	2,43	70	180	34	22	15	150	240	2,8	1,30
118/3	2,50	40	210	32	34	19	240	200	4,5	0,00
101/2	2,57	200	190	70	29	19	320	430	3,1	0,00
107/11	2,32	110	82	46	14	26	300	360	4,0	1,00
107/13	2,50	210	110	75	17	34	380	250	3,9	2,30
108/5	2,24	77	170	27	18	17	190	170	2,8	0,00
109	2,89	65	190	28	20	23	370	71	3,0	0,00
145	2,10	70	240	70	63	1	26	240	6,7	0,00
154/23	2,63	110	240	81	32	1	27	130	6,5	4,30
№ обр.	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
0105/2	52	22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0105/2	51	20	2,60	6,00	0,00	1,90	0,76	0,49	1,90	0,27
0132/5	100	31	5,50	13,00	0,00	3,80	1,40	1,00	3,20	0,45
0134/7	67	21	9,10	22,00	0,00	3,00	1,00	0,59	1,90	0,29
0138/1	56	14	7,10	16,00	0,00	2,30	0,79	0,42	1,20	0,16
107/19	71	24	7,90	17,00	12,00	3,40	0,89	0,66	2,70	0,42
108	72	11								
118	51	18	6,00	13,00	0,00	2,60	0,91	0,56	1,90	0,28
118/3	72	24								
101/2	100	14								
107/11	91	12	9,80	18,00	0,00	2,60	0,95	0,41	1,40	0,22
107/13	83	15	10,0	17,00	0,00	2,80	0,95	0,47	1,60	0,25
108/5	72	19								
109	72	18	8,20	15,00	1,00	3,60	0,89	0,46	2,00	0,32
145	140	34	0,00							
154/23	140	27	8,50	20,00		4,50	1,50	0,70	1,60	0,21

ственно эффузивами. Менее распространены дайки и sillы титан-авгитовых диабазов. Эффузивы по составу варьируют от базальтов до андезидацитов. В нижней части разреза распространены массивные и подушечные потоки плагиоклазовых базальтов и клинопироксен-плагиоклазовых диабазов. Вверх по разрезу возрастает доля эффузивов среднего и кислого составов.

В метабазальтах из нижней части разреза содержание  $TiO_2$  достигает 1 мас.%, за исключением обр. 0138/1, при значительных вариациях содержаний  $Al_2O_3$ . Проявлена положительная корреляция между содержаниями  $SiO_2$  и суммарного Fe, что свойственно толеитам. Характерны низкая и умеренная натровая щелочность, низкая хромистость, пониженные относительно базальта N-MORB содержания Nb, Zr, Y. Особенности химического состава основных эффузивов нижней части разреза позволяют сопоставить их с толеитовыми умеренно- и высокоглиноземистыми базальтами ранних стадий развития островных дуг [Сондерс, Тарни, 1987; Цветков, 1990].

Дифференцированным низкотитанистым метаэффузивам верхней части разреза свойственны невысокие содержания  $Fe_{\text{общ}}$ , суммы щелочей, Nb, Hf, Y, при повышенных содержаниях крупноионных литофильных элементов (табл. 13, ан. 9-14). Химические особенности эффузивов из верхней части разреза позволяют сопоставлять их с известково-щелочными вулканитами энсиматических островных дуг [Сондерс, Тарни, 1987].

Метабазиты, прорывающие породы квахонской свиты и группирующиеся в крутопадающих дайковых сериях субширотного простирания (полевые наблюдения И.А.Тарарина), характеризуются повышенными содержаниями  $TiO_2$ , суммарного Fe,  $P_2O_5$ , Zr, Y, Hf (табл. 13; ан. 15, 16) при незначительной обедненности тяжелыми РЗЭ.

Как обсуждалось ранее (см. главу 1), подобные контрастнотитанистые ассоциации вулканитов свойственны для магматических поясов кососубдукционных островодужных систем.

В основании разреза квахонской свиты залегают метаморфизованные вулканиты и осадочные породы палеозойско-триасового возраста, имеющие, вероятно, океаническое происхождение [Бондаренко, 1997; Бондаренко, Кузнецов, 1993; Мишкин, 1981]. Следовательно, квахонский вулканизм протекал на гетерогенном, но в целом мафическом фундаменте, подобно некоторым юрско-раннемеловым островодужным толщам Чукотки и Корякии [Соколов, 1992].

Таким образом, в составе Срединно-Камчатского выступа метаморфид выделяется среднеюрско-нижнемеловой полифациальный комплекс метавулканогенно-осадочных пород (квахонская свита), формирование которых происходило в обстановке энсиматической островной дуги в режиме косой субдукции.

К западу от Квахонского пояса в районе мыса Омгон из-под аптальбских турбитов омгонской серии выступает пакет тектонических пластин, сложенных океанической вулканогенно-кремнисто-карбонатной ассоциацией пород, вмещающих среднеюрский и титон-берриасский комплексы бореальных радиолярий [Бондаренко, Соколов, 1990; Вишневецкая и др., 1998; Vishnevskaya et al., 1999]. Непосредственно на титон-берриасскую яшмово-пиллоулавововую толщу налегают слои кремнистых аргиллитов, в которых были обнаружены позднеберриас-валанжинские бухии. По-видимому, появление мелководных бухий в сублиторальных амагматичных осадочных слоях фиксирует время аккреций океанического блока (террейна) к островной дуге и означает, что Квахонский магматический пояс имел восточную полярность. Изложенные факты свидетельствуют также, что и Квахонская дуга, и расположенный к западу от нее палеоокеанический бассейн (Палео-Хидака океан – см. главы 4,5) находились в средней юре – валанжине в северных широтах.

Позднеюрско-валанжинская Шельтингская палеострововая дуга Восточного Сахалина (см. главу 4) также как и Квахонская развивалась внутри океана в режиме косой субдукции с восточной полярностью. Поэтому можно предположить, что Камчатско-Кашеваровско-Сахалинский линеамент в средней юре на всем протяжении (8000-9000 км) был преобразован из трансформного разлома в кососубдукционную систему, а Квахонский и Шельтингский пояса были крайними северным и южным сегментами единой кососубдукционной Квахонско-Шельтингской магматической дуги, служившей восточным ограничением палеоокеанического бассейна Хидака (см. главы 4,5).

Восточная полярность Квахонско-Шельтингского пояса согласуется с северо-восточным дрейфом мегаплиты Фараллон, простирающейся со средней юры до валанжина на всю Северную Палеоокеанику, по расчетам Энгебретсона с соавторами [Engebretson et al., 1985]. Начиная с валанжин-готерива, по данным тех же авторов и М.В.Кононова [1989], северо-западный сегмент Палеоокеаники занимает плита Кула, дрейфовавшая в северо-северо-западном направлении. Этим объясняется смена направления поддвига океанической плиты под Камчатско-Кашеваровский линеамент с северо-восточного на северо-западное и начало формирования Камчатско-Кашеваровского магматического пояса с западной полярностью.

#### **3.2.4. Камчатско-Кашеваровский магматический пояс**

Магматические породы впервые выделяемого *Камчатско-Кашеваровского пояса* валанжин-туронского возраста распространены на Камчат-

ском полуострове, валу Кашеварова, поднятиях Института океанологии и Северо-Курильском. Суммарная длина разорванной и смещенной по Северо-Охотскому разлому петлевидной структуры пояса составляет 2500-2600 км. Полярность пояса, как обосновано в предшествующем разделе, западная; под магматическую дугу субдуцировала плита Кула.

В Срединнокамчатском кристаллическом блоке, по геохронологическим данным (137, 116 и 111 млн лет) и геолого-структурным наблюдениям, поясу более всего соответствуют интрузии кольского тоналитоаого комплекса, выделяемого А.И. Ханчуком [1985]. Гранитоиды комплекса прорывают юрско-раннемеловые отложения квахонской свиты и более древние образования и с размывом перекрываются ранне-среднемеловыми осадками кихчикской серии [Синица, 1989]. Мантийный генезис раннемеловых гранитоидов обосновывается наиболее низкими начальными отношениями изотопов стронция, (0,703-0,704); Для маастрихт-эоценовых метаморфитов и син-метаморфических гранитов ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ ) составляют 0,705-0,708 (см. [Виноградов, Григорьев, 1994]).

На севере Камчатского полуострова в результате наших работ установлен поздневаланжинский возраст (134 млн. лет) плагиогранитов, прорывающих домеловые Куюльские офиолиты в Таловских горах [Куюльский..., 1990]. К Камчатскому сегменту Камчатско-Кашеваровского пояса относятся, по-видимому, и наиболее древние вулканические образования о-ва Карагинский, каким-то образом перемещенные из Срединнокамчатской в Валагинскую (см. главу 4) структурную зону. М.Н. Шапиро [1987, с.66] описывает их так: «В водораздельной части острова в тектонических блоках и чешуях развит кремнисто-вулканогенный комплекс мамикинвямской свиты, состоящей из мощных пачек базальтов (в основном массивных, миндалекаменных, реже подушечных), разнообразных по гранулометрии слоистых туфов как андезитобазальтового так и, несколько реже, липарит-дацитового состава и кремнисто-глинистых и туфогенно-кремнистых преимущественно зеленых пород, в которых Б.К. Долматовым и С.А. Мельниковой [Долматов и др., 1969] были найдены обломки призматических слоев иноцерамов предположительно сенонского возраста, а В.Д. Чеховичем и И.Р. Кравченко-Бережным – апт-туронские радиоларии [Вишневская, Бернанд, 1986]. Базальты этой толщи геохимически сопоставимы с современными базальтами островных дуг.»

В пределах других, северных и центральных сегментов Камчатско-Кашеваровского тектонического линеамента – вале Кашеварова, поднятиях Института океанологии и Северо-Курильском – также обнаружены баррем-сеноманские супрасубдукционные магматические породы (табл. 14). Датированные образцы в подавляющем большинстве представлены известково-щелочными амфибол-биотитовыми диоритами-

гранодиоритами при подчиненном значении субщелочных магматитов (см. табл. 14, ан 11). Формирование гнейсовидных высокоглиноземистых биотитовых гранатсодержащих диоритов (ан. 3) связано, по мнению Б.И. Васильева с соавторами [1985], с контаминацией андезитовидных магм при внедрении в кору вмещающими метапелитами.

Таблица 14

**Химический состав магматических пород Камчатско-Кашеваровского и Макаровского поясов**

№ п.п.	1 (53)	2	3 (57)	4 (58)	5 (59)	6 (60)	7 (61)	8 (62)
№ обр.	Г-32	1705-1	К84-3	К83-18	2819-20	К73-18	4218-512	967-1
SiO <sub>2</sub>	76,58	68,60	62,44	69,71	63,81	59,52	60,39	60,62
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,54	0,71	0,30	0,58	0,80	0,64	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,24	15,78	15,39	12,35	16,98	15,68	16,55	14,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,66	0,34	3,76	2,15	0,98	2,13	0,83	1,46
FeO	2,35	2,84	2,96	1,95	5,44	4,60	3,91	5,70
MnO	0,03	0,21	0,17	0,16	0,09	0,17	0,08	0,10
MgO	0,60	1,11	2,44	3,14	3,04	3,96	2,29	3,10
CaO	1,00	2,11	5,12	3,77	4,68	5,81	4,29	3,92
Na <sub>2</sub> O	5,40	3,03	3,88	3,00	2,80	3,61	4,30	3,20
K <sub>2</sub> O	0,20	2,75	1,25	2,75	2,00	2,13	2,97	2,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,23	0,20	0,02		0,29	0,01	0,26
H <sub>2</sub> O±	0,58	2,06	1,79	0,96	0,30	1,73	3,28	3,64
Сумма	99,94	99,60	100,11	100,26	100,00	100,43	99,54	99,58
Rb	<3	102		72	47	52		
Sr	60	208		206	360	498		
Ba	49	618			621			
Nb	<1	7			1			
Y	46	19		24	18	28		
Zr	152	278		95	154	152		
Ni	6	23			19			
Co	8	24			6			
Cr	<1	30			28			
V	8	86			140			

№ п.п.	9(63)	10(64)	11(65)	12(66)	13(67)	14(68)	15(69)	16(70)
№ обр.	50-8	186-10	187-31	185	186-65	К89-1	3163-11	К-73-17
SiO <sub>2</sub>	60,37	70,65	61,20	66,34	63,49	66,81	50,15	66,81
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,45	0,63	0,51	0,68	0,46	1,20	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,52	14,23	14,89	14,25	15,23	15,27	17,68	15,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	0,83	2,18	0,87	1,96	2,73	5,18	1,68
FeO	5,49	2,72	3,80	4,70	3,72	1,81	6,08	2,78
MnO	0,27	0,15	0,04	0,08	0,10	0,10	0,15	0,10
MgO	3,53	1,50	4,46	2,55	2,73	2,09	5,51	2,35
CaO	6,36	1,39	3,88	3,07	4,20	3,29	9,53	3,42
Na <sub>2</sub> O	3,04	3,95	3,28	3,49	3,11	3,70	2,90	3,00
K <sub>2</sub> O	1,72	2,63	4,64	2,34	3,64	2,95	0,26	2,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,14	0,27	0,26	0,28	0,16		0,16
H <sub>2</sub> O±	1,01	0,96	1,03	0,81	0,19	0,94	0,84	1,00
Сумма	99,77	99,66	100,28	99,27	99,33	100,30	99,48	100,08
Rb	45	49	216	61	183		7	84
Sr	381	196	664	379	435		381	437
Ba	464	962	1646	692	608		231	
Nb	<1	8	22	8	12			
Y	8	21	23	4	21		23	14
Zr	84	241	296	110	265		112	106
Ni	19	7	116	23	42			
Co	15	5	70	3	18			
Cr	23	4	180	81	120			
V	42	180	250	57	180	0	0	0

**Примечание.** 1-13 – Камчатско-Кашеваровский пояс, 14-16 – Макаровский пояс. 1 – плагиогранит; 2,4,5,12,13,14,16 – биотит-амфиболовые гранодиориты; 3 – биотитовый гранатосодержащий диорит; 6-9 – кварцевые диориты; 10 – риолит; 11 – монзонитовый порфирит; 15 – габбро. 1 – Таловские горы (Пенжинский район п-ва Камчатка); 2 – Срединнокамчатский массив, Кольский плутон (обр. С.М.Синицы); 3,4,15 – банка Кашеварова; 5 – юго-восточный фланг вала Кашеварова; 6,7,8,16 – возвышенность Института океанологии; 9-14 – южная часть Северо-Курильского поднятия (9-пролив Крузенштерна, остальные – подводный хребет Витязя); 14 – банка Ионы. 3,4,6,14,16 – по [Васильев и др., 1985]; 5,15 – по [Леликов, Маляренко, 1994]; 7,8 – по [Геодекян и др., 1976]. Номера в скобках соответствуют номерам в табл. 2.

Для южного, Восточно-Сахалинского сегмента Камчатско-Кашеваровского тектонического линейамента готерив-раннеальбский магматизм не характерен. Вероятно, это означает, что в середине-конце валанжина Восточно-Сахалинская и Южно-Охотоморская структуры были оторваны от своих зон субдукции и единым блоком двигались на северо-запад в составе плиты Кула вплоть до столкновения со стационарными островодужными системами – Китаками-Монеронской и Камчатско-Кашеваровской.

Время активности и полярность Камчатско-Кашеваровского пояса соответствуют периоду действия Китаками-Монеронской дуги, причем в готерив-раннеальбскую эпоху супрасубдукционный магматизм не проявился на других структурах Охотоморского региона.

В начале альба произошло столкновение стационарной линейно-дуговой Камчатско-Кашеваровской структуры с движущимися Охотско-Большерецким блоком и внедрение последнего в задуговое пространство пояса, то есть в Палео-Хидака-бассейн. В результате со середины альба начались субдукция литосферы северо-восточного сегмента Палео-Хидака океана под пассивную до этого окраину Азии и формирование Охотского пояса. По мере продвижения Охотско-Большерецкого блока на северо-запад в пределы Палео-Хидака-бассейна вдоль северной бровки Охотского свода формировался Северо-Охотский трансформный разлом, а южная сторона свода "облекалась" линейamentом вала Кашеварова. То есть, происходила перманентная коллизия последнего, начиная с северного его фланга, с юго-западной, а затем с южной окраиной Охотского свода. В конце сеномана - начале турона после столкновения Кашеваровско-Охотско-Большерецкой коллизионной структуры с окраиной Азии прекращается активность и Камчатско-Кашеваровской и Охотской магматических дуг, а Камчатско-Кашеваровский пояс приобрел современную форму разорванной петли с чужеродным Охотско-Большерецким блоком в своем ядре. От в основном закрывшейся северной площади Палео-Хидака океана осталась Северная впадина (залив Шелехова).

### 3.2.5. Макаровский магматический пояс

Раннекампанские (абсолютный возраст около 80 млн. лет, см. табл. 2) габбро и известково-щелочные биотит-амфиболовые гранодиориты *Макаровского магматического пояса* (см. табл. 14, ан. 14-16) драгированы на поднятиях вала Кашеварова и Института океанологии. Среди ортосубдукционных магматических дуг Охотоморского региона у Макаровского пояса нет возрастных аналогов.

После последовательной коллизии с Охотско-Большерецким блоком

и затем с Охотским поясом в сеномане-туроне Кашеваровско-Океанологическая структура стала краем Северо-Охотоморской пассивной окраины Азии. С турона до сантона Кашеваровско-Океанологический линеймент оставался пассивным, пока плита Кула поглощалась в субширотной Раннешикотанско-Академической конвергентной островодужной системе, расположенной южнее, на 35° с.ш. На рубеже сантона и кампана, 84-82 млн. лет тому назад, началось движение Академического блока на север, субдукция океанической плиты под Кашеваровско-Океанологическую окраину Азии и формирование Макаровского пояса. В середине кампана, 78-77 млн. лет тому назад, произошло столкновение Академического и Океанологического блоков и прекращение магматической активности Макаровского пояса в пределах поднятия Института океанологии.

В позднем кампане после аккреции Академического блока к Северо-Охотоморской окраине Азии началась деятельность постаккреционного Трансохотоморского магматического пояса.

### **3.3. ПОСТАККРЕЦИОННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА ОХОТСКО-КУРИЛЬСКОГО БАССЕЙНА**

После столкновения амагматичной (движущейся) внутриокеанической морфоструктуры с активной континентальной окраиной магматическая активность из коллизионного сегмента кратона смещается в пределы аккрецированного блока, фиксируя во времени завершение процесса межблоковой коллизии и начало действия постаккреционного магматического пояса. В Охотско-Курильском бассейне к структурам такого типа относятся Трансохотоморский и Протокурильский магматические пояса, а также Макаровский пояс, описанный выше.

#### **3.3.1. Трансохотоморский магматический пояс**

Позднекампанско-среднеэоценовые (75-47 млн. лет) вулканические и плутонические породы впервые выделяемого *Трансохотоморского магматического пояса* распространены на поднятиях Ионы, Кашеварова, Академии наук, Северо-Курильском и представлены известково-щелочными биотит-амфиболовыми гранитоидами, а также базальтами и андезитами (табл. 15).

Для пояса предполагается северная полярность как и для всех поясов поднятия Академии наук.

Начало формирования Трансохотоморского пояса устанавливается по возобновлению магматической активности на поднятии Академии наук (с 85 до 75 млн. лет тому назад поднятие было амагматичным) после

## Химический состав магматических пород Трансохотоморского пояса

№ п.п.	1(87)	2 (85)	3 (84)	4(88)	5(89)	6(89)
№ обр.	130-4	2120-147	К-69-2	К84-14	3120-10	3119-1
SiO <sub>2</sub>	47,57	65,07	67,09	65,81	69,02	72,85
TiO <sub>2</sub>	0,91	0,50	0,38	0,46	0,71	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,02	16,20	14,51	15,81	14,05	13,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,38	1,66	1,83	2,26	0,98	1,03
FeO	6,51	2,85	1,49	2,04	4,57	2,02
MnO	0,15	0,11	0,51	0,11	0,05	0,05
MgO	9,64	1,98	2,48	2,39	1,40	0,66
CaO	10,98	4,03	3,49	3,36	2,00	2,18
Na <sub>2</sub> O	2,11	3,87	3,40	3,24	3,30	3,80
K <sub>2</sub> O	1,23	2,77	3,40	3,21	3,20	2,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,18	0,06	0,18		
п.п.п.	3,79	0,97	1,22	1,32	0,18	0,11
Сумма	99,53	100,19	99,86	100,19	99,46	99,43
Rb	18				92	86
Sr	423				324	363
Ba	338				574	700
Nb	3				28	2
Y	10				20	7
Zr	42	0	0	0	255	110

Примечание. 1 – базальт, подводный хребет Витязя, южная часть Северо-Курильского поднятия; 2,3 – гранитоиды, возвышенность Академии наук; 4-6 гранодиорит (4) и граниты (5,6), банка Кашеварова. 2 – по Корнев и др. [1982]; 3, 4 – по Васильев и др. [1985]; 5, 6 – по Леликов, Маляренко [1994]. В ан. 1 дополнительно определено: Ni – 100 г/т, Co – 73, Cr – 230, V – 130. Номера в скобках соответствуют номерам в табл. 2.

аккреции последнего к Океанологическому сегменту краевого Макаровского пояса. В результате столкновения структур 78-77 млн. лет тому назад поднятие Института океанологии стало амагматичным.

Представляя собой фрагмент северо-восточной окраины Азии, пояс находился на 4-5° севернее современного положения (т.е., на пятидесятых градусах с.ш.), в соответствии с данными по реконструкции абсолютного движения Сибирского кратона в мезо-кайнозое [Храмов и др., 1982; Кононов, 1989; Зоненшайн, Кузьмин, 1992]. К юго-западу от активной Трансохотоморской краевой структуры была расположена меридиональная субтрансформная (кососубдукционная) Учирская дуга Восточного Сахалина, а южнее на 2000-2500 км (35° с.ш.) простиралось субширотное Южно-Курильское поднятие с действующим Матакотанским поясом южной полярности. Следовательно, можно предполагать, что в отгороженном конвергентными границами с севера (Трансохотоморская дуга), запада (Учирская дуга) и юга (Матакотанская дуга) Палеоохотском бассейне был дислоцирован стационарный субширотный спрединговый центр, представлявший собой, по-видимому, отсеченный трансформным разломом западный фланг Кула-Тихоокеанского дивергентного поднятия. К концу палеоцена астеносферный слой полузамкнутого объема палеоохотоморской тектоносферы был энергетически истощен длительным (более 20 млн. лет) и непрерывным процессом литосферообразования, что привело к отмиранию Центральноохотоморского спредингового центра и затягиванию Южно-Курильского поднятия в зону субдукции Трансохотоморской конвергентной системы.

С начала эоцена (55 млн. лет) после отрыва субдуцирующей пластины Южно-Курильское поднятие дрейфовало на Тихоокеанской плите до столкновения с Восточным Сахалином и поднятием Академии наук 48-45 млн. лет тому назад. В результате этого события заклинивается Трансохотоморская зона субдукции и прекращает действие одноименный пояс, а Тихоокеанская плита начинает погружение под Южно-Курильское поднятие с активизацией на последнем Протокурильского пояса. Закрылся Палеоохотский бассейн, от него осталась отгороженная реликтовая океаническая впадина Дерюгина.

### **3.3.2. Протокурильский магматический пояс**

После закрытия Палеоохотского бассейна и коллизии Южно-Курильского поднятия с поднятием Академии наук и Восточным Сахалином вдоль южной и восточной границ курильско-охотоморских морфоструктур – поднятий Южно-Курильского, Северо-Курильского и Большерецкого – была сформирована новая зона субдукции с активизацией вулканической активности преимущественно позднепалеогенового (средний эоцен - олигоцен)

Протокурильского магматического пояса, представленного известково-щелочной базальт-андезитовой ассоциацией (табл. 16). В пределах Южно-

Таблица 16

Химический состав вулканитов Протокурильского пояса

N п.п.	1	2	3	4 (92)	5 (93)	6	7 (94)	8(95)
N обр.	Ш-2А	Ш-18	Ш-37	18-27-77	1078-9	1078-9А	193-21	128-9
SiO <sub>2</sub>	51,83	56,56	50,86	52,75	52,95	52,58	58,70	57,53
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,31	0,64	1,08	0,52	0,71	1,05	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,88	16,38	16,07	17,25	14,64	12,88	14,51	16,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,54	1,70	3,56	4,24	6,81	4,15	1,33	5,02
FeO	5,76	4,41	3,24	2,75	3,07	5,33	6,79	1,80
MnO	0,13	0,12	0,12	0,14	0,22	0,23	0,11	0,10
MgO	8,44	4,66	7,96	4,83	5,33	6,26	4,92	3,64
CaO	7,80	6,58	6,70	7,90	5,82	8,29	4,99	5,58
Na <sub>2</sub> O	3,07	3,55	3,46	3,49	3,71	3,92	2,98	3,70
K <sub>2</sub> O	1,20	1,61	2,42	1,82	3,35	2,39	2,47	2,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,28	0,25	0,32	0,62	0,72	0,28	0,28
п.п.п.	4,13	3,79	4,83	2,96	2,58	2,44	2,04	1,88
Сумма	99,69	99,95	100,11	99,77	99,62	99,90	100,17	99,59
Rb	18	13	57		56		111	51
Sr	453	526	433		400		353	450
Ba	430	474	519		1262		651	739
Nb	3	8	11		10		5	3
Y	19	<1	12		10		33	23
Zr	103	60	100		60		202	79
Ni	190	38	70	21	24	28	64	28
Co	38	19	20	20	29	26	100	29
Cr	180	68	82	41	6	62	40	80
V	95	110	60	274	240	180	610	170

Примечание к табл. 16. 1-3 – дайки базальтоидов, секущие разнородные блоки меланжево-олигостромового комплекса в бух. Цунами, о. Шикотан; 4 – дайка базальтов в бух. Димитрова, о. Шикотан; 5, 6 – лавобрекчии базальтов, южный склон пролива Буссоль; 7, 8 – андезиты, подводный хребт Витязя, южная часть Северо-Курильского поднятия. Номера в скобках соответствуют номерам в табл. 2.

Курильского поднятия отмечаются вулканиты базальтоидного состава на о.Шикотан (47 и 45 млн. лет) и подводном трогe Буссоль (42 млн. лет), на Северо-Курильском поднятии драгированы андезиты (45 и 35 млн. лет), на Южной Камчатке (поднятие Большерецкое) магматиты пояса локализованы

в объемах вулканиито-терригенной вилючинской и наземно-вулканогенной паратунской свит верхнеэоцен-нижнемиоценового возраста [Шанцер, 1986].

Столкновение Южно-Курильского поднятия с Восточным Сахалином произошло, скорее всего, на траверзе Тонино-Анивского полуострова, о чем свидетельствует формирование коллизионных гранитоидов эоценового (изотопные метки калийсодержащих минералов пород – 49, 45, 44 и 42 млн. лет) Анивского массива [Иванов и др., 1998]. В эпоху коллизии Южно-Курильского поднятия с Восточным Сахалином 48-47 млн. лет тому назад на Малой Курильской гряде формировались Центральношикотанский надвиг и меланжево-олистоостромовый комплекс цунами (см. предшествующие разделы главы). Постколлизионные одиночные дайки андезибазальтоидов секут синнадвиговую олистоострому комплекса цунами (возраст дайки – 47 млн. лет) и пакеты пластинчатых даек в бухте Димитрова (возраст дайки – 45 млн. лет), отмечая во времени начало активизации Протокурильского пояса.

После раскрытия задуговой Южно-Охотской глубоководной впадины в раннем миоцене [Рождественский, 1993] в результате выполаживания сейсмофокальной поверхности, по-видимому, произошло смещение магматического фронта из малокурильской зоны (Малая Курильская гряда и подводный хребет Витязя) в зону миоцен-современного вулканизма Большой Курильской гряды. Эта зона соответствует *Курильскому магматическому поясу*, который отличается от Протокурильского появлением Центральнокурильского сегмента в унаследованном дуговом линейменте.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА ОСТРОВНОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ОХОТСКОГО БАССЕЙНА

В настоящей главе приводится характеристика обрамляющих регион надсубдукционных вулcano-плутонических поясов, тектоно-магматическая эволюция которых, так или иначе, отражала процессы становления структуры всего Охотоморья. Это островодужные и краевые магматические палеопояса Северо-Западного Приохотоморья, Северо-Восточного Хонсю, Хоккайдо-Сахалинской системы и Восточной Камчатки.

### 4.1. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИОХОТОМОРЬЯ

Начиная с семидесятых годов двадцатого столетия, ряд исследователей [Некрасов, 1971, 1976; Шило и др., 1974; Парфенов, 1976, 1984; Parfenov et al., 1978; Заборовская, 1978; Филатова, 1988; и др.] по анализу распространенных в данном регионе позднепалеозойских и мезозойских структурно-вещественных комплексов выделяют приохотские сегменты (Удский и Тайгоносский) Удско-Мургальской островной вулканической дуги позднепалеозойско-неокомового возраста и меловую активную континентальную окраину андийского типа, положение которой фиксирует Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс. Мощные вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения Удско-Мургальской островной дуги выступают из-под образований Охотско-Чукотского пояса.

#### 4.1.1. Тайгоносский магматический пояс

*Тайгоносский (Кони-Тайгоносский) магматический пояс* протягивается от полуостровов Кони и Пьягина на юго-западе до п-ова Тайгонос на северо-востоке и представляет собой центральной сегмент Удско-Мургальского вулканического пояса.

В различных местах Тайгоносского пояса описаны вулканитовмещающие разрезы следующих возрастов: верхнепермско-верхнеюрского – в северной части п-ва Тайгонос [Заборовская, 1978], ниже-верхнеюрского – в южной части полуострова Тайгонос [Некрасов, 1976], верхнетриасово-верхнеюрского – на п-ве Кони [Геология СССР, 1970], нижеюрско-

готеривского – на п-ве Пьягина [Белый, Котляр, 1975; Филатова, 1988]. Возраст вулканогенно-осадочных отложений пояса заверен многочисленными находками фауны и флоры. В триасовых слоях Тайгоносской дуги найдены раковины бореальных норийских монотисов [Похиалайнен, 1989; Геология СССР. Т. 30; 1970], аналогичных кашеваровским, что свидетельствует о развитии структуры в относительно высоких широтах.

По заключению Л.М. Парфенова [1984], вулканогенно-осадочные образования дуги характеризуются рядом общих признаков: всюду имеют большую мощность (от 3000 до 7000 м); вулканиды ассоциируются с прибрежно-морскими породами, тяготея при этом к наиболее гранулометрически грубым терригенным образованиям; преобладают породы основного и среднего состава, кислые разности составляют в среднем 5-7% (первые представлены лавами и туфами, широко распространены агломераты и туфобрекчии, кислые вулканиды – преимущественно пепловыми туфами, а также субвулканическими липаритодацитами и дацитами); характерны зеленокаменные изменения, иногда сочетающиеся с краснокаменными, преимущественно в верхних частях разрезов. Формирование этих комплексов на протяжении дуги происходило в пределах поднятия, ограниченного морскими прогибами с северо-запада и юго-востока, по-видимому, в обстановке гряды вулканических островов, аналогичной Большой Курильской гряде.

Вулканиды относятся к известково-щелочной серии. По петрохимическим особенностям они сходны с вулканидами Большой Курильской гряды. Базальты близки к высокоглиноземистым толеитам. Для всех пород характерна низкая щелочность, постоянное преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ , повышенное содержание  $\text{CaO}$ , слабое возрастание отношения  $\text{FeO}/\text{MgO}$  в процессе дифференциации [Тектоническое районирование..., 1979].

Л.М. Парфеновым с соавторами [Parfenov et al., 1978] по содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  в вулканических породах на п-овах Кони и Пьягина были рассчитаны направления и угол падения палеозоны Бениоффа-Заварницкого для Тайгоносского пояса. При северном падении, наклон палеозоны получился очень крутой –  $80^\circ$ .

Фундамент вулканической дуги вскрывается в пределах Южно-Тайгоносского антиклинория, где выделяется нижнекарбоневая толща песчаников, алевролитов, аргиллитов, известковитых и кремнистых пород с остатками брахиопод, мшанок, кораллов и криноидей, которая как считает Н.Б. Забровская [1978], формировалась “в спокойном морском бассейне на значительном расстоянии от берега”. То есть, можно предполагать, что вулканическая дуга начала развиваться на структуре внутриокеанического поднятия, возникшего на рубеже среднего и позднего палеозоя.

*Таким образом, Тайгоносский пояс развивался с поздней перми до нео-*

кома включительно на структуре бореальной внутриокеанической островной дуги, представляющей собой один из наиболее древних тектонических субдукционных линеаментов Охотоморского геоблока - **Тайгоносский палеолинеамент**. Тайгоноская дуга, от которой в настоящее время сохранились лишь отдельные фрагменты, простиралась от сочленения с Камчатско-Кашеваровским трансформным линеаментом на запад-юго-запад на расстояние предположительно 800-1000 км и формировалась субсинхронно в одном режиме полярности с тетической Южно-Охотоморской дугой.

#### 4.1.2. Удский магматический пояс

Позднеюрско-готеривские вулканогенные образования и комагматичные им плутоны [Парфенов, 1984; Филатова, 1988] *Удского магматического пояса* простираются от левобережья р.Уды через Ульяновский прогиб и далее на северо-восток параллельно Кони-Пьягинскому сектору Тайгоносской дуги к северу от последней.

Ранее Удский пояс считался сегментом вулканического пояса Удско-Мургалской палеоостроводужной системы [Парфенов, 1984; Филатова, 1988 и др.]. На последних тектонических схемах [Парфенов и др., 1993] Удский вулcano-плутонический пояс рассматривается как постааккреционное перикратонное образование, «сшивающее» юго-восточный край Сибирского континента с аккретированными к нему Охотским кратонным террейном и Кольмо-Омолонским супертеррейном.

Палеосейсмофокальная зона пояса имеет северный наклон и падает под углами 60-70° [Parfenov et al., 1978].

#### 4.1.3. Охотский магматический пояс

Под *Охотским магматическим поясом* в настоящей работе понимается вся приохотская зона Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса (Удско-Ульяновский, Охотский и Гижигинский сегменты).

А.А. Богданов [1970] первым обратил внимание на сходство Охотско-Чукотского пояса с намеченным им вулcano-плутоническим поясом мелового-кайнозойского возраста в Перуанских Андах. Это сопоставление было поддержано другими исследователями [Ломизе, 1976, 1980; Парфенов, 1980]. Позднее было выдвинуто и обосновано предположение, что Охотско-Чукотский пояс определяет положение активной континентальной окраины андийского типа на северо-западе тихоокеанского обрамления [Зоненшайн и др., 1976; Парфенов, 1976; Парфенов, Натальин, 1977; Parfenov et al., 1978].

Нижне-среднеальбские вулканогенные отложения Охотского пояса со

значительным стратиграфическим перерывом ложатся на неокомовые образования Удского и Тайгоносского поясов и накапливаются до туронского времени [Филатова, 1988]. То есть, надсубдукционная магматическая активность Охотского вулcano-плутонического пояса охватывала альб-туронскую эпоху, в то время как в корякско-чукотских сегментах Охотско-Чукотского пояса процессы извержения магм продолжались почти непрерывно вплоть до эоцена [Белый, 1977, 1978; Филатова, 1988].

Далее на палеотектонических схемах будет показано, каким образом период активности Охотского пояса отражает процессы формирования Охотоморского супертеррейна.

## **4.2. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА ХОККАЙДО-САХАЛИНСКОЙ СИСТЕМЫ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ХОНСЮ**

Развитие магматических поясов о-вов Сахалина, Хоккайдо и Северо-Восточного Хонсю – Восточно-Сахалинского, Китаками-Монеронского и Абакума – было тесно связано с формированием субсимметричной Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы.

### **4.2.1. Главные черты геологического строения Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы**

Хоккайдо-Сахалинская складчатая система (ХССС), простирающаяся в меридиональном направлении на расстояние свыше 1400 км представлена рядом линейных структурно-формационных зон (СФЗ) того же простиранья, за исключением крайней восточной СФЗ – Немуро - меловые-кайнозойские структуры которой простираются субширотно и принадлежат юго-западному флангу Южно-Курильского поднятия. Существенный вклад в понимание геологического развития региона внесли работы последних лет [Разницын, 1982; Рихтер, 1986; Меланхолина, 1986, 1988; Ханчук и др., 1988, 1989; Ханчук, 1993, 2000; Ханчук, Говоров, 2000; Говоров и др., 1993; Рождественский, 1988, 1993; Высоцкий, Говоров и др., 1988; Vysotskiy, Govorov et al., 2000; Monograph ..., 1986; Geological map..., 1992; и др.], в которых в той или иной мере были применены методы аккреционной тектоники и террейнового анализа при исследованиях.

Ниже приводится резюме указанных выше работ и личных наблюдений автора, главным образом, по докайнозойской геологии ХССС.

После объединения структурно-формационных зон Сахалина и Хоккайдо в единую систему (на каждом из островов одна из общих СФЗ не

представлена) достаточно четко просматривается зеркально-симметричная структура ХССС. С запада на восток в системе выделяется пять, контактирующих между собой по разломам СФЗ – (1) Осима-Монеронская, (2) Едзо (Йезо)-Западно-Сахалинская, (3) Хидака-Анивская, (4) Токоро-Набильская и (5) Восточно-Сахалинская.

Крайние западная и восточная зоны представлены магматическими дугами Китаками-Монеронской и Восточно-Сахалинской, проявившими активность с начала раннего мела или поздней юры. Более подробно геологическое строение этих зон будет рассмотрено в следующих разделах.

В трех внутренних зонах распространены крупно- и мегаблоковые аккрецированные выступы океанической коры, флишевые и аккреционные флишево-олистостромовые комплексы преимущественно мелового возраста; последние также содержат чужеродные включения фрагментов океанической коры пермско-альбского возраста.

Центральная зона ХССС – Хидака-Анивская – на о. Хоккайдо выполнена осадочно-олистостромовыми образованиями супергруппы (мощная серия свит и толщ) Хидака, представленной на западе валанжин-аптскими, а на востоке – сантон-кампанскими турбидитами [Kiminami, Miyashita et al., 1986].

На западе в глинисто-алевролитно-песчаниковой толще часто встречаются обломки, глыбы и площадные блоки известняков, кремнисто-вулканогенно-диабазовых и кремнистых образований позднепермского, триасового и юрского возрастов. Снос терригенного материала в бассейн шел с запада.

На востоке зоны Хидака в турбидитовом матриксе “плавают” блоки песчаников и редкие и рассеянные обломки диабазов, кремней, известняков. Возраст олистолитов, определенный по микрофоссилиям во вмещающих кремнях, триасовый, титонский, валанжин-барремский и альб-сеноманский. Снос терригенного материала в позднемеловой бассейн восточной области СФЗ Хидака осуществлялся как с запада, так и с востока, на основании чего японские геологи склонны выделять в центральной СФЗ о. Хоккайдо фрагменты литосферы Палео-Хидака океана, закрывавшегося в меловое время [Kiminami, Miyashita et al., 1986].

На Сахалине в Хидака-Анивской СФЗ А.И.Ханчуком [1993, 2000] выделяется Анивский террейн аккреционного клина с фрагментами досреднемеловой океанической коры в турбидитовом матриксе альб-сеноманского возраста (малотымовская, островская свиты и другие среднемеловые терригенные отложения). Аллохтонные глыбы Анивского террейна занимают западный фланг Восточно-Сахалинских гор (вальзинская серия, житницкая свита) и Таулан-Армуданскую гряду (далдаганская серия) в срединной (по

широте) части о. Сахалин, Сусунайский хребет (сусунайская серия) и Тонино-Анивский полуостров (новиковская свита) – на юге Сахалина. Аллохтонные блоки террейна сложены вулканогенно-карбонатно-кремнистыми комплексами пород очень широкого возрастного диапазона – от верхнепалеозойских бескорневых глыб известняков до конденсированных непрерывных кремневых разрезов триас-нижнемелового возраста [Рихтер, 1986]. Поэтому эффузивы аллохтонных блоков представлены полиформационными и полихронными океанскими базальтоидами (табл. 17), изливавшимися, по-видимому,

Таблица 17

**Средние химические составы вулканических пород из океанических блоков в аккреционных клиньях и сутурных зонах ХССС**

N п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>n</i>	5	7	4	13	3	6	2	5	8
SiO <sub>2</sub>	47,73	47,22	41,65	47,04	49,09	46,63	45,27	47,04	47,24
TiO <sub>2</sub>	1,77	2,55	3,55	3,08	3,47	1,22	2,77	1,29	2,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,45	15,91	13,51	15,61	15,74	15,67	12,76	15,13	13,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,23	6,15	6,53	3,87	7,97	4,44	6,26	5,47	7,09
FeO	8,59	3,86	11,93	7,26	4,77	5,78	6,62	6,64	7,00
MnO	0,24	0,10	0,19	0,19	0,37	0,17	0,16	0,17	0,17
MgO	6,58	7,03	4,06	4,67	3,06	6,65	7,85	6,91	7,61
CaO	8,57	7,28	6,24	6,78	7,87	12,02	12,30	10,89	11,06
Na <sub>2</sub> O	3,37	3,75	2,67	4,02	6,00	2,12	1,40	2,37	3,47
K <sub>2</sub> O	0,24	0,76	0,44	1,57	1,17	0,31	0,56	0,39	0,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,40	0,53	0,73	0,55	0,12	0,01	0,15	
п.п.п.	3,07	4,73	9,14	5,26		4,84	3,86	3,62	
Сумма	100,01	99,74	100,44	100,08	100,00	99,97	99,82	100,07	
Rb	18	12	6	21	19	6	11	7	
Sr	357	682	449	523	560	188	200	192	
Ba	102	208	395	647	633	25	86	81	
Nb	21	24	44	63	96	2,3	20	5	
Y	26	32	15	25	47	15	14	3	
Zr	168	233	229	324	363	72	176	27	
Ni	47	34	58	24	18	101	92	65	
Co	24	19	105	32	31	34	42	32	
Cr	112	36	45	23	14	177	80	60	
V	101	107	95	90	137	95	135	113	

**Примечание.** 1,2 – Набильский субтеррейн Токоро-Набильского аккреционного клина: толеиты (1) и субщелочные (2) гавайского типа набильской серии; 3-8 – Анивский субтеррейн Хидака-Анивской сутуры: 3-5 – ферробазальты (3), щелочные базальты и щелочные ферробазальты (5) новиковской свиты; 6 – толеиты спрединговых хребтов сусунайской и вальзинской серий; 7 – базальты житницкой свиты; 8 – толеиты далдаганской серии; 9 – Орлинский террейн аккреционного клина – базальты орлинской свиты. 1,2 –  $J_2 - K_1$ ; 3-5 – T-J<sub>1</sub>; 6-8 – PZ<sub>3</sub>-MZ<sub>2</sub>; 9 – K<sub>alb</sub>.  
цен. 1-8 – по [Говоров, 1996], 9 – по [Разницин, 1982].

в различных тектонических обстановках: (1) спрединговых хребтов (толеиты сусунайской и вальзинской серий), (2) вулканогенных поднятий (ферробазальты, щелочные базальты и щелочные ферробазальты новиковской свиты; ферробазальты сусунайской серии, базальты житницкой свиты), (3) вулканогенно-тектоногенных поднятий типа поднятия Шатского (толеиты далдаганской серии). Характерен глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм пород аккреционного клина (сусунайская и вальзинская серии).

Учитывая специфическое междуговое положение центральной СФЗ, сложенной преимущественно океаническими блоками пород, Хидака-Анивский террейн предлагается называть сутурой. *Хидака-Анивская сутура* выполнена фрагментами океанической литосферы Палео-Хидака океана, закрывшегося в мелу после столкновения Китаками-Монеронского и Восточно-Сахалинского поднятий. Хидака-Анивская сутура подразделяется на 2 субтеррейна – Анивский и Хидака (см. рис. 18).

Верхний структурный этаж в строении Едзо-Западно-Сахалинской СФЗ, расположенной к западу от центральной, занимает мощный (>10 км), в основном терригенный песчано-глинистый комплекс, включающий отложения верхов нижнего и всего верхнего мела, а также (на Сахалине) палеогена и неогена [Хаин, 1985].

На о-ве Хоккайдо баррем-маастрихтские терригенные отложения группы Едзо, по-видимому, представляют собой фации преддугового прогиба (глубоководного желоба) расположенной к западу Китаками-Кабато-Монеронской магматической дуги [Kimimami, Komatsu et al., 1986].

Группа Едзо в основном согласно перекрывает стратифицированные титон-барремские [Kito, 1987; Kato, 1990] вулканогенно-карбонатно-кремневые, реже граувакковые образования группы Сорачи, представляющие собой верхнюю часть крупного офиолитового комплекса. Офиолиты (стратифицированный комплекс перидотитов, габбро, диабазов, базальтов, перекрытых маломощным чехлом титон-барремских пелагических и локально проявленных неоком-барремских офиолитомиктовых граувакковых отложений) простираются вдоль субмеридиональной оси о.Хоккайдо на расстояние около 400 км при ширине выходов, достигающей 30 км. Япон-

ские геологи считают офиолиты Сорачи аккрецированным к магматической дуге и затем отсеченным клином океанической коры или даже литосферы [Kimimami, Komatsu et al., 1986]. Офиолиты длительное время находились в зоне глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма и в современном залегании трассируют титонско-раннемеловой пояс высокого давления Камуикатан [Geological map..., 1992]. Результаты K-Ar датирования неизменных и слабоизмененных мусковитов из сланцев – 145, 135, 132, 116 и 107 млн. лет [Imaizumi, Ueda, 1981].

Фациальным аналогом группы Сорачи в Западно-Сахалинских горах является нижняя кремнисто-глинистая с прослоями яшм толща самохинской свиты. Из пород толщи выделены неокомовые радиолярии [Зябрев, Брагин, 1987]. Офиолитовый разрез на Западном Сахалине не вскрывается.

Таким образом, офиолиты Сорачи представляют собой мегаблок позднеюрско-неокомовой океанической коры, аккрецированной к магматической дуге Китаками в процессе субдукции литосферы, осуществлявшейся с востока в раннемеловое время. На внутреннем склоне глубоководного желоба, включающем офиолитовые комплексы аккреционного клина накапливались турбидитовые отложения группы Едзо.

Область, расположенная к востоку от Хидака-Анивской олистостромы, представлена Токоро-Набильской структурно-формационной зоной ХССС.

Западную полосу зоны Токоро (о-в Хоккайдо) занимает прогиб, выполненный коньяк-кампанскими турбидитами и массивными песчаниками группы Сарома.

На востоке зоны из-под саромских осадков выступает протяженный блок (50 x 15 км) диабазов, пиллоулав и вулканокластики с линзами кремней, известняков и промышленными скоплениями железо-марганцевых рудных отложений. Восточно-токорские образования по находкам макро- и микрофоссилий датируются поздней юрой - ранним мелом и объединяются в группу Никоро, в которой диабазово-вулканическая ассоциация считается позднеюрской [Sakakibara et al., 1986].

Вулканический комплекс включает высокотитанистые щелочные оливиновые базальты, трахиты, щелочные риолиты; обосновывается его формирование над горячей точкой вблизи позднеюрской спрединговой системы.

Породы группы Никоро метаморфизованы предположительно в титон-раннемеловое время в зеленосланцевой фации вплоть до появления барофильного кроссита, и весь диабазово-вулканический блок рассматривается в качестве аккреционного офиолитового клина магматической дуги, расположенной к востоку. Свидетельством тому являются валуны и галька низкотитанистых известково-щелочных андезитоидов и монцититоидов в базальных конгломератах группы Сарома, с несогласием залегающих на

океанических образованиях группы Никоро. По мнению автора, грубый кластический материал для формирования конгломератов поставлялся с Восточно-Сахалинской палеоостровной дуги, поднятие которой было полностью эродировано на о-ве Хоккайдо, но фрагментарно сохранилось на Сахалине. М.Сакакибара с соавторами [Sakakibara et al., 1986] считают, что валуны андезитов были принесены с Палео-Курильской дуги, также расположенной к востоку.

На Сахалине нижние подразделения Токоро-Набильской СФЗ представлены Набильским субтеррейном, составляющим аккреционный клин Восточно-Сахалинской (Шельтингской) дуги, расположенной к востоку.

Образования Набильского субтеррейна занимают осевую область Восточно-Сахалинских гор (около 200 км) и сложены протяженными выходами офиолитов, перекрытых кремнями средней юры - позднего мела, фрагментами позднеюрско-раннемеловых палеогайотов, а также эпидотовых амфиболитов, сланцев и кварцитов по внутриплитным базальтам и осадочным породам. Как и в образованиях группы Никоро отмечены скопления железо-марганцевых отложений [Ханчук, 1993; Ханчук и др., 1989].

По простиранию субтеррейна намечается меридиональная цепочка палеогайотов длиной около 120 км. Шапки гайотов представлены рифогенными известняками верхнеюрско-нижнемелового возраста [Краснов, Савицкий, 1973], который в общем соответствует возрасту радиоларий из яшмового комплекса, окружающего палеогайоты. Состав базальтов субтеррейна (см. табл. 17) соответствует спрединговым либо островным толеитам и субщелочным базальтам гавайского типа. Учитывая относительно сжатый хронологический интервал формирования вулканогенно-карбонатно-яшмового комплекса и “линейность” структуры, можно допустить, что Набильский субтеррейн представляет собой фрагмент вулканического хребта, сформированного над “горячей палеоточкой” позднеюрско-раннемелового периода действия.

По геологическим данным, очевидно, что южным фрагментом этого же хребта является субтеррейн Токоро (группа Никоро).

Возраст аккреции к островной дуге Набильского субтеррейна определяется временем зеленосланцевого метаморфизма – 148 и 131 млн. лет тому назад (К-Аг возраст слюды из сланцев) [Ханчук и др., 1988, 1989], что соответствует поздней юре - валанжину. Поскольку Набильский субтеррейн расположен к западу от Восточно-Сахалинской магматической дуги, субдукция океанической литосферы под нее осуществлялась с запада на восток, в отличие от субдукции под дугу Китаками.

Резюмируя изложенные данные по Токоро-Набильской СФЗ, можно прийти к заключению, что нижний структурный этаж этого линеймента сложен среднеюрско-неокомовыми офиолитовыми блоками Токоро-

Набильского террейна, аккрецированного к расположенной к востоку Шельтингской магматической дуге в позднеюрско-валанжинское время.

Таким образом, по обрамляющим Хоккайдо-Сахалинскую систему магматическим дугам с обратным падением под них зон субдукции и запечатанным в междугловых олистостромах фрагментам (олистолиты и крупные блоки) позднепермской - среднемеловой океанической коры, в регионе реконструируется закрывшийся в среднем-позднем мелу крупный палеоокеанический бассейн, названный японскими геологами [Kiminami, Miyashita et al., 1986] Палео-Хидака океаном.

В позднеюрско-раннемеловое время из океанического бассейна Хидака как под западную (Китаками-Монеронская магматическая дуга), так и под восточную (Восточно-Сахалинская магматическая дуга) его границы поддвигалась среднеюрско-неокомовая литосфера (аккрецированные непосредственно к дугам блоковые офиолитовые террейны Сорачи и Токоро-Набильский). Учитывая нижнюю возрастную границу формирования аккрецированных офиолитов на Сахалине (средняя юра) и на Хоккайдо (поздняя юра), можно предполагать субширотное расположение оси юрско-неокомовой спрединговой системы в южной области Палео-Хидака океана.

Начиная с валанжин-готеривского времени, после “ухода” либо отмирания юрско-неокомовой спрединговой системы, через пределы палеоокеанического бассейна двигалась плита, содержащая регионально-площадные области пермско-триасовой литосферы, фрагменты которой и сформировали часть объема Хидака-Анивской сутурной зоны.

В поздней юре-неокоме в северо-западном сегменте Палеопацифики Палео-Хидака океан простирался меридионально на расстояние 8000-9000 км при ширине около 1500 км. Западным его ограничением служила Китаками-Монеронская магматическая дуга и восточная окраина Евразии, северным – Удская и Тайгоноская дуги, и восточным – поднятия Восточно-Сахалинско-Кашеваровско-Камчатского субтрансформного (кососубдукционного) линеамента. На юге палеоокеан Хидака не был ограничен поднятиями от бассейна Палеопацифики.

#### **4.2.2. Северо-ниппонские магматические пояса**

Крайнюю западную, Осима-Монеронскую зону Хоккайдо-Сахалинской системы занимает северный сегмент магматической дуги, супрасубдукционная вулcano-плутоническая ассоциация которой представляет собой раннемеловой Китаками-Монеронский магматический пояс протяженностью около 1000 км. С западной стороны к Китаками-Монеронскому линеamentу кулисно прилегает со смещением на юг позднеюрско-меловой

плутонический пояс Абакума, протяженность которого составляет также около 1000 км (южный, наиболее магмаоактивный сегмент пояса, дислоцированный в горах Абакума, простирается на расстояние 250-300 км). Сдвоенная **Абакума-Китаками-Монеронская дуга представляет собой западный ископаемый структурно-тектонический линеамент** Охотоморского геоблока, отграниченного от центральной части о. Хонсю разломом Танакура.

По характеру магматических образований (широкое распространение крупных гранитоидных плутонов и батолитов) предполагается, что оба пояса принадлежали активной восточной окраине Азии и поэтому обладали сейсмофокальными зонами, падающими на запад [Monograph..., 1986].

Однако, последние данные И.В. и Р.А.Кемкиных [Кемкин, Кемкина, 2000; Kemkin, Kemkina, 2000] по строению, составу, возрасту и полярности Таухинского турбидитового террейна с включениями фрагментов палеозойско-мезозойской океанической коры позволяют предполагать, что к западу от Абакума-Китаками-Монеронского линеамента в поздней юре – мелу располагался океанический бассейн. Таухинская аккреционная призма (Юго-западный Сихотэ-Алинь, см. рис. 18) формировалась в режиме восточной полярности в поздней юре – неокоме и в настоящее время оторвана от стационарного литосферного блока, к которому была припаяна. Наиболее вероятным кандидатом на роль такого блока является магматическая дуга Абакума, близрасположенная к востоку от Таухинского террейна и активизировавшаяся в начале поздней юры (наиболее древний изотопный возраст гранитоидов в горах Абакума – 163 млн. лет [Nozawa, 1975]).

С востока, как отмечалось выше, к северо-ниппонским магматическим дугам припаян аккреционный клин офиолитов Сорачи, поэтому в конце юры – начале мела Абакума – Китаками – Монеронский линеамент представлял собой, скорее всего, крупный субконтинентальный внутриокеанический блок типа Филиппинского архипелага, субдукция океанических плит под который осуществлялась как с запада под дугу Абакума, так и с востока под Китаками-Монеронскую дугу.

*Китаками-Монеронский магматический пояс* занимает горы Китаками, представляющие береговой приокеанический хребет Северо-Восточного Хонсю и Осима-Монеронскую зону ХССС.

В.С. Рождественский [1993] прослеживает Китаками-Монеронский пояс на север в структуре Самаргинской палеостровной дуги Восточного Сихотэ-Алиня, а А.И. Ханчук [2000] – еще далее до Нижнего Приамурья (оз. Удыль).

Магматиты пояса – постааккреционные образования, прорывающие и сшивающие два разнородных террейна Южного и Северного Китаками, столкнувшихся не позднее берриаса [Minoura, 1990].

Террейн Южного Китаками (Южные горы Китаками) представляю-

ший собой перемещенный с юга осколок (микроконтинент) субэкваториального континентального блока, сложен силурийско-юрскими стратифицированными образованиями [Kawamura et al., 1990; Saito, Hashimoto, 1982].

Террейн Северного Китаками (Северные горы Китаками и п-ов Осима, занимающий Юго-Западный Хоккайдо) – юрская аккреционная призма (олистограмма с карбоновыми, пермскими и триасовыми аллохтонными блоками в юрском матриксе) [Geological map..., 1992] по возрасту и строению сходная с олистограммами Танба (Юго-Восточная Япония) [Pre-Cretaceous..., 1990; Натальин, Фор, 1991] и Самаркинской (Сихотэ-Алинь) [Ханчук и др., 1989; Натальин, Фор, 1991; и др.].

Вулканические фации тяготеют к восточной зоне пояса и представлены мелководноморскими и наземными эффузивными и вулканогенно-осадочными формированиями. Состав лав базальтовый и андезитовый известковой и известково-щелочной серий при подчиненном значении кислых разностей (табл. 18). На Кабото-Ребуно-Монеронском фронталь-

Таблица 18

**Химический состав вулканических пород Китаками-Монеронского пояса**

Н п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	8021-1	9182-3	10292-2	7	57	36	27	22
SiO <sub>2</sub>	53,36	51,03	51,64	53,26	49,02	50,24	53,94	52,40
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,64	0,62	0,63	0,78	0,99	1,19	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,13	17,70	18,18	18,35	18,62	18,49	15,42	15,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,92	10,03	10,16	9,88	2,46	5,22	5,04	6,28
FeO					6,97	4,31	5,35	5,15
MnO	0,22	0,19	0,19	0,14	0,15	0,15	0,15	0,19
MgO	4,14	5,52	5,26	4,41	4,42	4,12	3,81	2,85
CaO	5,80	7,45	6,77	6,52	9,67	9,53	8,83	8,41
Na <sub>2</sub> O	5,16	3,12	4,14	2,71	3,03	3,06	2,58	2,70
K <sub>2</sub> O	1,06	1,45	1,73	2,13	1,54	0,66	1,07	1,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,13	0,14	0,14	0,13	0,13	0,09	0,17
п.п.п.	3,56	3,49	2,47	3,33	3,76	3,03	2,97	3,66
Сумма	102,16	100,75	101,30	101,50	100,55	99,92	100,44	99,56

Примечание. 1-4 – андезитобазальты (1, 4) и базальты (2, 3) из валанжин-альбского вулканогенно-осадочного разреза группы (серии) Каманешири гор Кабото (о.Хоккайдо), по

[Nagata et al., 1986]; 5-8 – диабаз (5), базальты (6, 8) и андезитобазальт (7) из берриас-альбского вулканогенно-осадочного разреза, вскрытого глубокой скважиной (интервал глубин 3749-1610 м) на о.Монерон, по [Основные черты..., 1978].

ном (восточная зона пояса) поднятии (Хоккайдо-Сахалинский сегмент) вулканические разрезы охватывают берриас-альбскую эпоху, по палеонтологическим и изотопным данным. В горах Китаками вулканические извержения начались с валанжинского времени [Nagata et al., 1986; Пискунов, Хведчук, 1976; Minoura, 1990].

Интрузивные формирования приурочены преимущественно к западной, тыловой зоне пояса и представлены габбро-диорит-тоналитовой серией в основном известково-щелочного характера. Изотопный возраст пород редко выходит за рамки интервала в 132-105 млн. лет [Tsuchiya et al., 1986; Nozawa, 1975] при максимальных значениях – 135 млн. лет [Shibata et al., 1978].

Плутоническая ассоциация *пояса Абакума* весьма сходна с габбро-гранитной серией Китаками, но период формирования плутонов гор Абакума, по представительным изотопным данным [Nozawa, 1975], охватывает позднюю юру и весь меловой период. Причем максимальная интенсивность интрузивного магматизма (хронологическо-статистический анализ результатов определения изотопного возраста пород будет представлен ниже) пояса Абакума приходится на позднеальбско-сантонскую эпоху (105-82 млн. лет), то есть, на период полного затухания активности Китаками-Монеронской дуги.

Такая инверсия магматической активности двух поясов, скорее всего, связана с раннеальбским северным смещением на 300-400 км блока Южного Китаками относительно блока Абакума по меридиональному праводвиговому разлому, скрытому в настоящее время под кайнозойскими отложениями. Разлом реконструируется японскими геологами [Tsuchiya et al., 1986; Minoura, 1990] на основании интерпретации косвенных геофизических и петролого-геологических данных. Добавим, что террейны Южного Китаками и Абакума имеют одинаковую домеловую историю геологического развития [Геологическое развитие..., 1968; Pre-Cretaceous..., 1990], то есть их обратное совмещение по разлому в единый блок достаточно обосновано.

Таким образом, политеррейновая структура Китаками-Монеронского поднятия в раннем мелу была сцементирована вулканами и плутонами западно-полярного берриас-раннеальбского Китаками-Монеронского пояса.

В пределах же линеамента Абакума условно можно выделить две разнополярные магмопродуктивные структуры (см. рис. 18): (1) Абакума-Ниппонскую дугу восточной полярности, активную с поздней юры (возраст наиболее древних гранитов – 163 млн. лет) до начала кампана (возраст наиболее молодых гранитов северного сегмента дуги – 80-79 млн. лет,

- данные из [Nozawa, 1975]) на всем протяжении линеамента и (2) Абакума-Тихоокеанскую дугу западной полярности, активную со середины альба по палеоцен только на южном сегменте (горы Абакума) линеамента. Дополнительное обоснование такого деления будет представлено в главе 5.

#### **4.2.3. Магматические пояса Восточно-Сахалинской островодужной системы**

Восточно-Сахалинская магматическая дуга (островодужная система) приурочена к одноименной структурно-формационной зоне, простирающейся в меридиональном направлении от п-ва Терпения на юге до п-ва Шмидта на севере на расстояние около 700 км при ширине 20-30 км. На западе структура соприкасается по крутопадающим разломам с Набильским террейном, а с востока ограничивается глубоким (до 8-10 км рыхлых отложений) конседиментационным Восточно-Сахалинским прогибом, ось которого пролегает на расстоянии первых километров от береговой линии Восточного Сахалина [Гнибиденко, 1979]. В продольном плане зону предлагается разделить на три участка (значение такого деления прояснится ниже): (1) южный, Учирский (от п-ова Терпения до мыса Шельгинга, включая последний); (2) центральный, Рымникский; (3) северный, Шмидтовский (п-ов Шмидта). Центральный участок, прилегающий к п-ову Шмидта, перекрыт неогеновыми отложениями на протяжении более 300 км.

В.С. Рождественский [1988] и В.М. Гранник [1991] первыми обратили внимание на широкое распространение низкотитанистых базальтов и андезитов среди эффузивов Восточно-Сахалинской зоны и предложили рассматривать последнюю в качестве вулканической дуги (пояса) позднемелового возраста. Позднее В.С. Рождественский [1993] называл эту островную дугу Учирской либо Северо-Сахалинской, ограничив период её активности временем формирования учирской свиты, то есть поздним сеноном.

Продолжение наземной структуры Восточно-Сахалинской дуги прослежено в виде поднятий под осадочным чехлом дна Охотского бассейна севернее п-ова Шмидта на 100 км и южнее п-ва Терпения на 200 км [Гнибиденко, 1979]. На Хоккайдо структура дуги перекрыта мел-современными вулканогенными отложениями Большой и Малой Курильских гряд, но достаточно четко прослеживается в виде морского подводного хребта (протяженность 200 км), острым клином (как и подводный хребет Терпения) врезающегося в наддонное пространство Южно-Охотской глубоководной впадины (антиклинальная зона Китами-Ямато, по Г.С. Гнибиденко [1979]).

Таким образом, структура Восточно-Сахалинской магматической

дуги простирается на расстояние около 1400 км без учета двухсоткилометрового разрыва в пределах Южно-Охотской впадины.

Возможность распознавания основных этапов развития Восточно-Сахалинской магматической дуги появилась после тематических исследований Ю.Н.Разницына [1982] и В.С.Рождественского [1988] на севере и совместных работ автора с В.С. Высоцким на юге Восточного Сахалина [Говоров и др., 1993; Говоров, 1996; Vysotskiy et al., 1995, 2000; Высоцкий, Говоров и др., 1998; Ханчук, Говоров, 2000].

Исследованиями В.С.Рождественского [1988] на п-ве Шмидта установлено три позднемезозойских простирающихся меридионально вещественных комплекса островодужной системы, выступающих из под палеоген-неогеновых образований.

Восточно-Шмидтовская зона сложена офиолитовым аллохтоном, представленным дунит-гарцбургит-габбро-диабазовым комплексом. На серпентинизированных гипербазитах залегает стратифицированная толща орлинской свиты – высокотитанистые толеитовые пиллоу-базальты с прослоями яшм и радиоляритов. Возраст радиолярий – альб-сеноманский [Разницын, 1982; Юркова, 1991].

Центральная, Елизаветинская зона сложена песчано-глинистыми толщами тойской и томинской свит. Возраст тойской свиты – раннесеноманский, томинской – сеноман-кампанский. В томинской толще отмечаются горизонты грубых граувакк и туфобрекчий, а также обнаружены обломки офиолитов.

Позднемеловые образования Западно-Шмидтовской зоны представлены терригенной с углистыми прослоями славянской свитой с локальными проявлениями в ее ареале низкотитанистого трахибазальт-трахиандезитового вулканизма. По палеонтологическим данным возраст свиты коньяк-раннекампанский [Геология СССР, т.33, 1970].

Преимущественно вулканогенная марийская толща Западно-Шмидтовской зоны сложена ассоциацией низкотитанистых субщелочных вулканитов от трахибазальтов и шошонитов до липарито-дацитов. По палеонтологическим данным, возраст свиты верхнемеловой. Наблюдаются участки согласного налегания марийской свиты на славянскую.

По мнению В.С. Рождественского, на п-ове Шмидта представлены три комплекса единой островодужной системы: (1) вулканическое островное поднятие (западная зона), (2) терригенные накопления склона глубоководного желоба (центральная зона) и (3) офиолитовый аллохтон (восточная зона), аккрецированный к островной дуге в процессе субдукции не ранее альба и не позднее сеномана (возраст томинской толщи с обломками офиолитов). Последний предлагается называть в настоящей работе Орлинским террейном аккреционного клина.

По-видимому, к концу турона в результате надвиговых процессов офиолитовый аллохтон был обдущирован на структуры дуги вплоть до зоны надсубдукционного магматизма. По данным Ю.Н. Разничина [1982], офиолиты прорваны турон-раннесенонской дайковой серией низкотитанистых диабазов-гранодиоритов (К-Аг возраст гранидиорита в районе горы Кручинной – 87 млн. лет, табл. 2, № 78). Местами дайки прорывают и метаморфизируют спрединговые пиллоу-лавы орлинской свиты.

Период действия магматической дуги в пределах п-ва Шмидта – поздний альб - поздний мел.

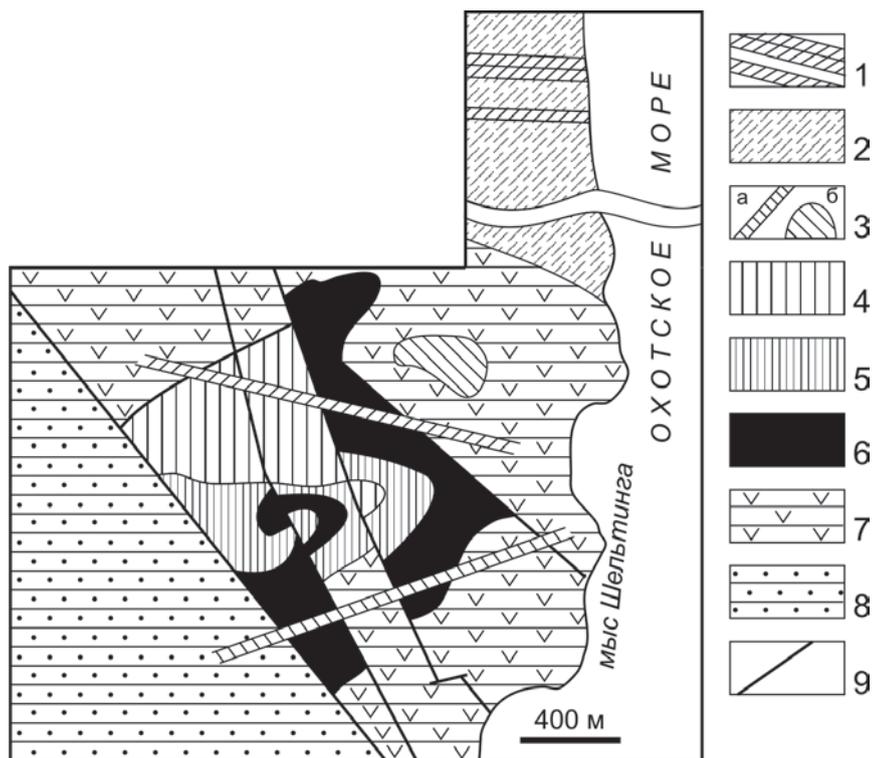
На юге Восточного Сахалина преимущественно позднемеловые образования магматической дуги слагают восточную часть Восточно-Сахалинских гор и п-ов Терпения, протягиваясь вдоль берега Охотского моря от мыса Терпения до р.Пурш-Пурш широкой полосой (20-30 км) почти на 250 км.

Южный (Учирский) участок от мыса Терпения до мыса Шельтинга – зона развития преимущественно терригенных флишиодных толщ котиковской серии, относимой по находкам иноцерамов к кампанскому и маастрихтскому ярусам [Геология СССР. Т. 33; 1970]. Граувакковые песчаники и алевролиты котиковского осадочного бассейна имеют, как правило, серый и темно-серый цвет. В основании котиковская серия представлена вулканогенной молассой учирской свиты. К-Аг возраст амфибола из трахиандезитовых лав на мысе Беллингаузена равен 72 млн. лет (ранний маастрихт, см. табл. 2). На охотоморском побережье свита обнажается на мысах Минском, Беллингаузена, Гвоздева и Шельтинга, маркируя тем самым древние наземные вулканические и вулканоплутонические центры [Гранник, 1978]. Все вулканические породы учирской свиты принадлежат супрасубдукционной ассоциации магматитов.

Севернее и западнее мыса Шельтинга (Рымникский участок Восточно-Сахалинской дуги) развиты в основном вулканогенно-терригенно-кремнистые отложения рымникской серии, отличающейся от котиковской серии увеличением доли алевро-пелитовых фаций туфо-терригенных осадков, появлением прослоев кремней и горизонтов высокотитанистых спилитов и диабазов, а также кератофитов, приуроченных к ракитинской и березовским свитам (средняя и верхняя толщи рымникской серии), слагающим основной объем отложений серии. Цвет осадочных образований серии, как правило, зеленый и грязно-зеленый. Анализ родового и видового комплексов радиолярий из вмещающих кремней и аргиллитов позволил Л.И. Казинцовой [1988] датировать ракитинскую свиту кампаном, а березовскую – маастрихтом.

Таким образом, основные объемы котиковской и рымникской серий являются фаціальными аналогами и датируются поздним сеноном (кампан-маастрихт).

В дополнение к изложенным выше общеизвестным материалам, новые и принципиально важные данные по геологии и магматизму были получены нами в районе мыса Шельтинга [Говоров и др., 1993; Высоцкий и др., 1998; Ханчук, Говоров, 2000]. В результате полевых работ, проведенных нами в Восточно-Сахалинских горах и на побережье Охотского моря (рис. 23), в районе мыса Шельтинга были обнаружены бониниты, магнети-



**Рис. 23.** Схема геологического строения района мыса Шельтинга (Восточный Сахалин)

1, 2 – геологические образования Учирского магматического пояса (кампан-маастрихт): 1 – маломощные (30-50 м) “свиты” крутопадающих параллельных даек и одиночные дайки базальтоидов, 2 – туфотерригенно-кремнистые отложения ракинской свиты; 3 – дайки (а) и субвулканические тела (б) базальтоидов и андезитоидов Шмидтовского магматического пояса (поздний альб – турон); 4-7 – геологические образования Шельтингского магматического пояса (поздняя юра – валанжин): 4 – габронориты, 5 – ортопироксениты и вебстериты, 6 – гарцбургиты и дуниты, 7 – шельтингская толща бонинитовых вулканитов; 8 – южно-шельтингская терригенная толща (средняя-верхняя юра), 9 – разломы.

альные двупироксеновые андезиты, дациты и их туфы. Эти породы слагают вулканогенно-пирокластическую толщу, которая обрамляет Шельтингский габбро-перидотитовый плутон примерно полукилометровой полосой.

Шельтинские ультрабазиты и габбро считаются либо фрагментом палеоокеанической коры [Разницын, 1982], либо расслоенными плутонами [Бехтольд, Семенов, 1978; Слодкевич, 1975; Слодкевич, Леснов, 1976]. В то же время, ультрабазиты и габбро обогащены ортопироксеном, что, вероятно, характерно для пород, кристаллизовавшихся из бонинитовых расплавов [Высоцкий и др., 1998]. Детальные исследования, проведенные на мысе Шельтинга показали, что кристаллические породы и лавы бонинитов комплексарны, т.е. в одном разрезе мы можем наблюдать продукты кристаллизации бонинитовой магмы разных уровней глубинности.

Таким образом, Шельтингский плутон и окаймляющий его вулканоген – комагатичный бонинит-габбро-перидотитовый вулканоплутонический комплекс, состоящий из эффузивов и расслоенных интрузий и сформированный из бонинитовых расплавов [Высоцкий, Говоров и др., 1998]. Это означает, что Шельтингский габбро-перидотитовый плутон является автохтонным образованием магматической дуги, в отличие от аккрегированных к островодужной структуре чужеродных блоков океанических офиолитов Набильского и Орлинского террейнов.

К югу от шельтинского вулканогена на протяжении 1.5-2.0 км вскрывается сероцветная граувакковая песчано-глинистая слоистая толща, напоминающая по облику отложения котиковской серии. К северу и северо-западу от вулканитов мыса Шельтинга распространены зеленые туфоалевролиты ракитинской свиты.

По-видимому, такое “пограничное” положение шельтинского эффузивно-интрузивного комплекса позволило трактовать В.М.Ковтуновичу [Геология СССР, т.33, 1970] вулканогенную толщу мыса Шельтинга как учирскую, а В.М. Граннику [1978] – как ракитинскую.

Однако, из алевролитов южно-шельтинской толщи методом химического препарирования с использованием 2% HF нами был выделен комплекс радиолярий, включающий *Tricolocapsa* aff. *plecarum* Yao, *Tricolocapsa* sp., *Archicapsa pachyderma* (Tan Sin Hok), *Parahsuum* sp., что позволяет датировать вмещающие их отложения средней-поздней юрой [Высоцкий, и др., 1998].

Следовательно, эти отложения не принадлежат к поздесенонской котиковской серии. По предварительным данным, средне-верхнеюрскую толщу района предлагается называть южно-шельтинской.

Последнюю, по-видимому, прорывают наиболее ранние, позднеюрско-валаннжинские магматические породы Восточно-Сахалинской дуги, представленные Шельтингским вулканоплутоническим комплексом, описание

интрузивных и эффузивных фаций которого приводятся ниже, по [Высоцкий, Говоров и др., 1988].

Шельтингский интрузивный массив (1,0 x 1,5 км) с вмещающими породами имеет тектонические контакты и разбит разломами на отдельные блоки. Химический состав магматических пород массива приведен в табл. 19. Вмещающей является толща вулканитов бонинитовой серии, а также осадочные образования южно-шмидтовской (на юге) и раkitинской (на севере) толщ.

Таблицы 19

Химический состав пород Шельтингского габбро-перидотитового массива (Шельтингский магматический пояс), по [Vysotskiy, Govorov et al., 2000]

Порода	Лерцолиты		Гарцбургиты		Энстатиты		Вебстериты		Бронзититы		Габбронориты		Плагииграниты	
SiO <sub>2</sub>	45,21	41,23	43,5	54,8	45,06	49,73	54,02	52,83	51,20	49,97	72,92	72,41		
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,19	0,02	0,00	0,05	0,03	0,07	0,19	0,05	0,08	0,10	0,12		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30	0,85	0,71	0,47	2,41	1,32	2,08	1,39	11,31	17,34	13,02	14,82		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,08	5,00	5,50	2,01	7,90	5,26	5,81	1,13	2,45	2,05	0,94	0,87		
FeO	2,62	2,89	4,26	4,40	3,28	3,82	7,79	9,73	5,84	4,68	0,70	0,57		
MnO	0,16	0,24	0,16	0,13	0,19	0,18	0,25	0,74	0,15	0,15	0,01	0,03		
MgO	34,92	37,26	35,52	35,06	32,4	33,01	26,14	29,53	19,63	12,00	1,60	0,64		
CaO	1,17	0,15	0,63	0,63	0,86	1,50	2,23	2,19	7,17	11,42	3,85	2,90		
Na <sub>2</sub> O	1,16	0,24	0,00	0,00	0,01	0,06	0,02	0,25	0,37	0,86	5,43	5,96		
K <sub>2</sub> O	0,06	0	0,03	0,03	0,07	0,07	0,10	0,00	0,67	0,91	1,00	0,21		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,13	0,14	0,16	0,03	0,05	0,04	0,18	0,06	0,04	0,05	0,03		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,07	0,4	0,42	0,64	0,43	0,37	0,46		0,12	0,01			
NiO	0,08	0,13	0,1	0,08	0,15	0,14	0,04	0,09		0,04	0,00			
п.п.п.	8,22	11,4	8,72	1,27	6,91	4,64	0,59	0,93	0,71	0,76	0,81	1,04		
Сумма	99,5	99,78	99,69	99,46	99,96	100,24	99,55	99,64	99,61	100,42	100,44	99,60		
f	10,3	10,0	12,6	9,0	15,1	12,6	21,7	16,8	18,6	23,2	35,0	54,0		
Cr	1662	692	704	1225	1646	1592	2224	907	20	1505	97	19		
Ni	660	488	985	704	1257	1335	785	458	18	447	90	12		
Co	83	215	113	76	82	71	102	194	22	57	15	20		
V	25	34	7	7	38	43	154	100	222	180	85	25		
Rb		23					3	32	13			17		
Ba		69					27	57	140			160		
Sr		52					11	66	229			235		
Nb		5					9	3	4			3		
Zr	48	18	51	41	28	26	41	26	23	36	100	59		
Y		6	13				9	11	12		11	1		

В разрезе массива можно выделить три главные части – дунит-гарцбургитовую, ортопироксенитовую и габброноритовую. Нижняя часть массива состоит из чередующихся полос серпентинизированных дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и энстатитов, прорванных тонкими дайками и жилами вебстеритов. В нижней части разреза прослой более грубые, мощ-

ностью от первых см до 10-15 см и более. Выше их мощность уменьшается до 1-0.5 см и наблюдается тонкое чередование обогащенных и обедненных пироксеном прослоев. Нередко породы смяты в моноклинальные складки, а иногда можно наблюдать Z-образные изломы. Чередующиеся слои не выдержаны по простиранию, часто развернуты и перемещены относительно друг друга, поэтому единого разреза наблюдать не удалось. Мощность выходов генерализованных слоев колеблется в пределах 40-120 м.

Средняя ортопироксенитовая часть разреза представлена переслаиванием гарцбургитов, вебстеритов и бронзититов. Мощность прослоев нерегулярна, колеблется в пределах от первых см до 1 м. Мощность выходов ортопироксенитовой части не превышает 80-100 м.

Верхняя габброноритовая часть сложена полосчатыми и массивными разностями. Полосчатость наиболее развита в зоне перехода между ортопироксенитовой и габбро-норитовой частями массива. Она образована чередованием габбро-норитов и гиперстенитов. Мощность прослоев ортопироксенитов в нижней части зоны перехода достигает 10-15 см, вверх по разрезу она уменьшается до первых см. Еще выше в габброноритах фиксируются отдельные прослои и линзы, обогащенные ортопироксеном, а затем появляются массивные разности. Мощность габброидов, вероятно не превышает 100-120 м. Радиогенный возраст шельтингских габброноритов – 143,7 млн. лет (см. табл. 2).

В тектонических зонах в виде глыб также обнаружены плагиограниты.

Кроме того, в ареале Шельтингского массива канавами вскрыты блоки сильно тектонизированных и перемятых плагиогабброидов (см. табл. 2, № 52, 73). К-Аг возраст зеленой роговой обманки из плагиогаббро – 297,5 млн. лет; возраст давленого биотита из того же образца – 160 млн. лет. Поскольку биотит плохо сохраняет аргон при ударно-механических воздействиях, его позднейший возраст, по-видимому, отражает эпоху тектонического заложения Восточно-Сахалинской субдукционной системы. Позднекарбоновая изотопная метка амфибола, скорее всего, маркирует трансформный период магматической активности Камчатско-Кашеваровского линеймента, который Восточно-Сахалинская структура надстраивала с юга.

Шельтингский плутон просечен сетью крутопадающих различного простирания даек базальтов островодужной известково-щелочной ассоциации. Возраст даек 97 и 74 млн. лет (см. табл. 2).

Шельтингский вулканоген (вулканические образования, окаймляющие Шельтингский плутон) представлен маломощными (2-5 м) потоками лав, лавобрекчий, кластолав, переслаивающимися с туфолавами и туфами, иногда содержащими обломки перидотитов и габброидов. Общая мощность вулканогенных отложений, наблюдаемых в разобщенных разрезах,

по-видимому, не превышает 200-300 м.

Вулканиды представлены в основном низкокальциевыми и низкотитанистыми породами бонинитовой ассоциации – бонинитами, магнезиальными андезитами, дацитами, риолитами (табл. 20). Эффузивы известково-щелочной серии с повышенными содержаниями калия очень редки; результаты их К-Аг датирования – 140 млн. лет (берриас) для риолита и 100 млн. лет (альб) для дацита.

Таким образом, в соответствии с данными изотопного возраста эффузивов, как старитиграфическое подразделение Шельтингский вулканоген стоит ближе к верхам средне-верхнеюрской южно-шельтингской толщи, чем

Таблица 20

**Химический состав вулканических пород шельтингской толщи  
(Шельтингский магматический пояс)**

N п.п.	1	2	3	4	5	6	7
N обр.	В-759	ГГ-795	В-751-7	В-634-5	В-751-5	ГГ-796	ГГ-797
Порода	Бониниты			Андезиты		Дациты	
SiO <sub>2</sub>	54,50	51,90	55,40	61,45	56,80	64,10	65,46
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,17	0,08	0,23	0,14	0,18	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,70	8,79	8,12	10,61	11,50	10,08	9,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,90	5,94	8,10	3,76	2,47	3,32	3,62
FeO	4,10	2,70	1,63	2,50	5,42	2,75	2,50
MnO	0,15	0,21	0,16	0,15	0,16	0,09	0,12
MgO	8,60	11,65	13,02	4,01	6,16	5,65	7,08
CaO	6,40	5,27	2,38	7,10	6,80	5,50	4,80
Na <sub>2</sub> O	1,90	1,71	2,10	3,10	2,57	2,50	3,12
K <sub>2</sub> O	0,45	0,37	1,33	0,85	0,48	0,49	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,07	0,18	0,09	0,15	0,06	0,15
п.п.п.	9,51	10,78	7,57	5,88	7,45	4,93	3,20
Сумма	99,43	99,56	100,07	99,74	100,10	99,65	100,37
f	30,2	27,7	27,6	44,9	40,8	36,1	31,1
Rb	6	5		4		12	6
Sr	418	388		132		160	170
Ba		128		111		73	83
Nb	4	4		6		2	3
Y	8	1		<1		1	3
Zr	94	37		41		44	53
Ni	165	230		86		105	110
Co	40	78		38		40	40
Cr	502	870		310		300	425
V	142	210		130		170	175

N п.п.	8	9	10	11	12	13	14
N обр.	В-633-2	В-621-1	В-621-3	ГГ-790	ГГ-791	В-633-1	ГГ-762
Порода	Риолиты						
SiO <sub>2</sub>	78,76	74,75	70,25	69,22	77,02	73,28	73,52
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,24	0,27	0,24	0,13	0,22	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,21	11,40	13,66	11,90	9,12	10,94	11,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	2,60	2,60	3,93	1,83	2,61	3,69
FeO	2,13	1,54	1,62	1,51	2,11	0,75	1,23
MnO	0,08	0,05	0,06	0,05	0,06	0,10	0,07
MgO	1,82	1,00	1,23	2,41	1,83	1,64	1,03
CaO	1,95	3,17	4,88	0,76	1,80	3,54	0,75
Na <sub>2</sub> O	2,84	3,38	3,67	7,63	4,40	3,36	3,39
K <sub>2</sub> O	0,01	0,51	0,60	0,17	0,20	0,57	3,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,10	0,09	0,11	0,10	0,14	0,08
п.п.п.	2,21	1,17	0,70	2,39	1,49	2,56	1,29
Сумма	99,93	99,91	99,63	100,32	100,09	99,71	100,36
f	43,2	68,3	64,1	53,8	53,3	51,2	71,1
Rb	29	13	2	17	26	19	11
Sr	141	136	369	61	69	137	97
Ba	146	133	201	81	99	185	258
Nb	3	4	<1	2	3	3	3
Y	<1	9	<1	3	1	7	6
Zr	49	44	77	62	47	60	70
Ni	18	25	28	25	22	210	6,5
Co	38	42	22	35	20	120	20
Cr	310	40	90	54	45	1000	16
V	60	250	200	78	78	390	35

**Примечание.** Все породы отобраны в районе мыса Шельтинга (Восточный Сахалин); 1, 3-5, 8-10, 13 – образцы С.В.Высоцкого; остальные - Г.И.Говорова. 14 – соответствует номеру 72 в табл. 2.

к низам кампанской ракитинской свиты. Однако, ввиду хорошо выраженной индивидуальной литолого-петрографической специфики своих образований, вулканогенные отложения предлагается выделять в самостоятельную шельтингскую толщу позднеюрско-валанжинского возраста (возрастные границы вулканогенных отложений будут обоснованы ниже).

В четырех км к северу от Шельтингского массива обнаружены мало-мощные (до 50 м) “свиты” крутопадающих широтного простирания даек магнезиальных кварцевых долеритов (породы близкие по петрохимии к бонинитам), прорывающих ракитинскую толщу. Но внедрение дайковых

свит произошло значительно позже образования шельтингской бонинитовой толщи (K-Ar возраст долерита из дайки – 67 млн. лет) и имеет отношение не к ранним, а к завершающим этапам формирования Восточно-Сахалинской островодужной системы.

### **Петрография и минералогия лав бонинитовой серии**

Лавы бонинитовой серии шельтингской толщи представлены порфировыми слабопористыми или массивными разностями, зачастую в различной степени катаклазированными. В состав бонинитовой серии входят бониниты, магнезиальные двупироксеновые андезиты, дациты, риолиты и их туфы (см. табл. 20).

Бониниты сложены порфировыми выделениями идиоморфного зонального ортопироксена (25-30%) и редкими выделениями клинопироксена, погруженными в мезостазис, состоящий из мелких идиоморфных и скелетных кристаллов ортопироксена, аксессуарного хромита и кислого стекла. Последнее обычно имеет характерную перлитовую отдельность. Очень редко среди вкрапленников встречаются округлые резорбированные ксенокристы плагиоклаза или плагиоклаз-клинопироксеновые сростки. Вторичные изменения обычно незначительны, однако их интенсивность нарастает в зонах катаклаза. Как правило, поры в бонинитах выполнены карбонатом, часть ортопироксенов и стекла замещена смесью глинисто-гидрослюдистых минералов.

Ортопироксен является основной минеральной фазой бонинитов. Он образует две генерации, различающиеся по составу и часто образующие зональные кристаллы. Первая, ранняя, генерация слагает ядра крупных зональных фенокристаллов, а также небольшие изометричные выделения в клинопироксенах. Ортопироксены ранней генерации (табл. 21) обладают высокой железистостью ( $f=25-28$  мол.%), пониженными кальциевостью и хромистостью. Обычно они содержат включения стекла и хромистого магнетита (см. табл. 21). Ортопироксен второй генерации образует каймы в зональных фенокристах, а также слагает кристаллы основной массы. Его железистость ( $f=11-16$  мол.%) намного ниже, а концентрации хрома и кальция - выше, чем в ранних ортопироксенах. Включения в них довольно редки, хотя иногда отмечаются мелкие кристаллики высокохромистой шпинели. Состав мелких кристаллов ортопироксена основной массы часто непостоянен, особенно в спинифексовых выделениях.

Клинопироксен обычно идиоморфен, его кристаллы часто несут следы растворения или оплавления. Он практически не зонален и обычно содержит включения железистого ортопироксена, хромистого магнетита и основного плагиоклаза. По железистости клинопироксен близок раннему

ортопироксену и также обладает низкой хромистостью. В основной массе клинопироксен не обнаружен, хотя в каймах мелких кристаллов ортопироксена отмечается присутствие пижонита (см. табл. 21).

Шпинель является главным акцессорным минералом описываемой ассоциации пород. Как и ортопироксен, шпинель образует две генерации. Ранняя отмечается только как включения в ранних железистых пироксенах. Она представлена хромистым магнетитом. Поздняя шпинель встречается как в стекле, так и в поздних ортопироксенах и представлена хромитом. Относительно крупные кристаллы встречаются редко и обладают ярко выраженной зональностью. Обычно в них наблюдается рост железистости и хромистости от ядра к краю, сопровождаемые уменьшением степени окисленности железа. Мелкие кристаллы шпинели менее хромистые и более железистые,

Таблица 21

Химический состав минералов бонинита (обр. В-759), по [Высоцкий, Говоров и др., 1998]

Минерал	Минералы ранней генерации									
	Включения в Рп1			Фенокрист		Включения в Мп1			Микрофенокрист	
	Рп1	Шп	Стекло	Мп1	Мп1	Шп	Рп	Пл	Рп	Рп
	Ядро	Ядро	Ядро	Ядро	Край	Ядро	Ядро	Ядро	Ядро	Ядро
SiO <sub>2</sub>	54.23	0.35	74.86	52.39	52.57		54.12	51.81	54.9	54.93
TiO <sub>2</sub>	0.1	2.8	0.25	0.25	0.16	2.85	0.11	0.04	0.14	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.81	3.71	11.75	1.62	1.61	4.09	0.98	29.67	0.79	0.76
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	6.69	0.02	0.11	0.14	7.45	0.05	0.05	0.11	0.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.95	52.93	-	5.76	4.69	52.65	10.19	-	-	-
FeO	8.23	29.75	4.06	3.57	4.12	29.28	7.15	0.68	17.38	17.66
MnO	0.24	0.31	0.06	0.08	0.09	0.6	0.22	0.03	0.41	0.37
MgO	25.93	2.97	0.38	15.06	15.02	2.99	25.62	0.06	25.91	25.46
CaO	1.35	-	2.37	21.32	21.06	-	1.34	15.25	1.18	1.26
Na <sub>2</sub> O	0.06	-	0.19	0.44	0.46	-	0.07	3.16	0.03	0.04
K <sub>2</sub> O	0	-	0.92	0	0.06	-	0	0.06	0	0
Сумма	101.95	99.51	94.86	100.60	99.98	99.91	99.85	100.81	100.85	100.77
f	28.10	93.59	85.69	24.57	23.74	93.49	26.31		27.32	27.99

Минерал	Минералы поздней генерации						
	Фенокрист	Вкл. в Рп2	Закалочные пироксены			Вкл. в серпентине	
	Рп2	Шп в Рп2	Рп	Рп	Рп	Шп в Ол(?)	Шп в Ол(?)
	Кайма Рп1	Ядро	Центр	Центр	Центр	Ядро	Кайма
SiO <sub>2</sub>	57.41		53.24	55.7	55.35	-	-
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.18	0.1	0.07	0.06	0.14	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.73	9.53	2.21	0.98	1.13	8.3	7.99
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.38	55.32	1.63	0.27	1.00	58.14	57.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.71	6.12	-	-	-	6.44	5.13
FeO	3.23	19.28	8.88	10.36	10.02	13.43	18.43
MnO	0.04	2.04	0.21	0.21	0.18	2.83	2.13
MgO	31.92	8.18	31.26	29.43	30.86	11.31	8.43
CaO	1.36	-	1.94	2.22	2.13	-	-
NiO	0	-	0	0	0	-	-
Na <sub>2</sub> O	0.06	-	0.04	0.02	0.04	-	-
K <sub>2</sub> O	0	-	0	0	0	-	-
Сумма	99.91	100.65	99.51	99.26	100.77	100.59	100.21
f	11.59	62.94	13.73	16.48	15.40	48.79	60.51

**Примечание.** Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO в пироксенах определялось на микрозонде JXA-5A по специальной методике, для шпинелей - рассчитывалось из стехиометрии минералов. Рп - ромбический, Мп-моноклинный пироксены, Пл - плагиоклаз, Шп – шпинель, Ол - оливин.  $f = \text{Fe}_{\text{общ}} / (\text{Fe}_{\text{общ}} + \text{Mg})$ , мол. %.

чем каймы крупных выделений. По составу хромиты очень близки шпинели бонинитов из дуг Тонга и Марианской [Высоцкий, 1989; Boninites, 1989].

Плагиоклаз встречается очень редко в виде округлых резорбированных ксенокристов или в сростках с клинопироксеном. Его состав (An=70-73%) относительно постоянен, кристаллы не зональны.

Стекло обогащено кремнеземом, насыщено водой и содержит незначительные количества магния. Для стекла характерна скорлупова-

тая перлитовая отдельность.

Таким образом, в бонинитах присутствует два одновременных минеральных парагенезиса. Ранний образован железистыми фазами пироксенов, основным плагиоклазом и хромистым магнетитом. По химическому составу минералов он близок минеральной ассоциации габброноритов шельтингского комплекса. Поздний парагенезис включает в себя магнезиальный ортопироксен и хромит. По химическому составу минералов он близок минеральной ассоциации перидотитов нижней магнезиальной части шельтингского комплекса. Сосуществование двух минеральных парагенезисов явно указывают на изменение физико-химических параметров кристаллизующейся магмы, что может быть связано с изменением флюидного режима.

Магнезиальные андезиты содержат до 20% порфировых вкрапленников. Среди них преобладают изометричные, часто оплавленные, кристаллы клинопироксена (50-60%), призмы железистого ортопироксена (10-15%), ксеноморфные выделения кварца (20-25%) и единичные кристаллы среднего плагиоклаза. Основная масса породы сложена микролитами плагиоклаза, между которыми зажаты ксеноморфные зерна клинопироксена, кварца, магнетита и выделения бурого слабопрозрачного стекла. Редкие кристаллы ортопироксена в основной массе образуют идиоморфные игольчатые выделения.

Магнезиальные дациты отличаются от андезитов отсутствием кварца во вкрапленниках и слабой раскристаллизацией основной массы. Следует отметить, что состав клинопироксенов относительно стабилен, в то время как состав ортопироксенов варьирует в достаточно широких пределах. Кроме того, в протолочке дацита ГГ-797 были обнаружены зерна серпентина с включениями глиноземистой шпинели и вторичного магнетита, которые в шлифах не наблюдались.

Стекло основной массы содержит редкие игольчатые кристаллы плагиоклаза и ортопироксена. Обычно оно частично замещено агрегатом глинисто-гидрослюдистых минералов.

### **Петрография и минералогия интрузивных пород**

Дуниты, как правило, интенсивно серпентинизированы. Наименее измененные образцы характеризуются петельчатой структурой, на фоне которой сохраняются реликты ранней панидиоморфнозернистой. Первичная порода содержала 96-99 % оливина, 0-3,5% пироксенов и 0,5-1% шпинели; последняя часто сохраняется даже в полностью серпентинизированных разностях. По хромистости и магнезиальности шпинели дунитов (табл. 22) попадают в поле альпинотипных перидотитов.

Гарцбургиты в различной степени серпентинизированы, иногда

Состав минералов интрузивных пород Шельтингского массива,  
по [Высоцкий, Говоров и др., 1998]

Порода	Дунит	Гарцбургит						Вебстерит					
		Шпигель	Ромбический пироксен		Оливин	Мп	Шпигель	Оливин	Рп		Мп		Шп
			ядро	ядро					кайма	ядро	ядро	кайма	
SiO <sub>2</sub>		58,07	58,26	40,86	55,11		40,43	57,58	57,02	57,20	54,13		
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,19	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,23	0,21	0,19	0,00	0,27	4,48	0,00	0,98	1,04	0,92	1,13	13,24	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63,05	0,31	0,24	0,10	0,30	55,83	0,00	0,31	0,39	0,34	0,48	39,41	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,23					10,04						16,34	
FeO	13,43	6,27	6,33	9,26	2,57	24,27	12,56	8,12	7,91	2,59	2,78	25,42	
MnO	1,74	0,08	0,11	0,08	0,00	0,74	0,13	0,15	0,15	0,04	0,05	0,50	
MgO	11,84	33,94	35,59	49,54	18,06	5,14	46,15	31,81	31,47	17,95	17,79	5,45	
CaO		0,73	0,75	0,02	24,05		0,01	1,00	1,38	23,90	24,16		
Na <sub>2</sub> O		0,00	0,00	0,00	0,08		0,00	0,00	0,00	0,11	0,21		
K <sub>2</sub> O		0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,04	0,04	0,04	0,04		
Total f, %	100,64 44,93	99,61 9,38	101,47 9,06	99,86 9,48	100,44 7,39	100,56 78,41	99,28 13,23	99,99 12,52	99,40 12,35	99,12 7,48	100,80 8,05	100,55 80,49	

Порода	Гарцбургит						Габбронорит					
	Ромбический пироксен			Мп		Шп	Ромбический пироксен		Мп		Амфибол	Пл
	ядро	ядро	кайма	ядро	кайма		ядро	кайма	ядро	кайма		
SiO <sub>2</sub>	55,36	54,59	55,06	52,54	51,91	0,00	55,17	55,65	52,73	53,00	50,41	45,71
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,08	0,05	0,25	0,08	0,54	0,01	0,01	0,11	0,11	0,14	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	1,78	1,69	1,92	1,47	1,20	1,60	1,56	2,19	2,38	7,21	35,31
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,33	0,33	0,38	0,37	8,39	0,26	0,36	0,49	0,58	0,65	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						58,00						
FeO	11,70	12,06	11,82	4,67	4,33	30,52	13,26	13,56	4,27	5,71	6,17	0,24
MnO	0,15	0,14	0,11	0,03	0,03	0,34	0,32	0,27	0,18	0,15	0,09	0,00
MgO	30,89	30,41	29,64	17,01	17,81	0,57	29,10	29,29	16,07	15,94	20,07	0,00
CaO	0,71	0,93	0,80	23,66	23,14		0,67	0,62	23,56	22,93	12,06	18,17
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,31	0,05		0,00	0,00	0,20	0,26	1,20	0,86
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,02	0,66	0,02		0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
Total f, %	100,85 17,51	100,35 18,19	99,52 18,27	100,83 13,34	99,21 11,99	99,56 96,78	100,75 20,78	101,32 20,66	100,25 14,13	101,06 16,72	98,10 14,70	100,30 (91)

довольно интенсивно, однако во многих фрагментах сохранились реликты первичных минералов - оливина, ортопироксена и хромистой шпинели. По текстурным особенностям они разделяются на тонкополосчатые, грубополосчатые и массивные. Первичная структура гарцбургитов обычно характеризуется субидiomорфизмом и близкими размерами выделений породообразующих силикатных минералов, слабым проявлением признаков пластических деформаций, наличием многочисленных тройных сочленений под углом  $120^{\circ}$ . Реже встречаются структуры с ярко выраженным ксеноморфизмом ортопироксена. В обогащенных пироксеном прослоях наблюдаются порфиroidные структуры, образованные разновеликими и разноориентированными зернами ортопироксена.

Количественно-минеральный состав гарцбургитов колеблется в широких пределах. Массивные гарцбургиты содержат примерно равные доли оливина и ортопироксена (48-49 %), до 2,5 % хромистой шпинели и мелкие редкие зерна клинопироксена в агрегатах ортопироксена. В полосчатых гарцбургитах количество ортопироксена варьирует от 5-7 % до 50-60 % в оливиновых прослоях, в ортопироксеновых (энстатититы) достигает 98 %.

Шпинель обычно составляет 1.5-2,5 % объема породы. Ее количество возрастает в оливиновых разностях и заметно падает в ортопироксеновых. В то же время распределение шпинели в ортопироксеновых прослоях часто неравномерно, некоторые зерна энстатита насыщены идиоморфной шпинелью, тогда как основная масса кристаллов ортопироксена ее не содержит. Межзерновая шпинель, как правило, обладает меньшим идиоморфизмом и содержит включения оливина и ортопироксена.

Клинопироксен образует мелкие ксеноморфные выделения и агрегаты между кристаллами ортопироксена, а так же веретенообразные или пластинчатые выделения в распавшихся ортопироксенах.

Лерцолиты отличаются от гарцбургитов только более высоким содержанием клинопироксена (до 5-7 %). Плаггиоклазовые лерцолиты встречаются очень редко. Как правило, оливин в них полностью серпентинизирован, а плаггиоклаз замещен гидрогранат-сосюритовым агрегатом. Плаггиоклаз в них резко ксеноморфен, заполняет промежутки в агрегате оливина.

Энстатититы образуют прослои в гарцбургитах мощностью от первых см до 30-50 см. Обычно более мощные прослои характеризуются большим размером зерен, вплоть до появления пегматоидных разностей с кристаллами 5-7 см по длинной оси. Структура энстатититов панидиоморфнозернистая, местами порфиroidная или сериальнопорфиroidная. Они содержат 98-99% ортопироксена, до 1% клинопироксена, 0,5% оливина и 0,5% шпинели. Иногда встречаются небольшие линзовидные тела энстатитит-магнетитовых и энстатитит-амфибол-

магнетитовых пегматитов с сидеронитовой структурой.

Энстатит ( $f=10-12\%$ ) из маломощных прослоев обычно образует равновеликие кристаллы, беспорядочно ориентированные друг относительно друга и относительно плоскостей слоя. В более мощных прослоях появляются слабые признаки ориентировки кристаллов перпендикулярно подошве и кровле. Кроме того, здесь матрица породы сложена относительно равновеликими кристаллами, а пространство между ними заполнено более мелкими. Иногда видны признаки дорастания раннего зерна, когда более поздние его части заполняли промежутки между другими кристаллами.

Кристаллы оливина и клинопироксена располагаются в промежутках между энстатитом. Оливин образует небольшие округлые выделения, тогда как клинопироксен обычно резко ксеноморфен, образует мелкие пластинки и изогнутые кристаллы и агрегаты. Кроме того, клинопироксен часто встречается в структурах распада в крупных кристаллах энстатита.

Шпинель образует две формы выделений. Первая встречается в виде мелких (не более 0.1 мм) идиоморфных кристалликов в энстатите. Это либо мелкая пылевидная вкрапленность без какой-либо видимой ориентировки, либо тонкие прерывистые слойки мощностью в один кристалл. При этом ориентировка слоя перпендикулярна направлению спайности, а ориентировка зерен шпинели по удлинению параллельна трещинам спайности. Не исключено, что такие слойки шпинели маркируют границу между ранней и поздней частями росшего кристалла. Хотя по оптическим свойствам эта граница никак не выражена, данные микрозондового анализа показывают, что химическая зональность в энстатитах существует (таблица). Вторая форма выделений шпинели образована редкими относительно крупными (до 1,5 мм) ксеноморфными кристаллами в межзерновой области.

Вебстериты образуют группу переходных пород от гарцбургитов и лерцолитов к ортопироксенитам. Количественный минеральный состав меняется в широких пределах - от существенно обедненных пироксенами разновидностей, образующих переходы к гарцбургитам и лерцолитам, до оливиновых ортопироксенитов. Все эти разновидности образуют ритмично переслаивающуюся пачку, надстраивающую дунит-гарцбургитовую часть разреза, причем во всех вебстеритах ортопироксен преобладает. В типичных вебстеритах ортопироксен составляет 50-80%, оливин 10-45%, клинопироксен 3-7%, шпинель 1-3%. Преобладающая первичная структура – панидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая или порфировидная.

Оливин и ортопироксен обладают одинаковым идиоморфизмом, образуя либо изометричные округлые (оливин), либо короткопризматические (ортопироксен) кристаллы. Иногда ортопироксен содержит включения мелких кристаллов оливина, или его “заливы”.

Клинопироксен, хотя и образует иногда короткопризматические зерна, чаще встречается как интеркумулусный минерал, образуя выделения неправильной формы. Иногда он частично обрастает кристаллы ортопироксена, контактирующие с оливином, образуя фрагменты коронарной структуры.

Шпинель имеет три формы выделений. Первая встречается в оливинах и ортопироксенах и характеризуется хорошо выраженным идиоморфизмом. Вторая присуща кристаллам клинопироксена. Здесь относительно крупные (0,1-0,2 мм) кристаллы шпинели идиоморфны, в то время как более мелкие имеют каплевидную или веретенообразную форму. Третья форма выделений представлена зернами в интерстициях оливина. Как правило, здесь кристаллы наиболее крупные (до 0,5 мм), идиоморфные или ксеноморфные.

Ортопироксениты (бронзититы) сначала появляются как прослои в вебстеритах, мощностью до 10-15 см, вверх по разрезу сменяясь пачкой чередования горизонтов обогащенных и обедненных оливином. Как и в энстатитах, более мощные прослои характеризуются большим размером кристаллов, вплоть до появления пегматоидных разностей с кристаллами 2-5 см по длинной оси. Структура бронзититов панидиоморфнозернистая, местами порфириовидная или сериально-порфириовая. Они содержат 96-98% ортопироксена, до 1% клинопироксена, 2-3% оливина и 0,5-1% шпинели. Иногда встречаются небольшие линзовидные тела бронзитит-магнетитовых пегматитов с сидеронитовой структурой.

Бронзит ( $f=17-18\%$ ) из маломощных прослоев обычно образует равновеликие кристаллы с ярко выраженным плеохроизмом в розовато-коричневых тонах. В более мощных прослоях матрица породы сложена относительно равновеликими кристаллами, а пространство между ними заполнено более мелкими. Иногда видны признаки дорастания раннего кристалла, когда более поздние его части заполняли промежутки между другими кристаллами. Следует отметить, что деформации кристаллов бронзита почти не проявлены. В редких кристаллах видны тонкие полосы сброса или иногда появляется слабое неравномерное погасание.

Зерна оливина и клинопироксена располагаются в промежутках между бронзитом. Оливин образует небольшие округлые выделения, тогда как клинопироксен обычно резко ксеноморфен, образует мелкие пластинки и изогнутые кристаллы и агрегаты. Кроме того, клинопироксен часто встречается в структурах распада в крупных кристаллах бронзита.

Шпинель образует две формы выделений. Первая встречается в виде мелких (не более 0,1 мм) идиоморфных кристалликов в бронзите. Чаще всего это мелкая пылевидная вкрапленность без какой-либо видимой ориентировки, хотя встречаются и относительно крупные идиоморфные кристаллы. Некоторые кристаллы ортопироксена, как правило, с ярко выражен-

ными структурами распада, бывают сильно насыщены шпинелью, которая занимает до 15% площади среза в шлифе. Вторая форма выделений шпинели образована редкими относительно крупными (до 2,5 мм) ксеноморфными кристаллами в межзерновой области.

Габбронориты представляют собой среднекристаллические массивные свежие породы с габбровой, в некоторых образцах субпараллельной структурой. Они содержат 50-55% основного плагиоклаза ( $An_{80-90}$ ), 35-40% ортопироксена ( $f=22-24\%$ ) и 8-10% клинопироксена ( $f=16-18\%$ ). Малоглиноземистая роговая обманка образует единичные небольшие кристаллы (по клинопироксену ?) и тонкие каймы вокруг пироксенов на контакте с плагиоклазом. Хромистый магнетит довольно редок и практически всегда образует выделения в амфиболе.

Плагиограниты обнаружены в виде глыб в тектонических зонах. Это белые зернистые породы с массивной, иногда пятнистой текстурой. Как правило они интенсивно изменены в результате наложенного низкотемпературного метаморфизма. Первичная реликтовая структура наименее измененных разновидностей плагиогранитов гипидиоморфнозернистая, гранитовая, местами мирмекитовая. Порода состоит из субидиоморфных табличек плагиоклаза, ксеноморфных кристаллов кварца и чешуек или гломеропорфировых скоплений биотита. Аксессуары представлены цирконом, рутилом, анатазом, ортитом (?), апатитом, лейкоксеном.

Плагиоклаз деанортитизирован, центральные части кристаллов замещаются серицитом, в то время как по краям наблюдается развитие низкого альбита. Довольно часто в краевых частях развиваются мирмекитовые прорастания альбита и кварца. Первичный калиевый полевой шпат не обнаружен, но в породе отмечается присутствие адуляра.

Биотит образует как самостоятельные довольно хорошо ограненные кристаллы, так и гломеропорфировые сростки, а также тонкие чешуйки в плагиоклазе и кварце. Часто кристаллы биотита несут следы деформаций, как пластических, так и хрупких. Биотит замещается хлоритом, светло-зеленым амфиболом и белой прозрачной гидрослюдой.

Кварц обычно ксеноморфен, выполняет промежутки между кристаллами биотита и плагиоклаза. Довольно часто он содержит тонкие иглолочки рутила, иногда кристаллы апатита и других аксессуарив.

## Геохимия пород

Химический состав характерных разновидностей плутонических и вулканических пород приведен в табл. 19, 20. Породы образуют единую дифференцированную серию, что хорошо видно на диаграмме (рис. 24). В нижней и



**Рис. 24.** Состав пород шельтингской бонинитовой вулканоплутонической ассоциации в координатах  $(Mg+Fe+Ca^{Px}+Mn+Cr) - (Na+K+Ca^{Pl}+Al) - Si$  (mol. %)  $Ca^{Pl} = (Al-Na-K)/2$ ,  $Ca^{Px} = Ca - Ca^{Pl}$ . Стрелки показывают тренды дифференциации интрузивных пород и лав.

средней частях разреза интрузивных массивов тренд дифференциации имеет оливин - пироксеновую направленность, в верхней части он сменяется на пироксен-анортитовый тренд, а диориты и плагиограниты образуют третью ветвь тренда, изменяя его направление в сторону кремнезема.

Лавы бонинитовой серии по большинству петрохимических характеристик образуют промежуточное звено между габбро-норитами и плагиогранитами (см. рис 24). Они характеризуются низким  $CaO/Al_2O_3$  соотношением ( $<0.7$ ), достаточно широкими вариациями других элементов. Верхняя часть тренда дифференциации вулканитов бонинитовой серии перекрывается с габбро-норитами, а нижняя - с плагиогранитами. Совместно с данными по геологическому положению пород, их возрасту и минералогии, это подтверждает их генетическое родство и образование из единого магматического очага.

По геохимическим характеристикам бониниты Сахалина близки бонинитам дуги Тонга и несколько отличаются от типичных низкокальциевых бонинитов Бонинских островов. На нормализованном графике (рис. 25а) хорошо видно, что сахалинские бониниты содержат более высокие концентрации титана, бария, стронция, ниобия, циркония и иттрия, чем бониниты Бонинских островов. В то же время в них меньше магния, кальция, никеля, хрома и ванадия. Аналогичные соотношения элементов наблюдаются и в габброноритах Шельтингского массива (рис. 25b), что подтверждает их гене-

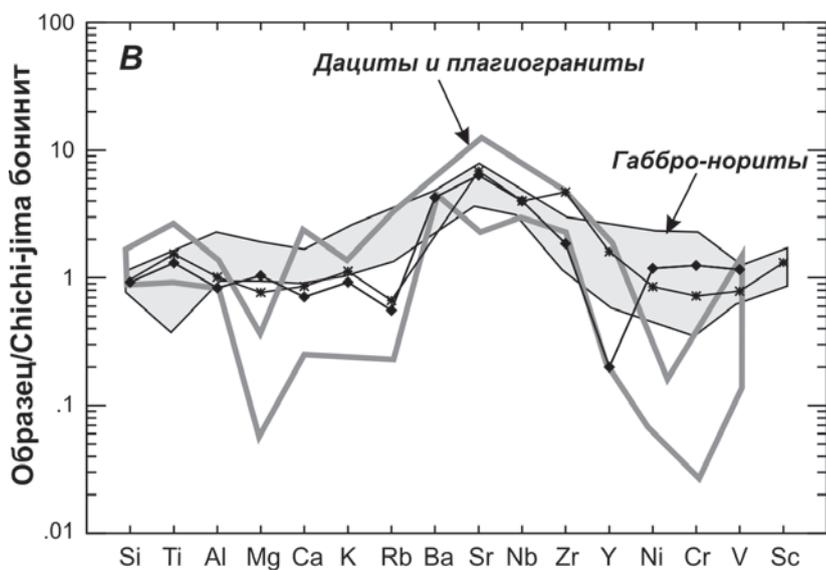
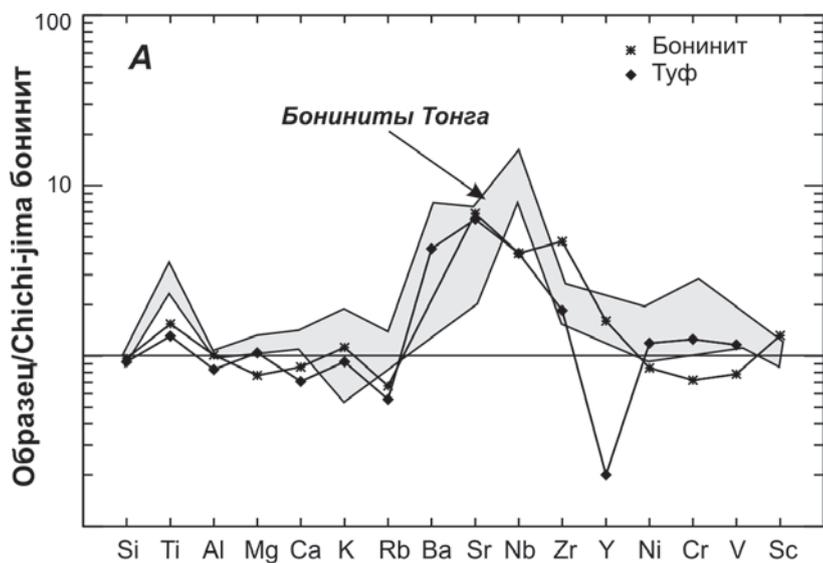


Рис. 25. Нормализованный многоэлементный график для пород шельтингской бонинитовой вулcano-плутонической ассоциации (состав бонинита Chichi-jima по [Cameron et al., 1983])

тическое родство с бонинитами.

Плагииграниты и кислые лавы бонинитовой серии (дациты, риолиты) настолько похожи по геохимическим параметрам, что почти не разделяются на многоэлементных нормированных графиках, образуя единое поле (см. рис. 25b). Профиль их относительных концентраций близок профилю габброноритов и бонинитов, отличаясь только более низкими концентрациями магния, хрома и никеля. Это отличие вполне закономерно и объясняется большей степенью дифференциации расплава. В то же время сходство геохимической специализации плагиигранитов и кислых лав свидетельствует о том, что они являются представителями единой магмы, кристаллизовавшейся в различных условиях.

Березовский мафит-ультрамафитовый массив, расположенный на водоразделе рек Зловещая, Герань и Берёзовка (30 км западнее мыса Шельтинга), по строению и возрасту близок Шельтингскому [Разницын, 1982; Слодкевич, Леснов, 1976; Высоцкий и др., 1998]. Он имеет тектонические контакты с вмещающими породами богатинской и раkitинской свит (нижняя и средняя толщи рымникской серии) и не сопровождается серией комагматичных эффузивов, поэтому его автохтонное происхождение в структуре Восточно-Сахалинской магматической дуги остается под вопросом.

В этом же районе и к югу от Берёзовского массива широко распространены мелкие интрузивные тела габбродиоритов и диоритов гераньского интрузивного комплекса [Семенов, 1982; Геология СССР, т.33, 1970]. Интрузии низкотитанистых умереннощелочных габброидов-диоритов прорывают отложения богатинской, раkitинской и учирской свит, являясь, таким образом, кампанскими и послекампанскими по возрасту и комагматичными с низкотитанистыми вулканитами учирской свиты.

В результате анализа геологического строения региона, а также стратиграфо-геохронометрической и формационно-геохимической принадлежности магматитов, в пространственно-временном континиуме Восточно-Сахалинской островодужной системы намечается три магмопродуктивных тектонических этапа и три соответствующие им магматических пояса (дуги).

1. Позднеюрско-валанжинский. Косая субдукция с восточной полярностью палеосейсмофокальной зоны; формирование Шельтингского магматического пояса.

2. Альб-туронский. Ортогональная субдукция с западным падением сейсмофокальной зоны; формирование Шмидтовского магматического пояса.

3. Кампан-маастрихтский. Косая субдукция с западной полярностью сейсмофокальной зоны; формирование Учирского магматического пояса.

## Шельтингский магматический пояс

Магматические образования *Шельтингского пояса* обнаружены только в одном районе и представлены описанным выше шельтингским бонинит-габбро-перидотитовым вулканоплутоническим комплексом – магматическим индикатором косоугольной субдукции энсиматических островодужных систем (см. главу 1). Помимо изотопных меток габброидов (143,7 млн. лет; см. табл. 2) и вулканитов (140 млн. лет), период действия пояса определяется временем формирования зеленых сланцев в Набильском офиолитовом блоке – 148 и 131 млн. лет – поздняя юра – валанжин. Набильский блок был аккрецирован к дуге с западной стороны в процессе косоугольной субдукции океанической литосферы, двигавшейся с юго-западной стороны. Это определяет восточную полярность палеосейсмофокальной зоны пояса.

Как и Квахонский, Шельтингский пояс фиксирует период развития Камчатско-Кашеваровского линеамента в режиме косоугольной субдукции восточной полярности. Наиболее вероятным представляется размещение Шельтингской дуги и соответствующего ей Восточно-Сахалинского поднятия на южных приэкваториальных сегментах Камчатско-Кашеваровского тектонического линеамента. В средней-поздней юре – валанжине Квахонский и Шельтингский магматические пояса находились, таким образом, в створе одной субмеридиональной мегаструктуры.

В середине-конце валанжина прекращается магматическая активность Шельтингского пояса; Восточно-Сахалинское поднятие “срывается” в северо-северо-западный дрейф на плите Кула навстречу с Китаками-Монеронским поднятием – начинается закрытие Палео-Хидака океана.

## Шмидтовский магматический пояс

Выделение *Шмидтовского магматического пояса* в самостоятельное структурное подразделение имеет предварительный характер, ввиду явного недостатка данных.

Погружение океанической литосферы под Шмидтовский пояс осуществлялось в нормальном, ортосубдукционном режиме с востока на запад, что определяется восточным положением в структуре пояса Орлинского офиолитового террейна, представляющего собой блок океанической коры альб-сеноманского и более раннего времени формирования.

Низкотитанистые магматические породы альб-туронского периода активности пояса (табл. 23) обнаружены на полуострове Шмидта (87 млн. лет), мысе Шельтинга (100 и 97 млн. лет). К вулканическим образованиям пояса также относятся туфобрекчии томинской свиты на полуострове Шмидта.

**Химический состав магматических пород альб-туронского этапа развития  
Восточно-Сахалинской островодужной системы (Шмидтовский магматический пояс)**

Н п.п.	1	2	3	4	5	6	7
Н обр.	ГГ-788	ГГ-787	ГГ-786	ГГ-773	ГГ-765	В-621-4	
SiO <sub>2</sub>	47,68	51,83	48,93	50,50	48,71	66,29	67,95
TiO <sub>2</sub>	0,98	1,01	1,08	0,98	1,10	0,40	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,43	14,76	14,79	14,41	14,61	13,70	13,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,53	4,84	4,64	5,68	3,96	2,50	1,63
FeO	7,71	8,07	5,78	6,63	6,43	2,22	2,90
MnO	0,21	0,23	0,18	0,23	0,20	0,11	0,11
MgO	4,66	4,75	5,61	6,88	5,19	3,90	1,65
CaO	11,13	7,61	10,95	6,15	9,93	4,18	3,54
Na <sub>2</sub> O	2,75	3,29	2,78	2,92	3,70	2,80	4,78
K <sub>2</sub> O	1,54	1,49	1,05	2,39	1,97	0,69	0,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,25	0,20	0,23	0,22	0,19	0,21
п.п.п.	4,43	2,16	4,36	3,17	4,31	2,53	1,41
Сумма	100,28	100,29	100,35	100,17	100,33	99,51	99,64
Rb	25	57	25	15	16	<1	
Sr	842	706	466	378	516	352	
Ba	548	239	248	624	601	190	
Nb	4	5	5	2	5	<1	
Y	36	40	33	38	39	<1	
Zr	120	85	97	78	107	80	
Ni	24	21	60	60	26	47	
Co	35	22	40	38	24	22	
Cr	20	16	70	44	47	63	
V	180	170	220	190	175	170	

**Примечание.** 1-5 – дайки базальтов, прорывающие Шельтингский габбро-перидотитовый массив; 6 – лава дацитов в ареале шельтингской вулканической толщи; 7 – дайка гранидиоритов, восточное побережье полуострова Шмидта, гора Кручинная. 6 – обр. С.В Высоцкого, 7 – по [Разницин, 1982]. 2,6 и 7 соответствуют номерам 77, 76 и 78 в табл. 2.

Период активности магматизма и полярность Шмидтовского пояса соответствуют таковым для Охотского пояса.

### Учирский магматический пояс

Позднесенонские вулcano-плутонические комплексы *Учирского маг-*

*магматического пояса* Восточно-Сахалинской островодужной системы распространены наиболее широко на всех участках соответствующей структурно-формационной зоны Сахалина – южном - учирском, центральном - рымнинском и северном - шмидтовском. Кампан-маастрихтский возраст магматических образований заверен как палеонтологическими (см. выше), так и изотопно-геохронологическими данными (см. табл.2 ). Палеосейсмофокальная зона пояса имела, скорее всего, западную полярность: Палео-Хидака океан, располагавшийся к западу, к этому времени, видимо, закрылся [Kimitani, Miyashita et al., 1986], но на востоке существовала океаническая литосфера Палеоохотского бассейна.

Магматизм Учирского пояса обладает специфической особенностью (табл. 24). Так, в позднем сеноне на юге, в зоне развития учирской свиты, рас-

Таблица 24

**Химический состав магматических пород позднесенонского этапа развития Восточно-Сахалинской островодужной системы (Учирский магматический пояс)**

N п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
N обр.	ГГ-829	ГГ-834	ГГ-835	ГГ-832	ГГ-825	ГГ-826	ГГ-816	ГГ-830
SiO <sub>2</sub>	42,00	46,61	46,65	49,95	51,00	54,60	54,60	54,69
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,8320,73	0,76	0,77	0,86	0,62	0,67	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,53	5,10	18,30	17,77	19,40	17,63	17,34	19,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,50	5,38	5,38	7,06	6,00	5,30	5,61	5,19
FeO	4,49	0,63	2,60	2,68	2,72	2,30	2,63	1,54
MnO	0,24	5,42	0,32	0,18	0,18	0,19	0,17	0,23
MgO	7,81	9,83	3,97	4,25	3,88	3,37	3,74	1,82
CaO	13,60	2,91	12,30	8,91	9,13	7,49	7,35	7,02
Na <sub>2</sub> O	1,99	0,01	3,49	3,67	3,65	3,78	3,67	4,60
K <sub>2</sub> O	0,46	0,39	1,25	1,49	1,48	1,68	1,82	1,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	1,84	0,28	0,48	0,22	0,52	0,20	0,59
п.п.п.	4,85	99,68	4,48	2,29	1,01	2,62	1,78	3,08
Сумма	99,51	11	99,78	99,50	99,53	100,10	99,53	100,31
Rb	18	874	17	41	27	25	28	17
Sr	625	232	620	600	686	824	537	750
Ba	194	5	408	359	429	627	491	525
Nb	6	20	2	2	6	5	3	1
Y	29	56	23	23	29	24	23	18
Zr	46	17	70	66	82	116	108	95
Ni	69	24	22	18	21	16	39	11
Co	70	5	24	22	38	24	38	24
Cr	76	220	11	18	20	22	120	17
V	200	0	220	90	220	350	200	320

Н.п.п.	9	10	11	12	13	14	15	16
N обр.	ГГ-824	ГГ-828	ГГ-833	ГГ-822	ГГ-827	ГГ-831	ГГ-820	В-629-1
SiO <sub>2</sub>	57,45	57,63	58,28	59,93	59,66	64,15	50,05	50,75
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,72	0,80	0,53	0,65	0,42	1,03	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,31	16,55	17,43	17,77	15,63	17,37	18,76	18,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,58	3,21	3,00	4,28	5,79	2,88	5,05	5,14
FeO	1,93	3,42	2,69	1,11	0,76	1,17	2,90	2,49
MnO	0,17	0,18	0,14	0,12	0,14	0,08	0,38	0,44
MgO	2,55	4,65	3,14	2,19	2,25	1,37	4,01	2,10
CaO	6,72	5,73	5,49	5,01	6,02	3,93	8,24	8,12
Na <sub>2</sub> O	4,01	3,77	4,68	4,76	4,06	5,44	7,77	4,56
K <sub>2</sub> O	1,91	1,37	1,83	2,33	2,21	1,77	2,11	3,034
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,30	0,30	0,18	0,21	0,15	0,60	0,50
п.п.п.	1,40	2,05	1,76	2,03	2,81	0,98	2,76	3,30
Сумма	99,84	99,58	99,54	99,84	100,18	99,71	99,66	99,68
Rb	25	24	27	33	46	4	40	55
Sr	576	490	572	560	543	537	802	714
Ba	643	490	711	810	670	647	785	1018
Nb	5	4	2	1	6	1	8	6
Y	22	14	13	18	17	10	29	34
Zr	111	98	94	105	97	89	113	113
Ni	11	21	12	16	13	65	21	16
Co	24	38	22	22	22	24	24	22
Cr	8	18	16	32	20	17	16	26
V	250	210	200	155	220	180	250	150
N п.п.	ГГ-819	ГГ-821	ГГ-810	ГГ-808	ГГ-811	ГГ-802	ГГ-806	ГГ-807
SiO <sub>2</sub>	52,13	55,02	53,00	53,90	54,21	56,17	60,04	60,21
TiO <sub>2</sub>	1,0318,76	0,64	0,71	0,66	0,72	0,86	0,82	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,18	17,56	18,66	19,03	19,00	15,91	17,75	16,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	7,64	3,73	2,58	2,72	3,45	2,50	0,42
FeO	0,22	0,70	2,23	3,08	2,96	1,24	2,14	4,69
MnO	2,00	0,13	0,19	0,18	0,10	0,29	0,18	0,24
MgO	6,76	3,00	1,56	3,73	3,22	1,44	1,25	2,86
CaO	4,84	6,05	7,73	6,44	6,18	6,12	2,80	1,84
Na <sub>2</sub> O	2,43	4,80	4,70	5,03	4,78	5,54	6,00	5,18
K <sub>2</sub> O	0,66	2,50	3,98	3,23	3,64	3,60	4,44	4,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3,24	0,48	0,42	0,59	0,70	0,39	0,59	0,42
п.п.п.	100,14	1,26	2,62	1,71	2,02	4,98	1,60	1,63
Сумма	39	99,78	99,53	100,16	100,25	99,99	100,11	99,60
Rb	794	34	30	29	35	38	32	49
Sr	812	458	805	996	873	461	316	394
Ba	6	636	905	997	1013	779	739	908
Nb	29	4	7	6	9	8	6	3
Y	121	23	34	21	31	32	39	31
Zr	18	104	113	128	123	158	173	147
Ni	24	17	17	21	47	11	8	25
Co	10	24	20	20	20	22	20	19
Cr	320	86	17	40	58	32	7	78
V		380	320	450	310	290	210	170

Н п.п.	25	26	27	28	29	30	31	32
№обр.	Г-803	Г-805	В-634	Г-766	Г-786	В-758-1	Г-792	Г-748
SiO <sub>2</sub>	61,59	62,71	43,43	44,31	47,18	47,75	49,58	50,16
TiO <sub>2</sub>	0,95	0,93	1,12	0,93	0,82	1,02	0,97	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,74	16,89	13,56	15,33	14,29	15,25	14,18	13,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,21	3,16	6,82	7,07	4,33	5,60	5,34	5,62
FeO	1,34	0,89	4,15	4,34	8,91	5,39	6,50	3,28
MnO	0,14	0,15	0,15	0,19	0,22	0,19	0,21	0,15
MgO	0,93	1,02	6,76	5,02	4,42	5,03	6,64	10,31
CaO	2,0	2,80	13,54	10,48	11,66	11,42	6,11	8,40
Na <sub>2</sub> O	7,96	5,93	3,45	5,31	3,08	2,44	4,78	2,34
K <sub>2</sub> O	3,64	3,72	0,23	0,56	0,86	0,55	0,91	0,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,34	0,13	0,62	0,62	0,32	0,19	0,08
п.п.п.	1,38	1,48	6,17	5,86	3,43	5,00	4,52	4,56
Сумма	100,28	100,02	99,51	100,02	99,82	99,96	99,93	99,71
Rb	38	36	13	22	32		25	6
Sr	353	360	165	691	903		150	150
Ba	519	648	64	548	392		154	91
Nb	4	5	6	8	4		5	4
Y	33	35	32	34	33		26	14
Zr	158	159	82	107	96		71	43
Ni	18	13	130	32	6,5		45	59
Co	20	19	70	22	17		35	48
Cr	28	23	200	44	5,5		68	220
V	200	250	138	180	65		90	150
Н п.п.	33	34	35	36	37	38	39	40
№обр.	Г-749	Г-750	Г-746	Г-733	Г-739	n=5	n=5	n=6
SiO <sub>2</sub>	51,59	52,15	42,60	54,75	59,37	47,83	52,34	63,06
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,61	0,91	0,37	0,29	2,30	0,77	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,57	14,85	14,02	15,52	15,25	15,19	15,44	14,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,17	5,83	2,50	6,11	4,83	6,75	4,30	2,06
FeO	2,20	3,55	9,53	4,13	3,43	3,95	4,44	3,85
MnO	0,15	0,12	0,23	0,18	0,18	0,24	0,15	0,11
MgO	6,83	7,04	5,00	6,40	4,33	4,83	4,48	2,31
CaO	9,76	8,44	18,00	9,39	7,34	7,41	7,56	2,80
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,49	1,46	1,91	2,58	4,70	3,54	4,04
K <sub>2</sub> O	0,29	0,32	0,52	0,05	0,12	1,83	2,63	3,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,10	0,31	0,05	0,07	0,31	0,25	0,17
п.п.п.	5,25	4,01	5,00	0,89	2,02	4,50	3,80	3,19
Сумма	99,90	99,51	100,08	99,75	99,81	99,84	99,70	100,39
Rb	4	6	40	8	4			
Sr	173	182	170	229	220			
Ba	84	91	108	83	104			
Nb	4	5	7	6	3			
Y	<1	20	37	14	13			
Zr	59	54	75	26	22			
Ni	64	49	25	65	40			
Co	54	48	40	48	38			
Cr	230	120	26	222	150			
V	180	170	170	180	150			

**Примечание.** 1-37 – южный (учирский) участок пояса, 38 – центральный (рымникский) участок, 39, 40 – северный (шмидтовский) участок. 1-14 – базальт-андезитовая серия умеренно-щелочных эффузивов палеовулканической структуры мыса Беллинсгаузена, 15-18 – серия субщелочных базальтоидов той же структуры, 19-26 – базальт-андезитовая серия субщелочных эффузивов вулканического блока в районе мыса Минского (4-5 км южнее мыса Беллинсгаузена), 27-31 – дайки базальтов и диабазов, прорывающих Шельтингский габбро-перидотитовый массив, 32-35 – дайки кварцевых диабазов (32-34) и салитовый диабаз (35) из “свит” параллельных даек в районе устья р. Песковской (3-4 км севернее мыса Шельтинга); 36, 37 – габбродиорит (36) и диорит (37) из интрузивного массива в среднем течении р. Зловещей; 38 – высокотитанистые спилиты березовской свиты (рымникская серия); 39, 40 – низкотитанистые вулканы марийской свиты (39 – трахиандезитобазальты и шошониты, 40 – трахиты и латиты). 38-40 – по [Семенов, 1982]; 16, 30 – образцы С.В. Высоцкого; остальные – Г.И. Говорова. 3, 30 и 32 соответствуют номерам 81, 80 и 82 в табл. 2.

пространены преимущественно известково-щелочные базальты и андезиты островодужного класса, на центральном участке, в ареале распространения вулканогенно-теригенно-кремнистых свит рымникской серии, изливались рифтогенные высокотитанистые щелочные базальты, а на севере магматизм опять представлен низкотитанистой трахибазальт-андезит-шошонитовой формацией славянской и марийской свит. В результате, одни исследователи [Семенов, 1982] объединяют в одну трахибазальтовую формацию вулканизм всей структуры, тем самым смешивая полярные генетические классы рифтовых базальтоидов и известково-щелочных базальтов-андезитов, характерных для активных окраин континентов и островных дуг. Другие геологи соединяют южное и северное пунктирные проявления известково-щелочного магматизма в единую Восточно-Сахалинскую островную палеодугу, игнорируя разрывающий ее участок развития синхронных высокотитанистых щелочных базальтов рымникской серии [Рождественский, 1988; Гранник, 1991].

На самом деле, позднесенонская тектоно-магматическая эволюция Учирской дуги весьма сходна с таковой для Командорско-Ближнеостровного сегмента Алеутской дуги, развивавшейся в олигоцен-миоценовое время в режиме косо́й субдукции (см. главу 1, рис. 9а).

Косая субдукция – это обстановка непрерывного (во времени) стрессового сдвига, для которой характерны и способствующая генерации магм высокая сейсмическая активность вдоль субвертикального падающей зоны Бениоффа-Заварницкого (как при нормальной субдукции), и раскрытие синсдвиговых рифтовых “окон” на отдельных участках междвигового клина (как в нормальных встречно-параллельных сдвиговых структурах). В результате вдоль подобных структур происходит генерация и извержение как стрессово-субдукционных (низкотитанистых базальтоидно-андезитоидных), так и рифтово-сквозлитосферных (высокотитанистых астеносферно-базальтоидных) магм, а также расплавов переходного (смешанного) типа.

Как отмечалось выше, в течение кампана-маастрихта эффузивная и интрузивная фации полиформационного магматизма проявились вдоль всей Восточно-Сахалинской структуры.

На полуострове Шмидта (северный участок) эффузивы позднего сенона представлены низкотитанистыми трахибазальтами, трахиандезитами, шохонитами и латитами (табл. 24, ан. 39, 40) марийской свиты.

Магматизм центрального участка характеризуется высокотитанистыми щелочными базальтами (табл. 24, ан. 38) рымникской серии.

На юге Восточно-Сахалинской зоны излившиеся магмы представлены низкотитанистыми известково-щелочными, субщелочными и щелочными базальтами-андезитами (табл. 24, ан. 1-35) учирского комплекса. К-Аг возраст бурой роговой обманки из трахибазальта на мысе Беллинсгаузена – 72 млн. лет (табл. 2). Учирская свита в основном терригенная по характеру отложений, и лишь в отдельных пунктах Восточно-Сахалинской структуры в ней появляются вулканические горизонты. Например, среди многокилометрового по площади поля распространения монотонной песчано-алевролитовой толщи на мысе Беллинсгаузена мелкообломочные породы фациально резко вытесняются мощной (около 1000 м) вулканогенной молассой, насыщенной потоками агломератов и лав. То есть, мыс Беллинсгаузена сложен одиночной вулканической постройкой центрального типа (диаметр основания около 2-х км) позднесенонского времени действия. Среди базальт-андезитовых лав палеовулкана обнаружены базальты от толетовых ( $\text{SiO}_2 - 46,61$ ;  $\text{TiO}_2 - 0,83$ ;  $\text{Na}_2\text{O} - 2,91$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 0,01\%$ ) до чисто щелочных ( $\text{SiO}_2 - 50,05$ ;  $\text{TiO}_2 - 1,03$ ;  $\text{Na}_2\text{O} - 7,71$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 2,11\%$ ) при наличии всех переходных разностей (см. табл. 24, ан. 1-18). По-видимому, это объясняется расположением вулкана над круто падающей сейсмофокальной зоной.

В шельтингском районе южного участка Восточно-Сахалинской структуры (30-35 км севернее мыса Беллинсгаузена) магматические породы слагают позднемеловые дайковые комплексы. Дайки горы Сланникова прорывают габброиды и ультрамафиты Шельтингского массива. К-Аг возраст базальта из дайки – 74 млн. лет. Состав пород дайкового комплекса (табл. 24, ан. 27-31) соответствуют умеренно- и низкотитанистым базальтам и субщелочным базальтам, дифференцированным по феннеровскому типу с накоплением железа и калия. Причем базальты по соотношению Ti и K относятся к известково-щелочным вулканитам, а по содержаниям Y и Sr соответствуют внутриплитным океаническим базальтам; то есть, по химическому составу их можно типизировать как переходные.

Следующий комплекс представлен свитой параллельных даек севернее устья р. Песковской (4 км севернее по побережью от мыса Шельтинга). Здесь крутопадающие дайки прорывают терригенные отложения ракитин-

ской свиты, имеют широтное простирание и слагают две серии мощностью по 50 м. Состав даек (табл. 24, ан. 32-35) – низкотитанистые магнезиально-хромистые кварцевые долериты (бонинитовая тенденция) и высококальциевые салитовые диабазы. Возраст кварцевого долерита из дайки – 67 млн. лет.

К западной границе южного участка Восточно-Сахалинской зоны тяготеет цепочка мелких интрузий габброидов (габбро, габбродиориты, диориты) гераньского комплекса [Семенов, 1982]. Интрузивы (табл. 24; ан. 36, 37) по составу и возрасту комагматичны вулканитам учирской свиты и дайковым комплексам шельтингского узла.

Как видно, позднемеловые породы южного участка представлены низкотитанистыми известково-щелочными и переходными (смешанными) типами магматитов.

Таким образом, для позднесенонской Учирской магматической дуги также как и для олигоцен-миоценовой Командорско-Ближнеостровной характерны субдукционный, рифтогенный и смешанный типы магматизма. Вполне очевидно, что раскрытие на центральном участке дуги сквозьлитосферного рифтового окна, в которое внедрялись высокотитанистые астеносферные базальтоиды рымникской серии, обусловлено сдвиговой специфической косо-субдукционных систем.

#### **4.3. ВАЛАГИНСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ПОЯС ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ**

Вулканические и плутонические образования *Валагинского магматического пояса* выделяются в объеме интрузивов и мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ островодужного происхождения, широко распространенных в зоне восточных хребтов Камчатки – Валагинского, Тумрок и Кумроч. В соответствии с палеонтологическими [Аккреционная..., 1993] и палеомагнитными [Печерский, Шапиро, 1996] данными, эти толщи относятся к кампану-данию и объединяются в террейн Валагинской внутриокеанической островной дуги, аккрезированной к северо-восточной окраине Азии на рубеже мела и палеогена [Зинкевич и др., 1990; Соколов, 1992; Парфенов и др., 1993; Печерский, Шапиро, 1996].

Несмотря на энсиматический генезис структуры, в Валагинской дуге отмечается широкое развитие высококальциевых шошонит-латитовых серий пород, среди которых были обнаружены высококальциевые низкотитанистые ультраосновные вулканиты [Марковский, Ротман, 1971, 1981; Эрлих и др., 1971; и др.]. Эффузивы такой высокой ультраосновности (30-40% MgO) ранее не были известны в составе островодужных шошонит-латитовых вулканиче-

ских ассоциаций, поэтому ультраосновные члены шошонитовых серий нами предложено именовать валагинитами – по географическому названию региона наиболее широко их распространения [Говоров и др., 1987, 1990].

Ниже приводится геолого-петрографическая характеристика Валагинского магматического пояса, в основном по [Говоров и др., 1990; Аккреционная..., 1993; Шапиро, 1987].

В осевой зоне Валагинского хребта вулканогенные образования слагают верхнюю часть разреза позднемеловых островодужных отложений валагинской серии. Эта часть разреза с общей мощностью около 2 км состоит из четырех толщ (свит), в нижней из которых (голубовская свита) распространены базальты толеитовой и известково-щелочной серий, а в трех верхних – агломератовые туфы и лавы основного и ультраосновного состава повышенной калиевости. Хотя структурные и стратиграфические соотношения верхних толщ изучены недостаточно хорошо в силу сложности геологического строения данной области, принято считать, что нижняя толща перекрывается толщей базальтовых порфиритов (попутновская свита), выше залегает толща ультраосновных эффузивов (алешкинская свита) и еще выше – толща трахибазальт-трахиандезитового состава (темнореченская свита). Вулканиды трех верхних толщ формировались в мелководных и субаэральных условиях. Названные толщи валагинской серии несогласно перекрываются терригенными отложениями палеогенового возраста (дроздовская свита).

В толще ультраосновных вулканитов, имеющей сравнительно небольшую мощность (100-300 м), преобладают горизонты грубообломочных туфов агломератовой и глыбовой размерности. Туфогенные отложения прорываются множеством субвулканических тел ультрамафитов – силлами, дайками, трубками взрыва, а также дайками калиевых базальтов и мелкими штоками сиенито-диоритов. Собственно лавовые образования встречаются в подчиненном количестве, причем нередко для них, как и для силлов, характерна плоскопараллельная, полосчатая дифференцированность. Породы из лавовых потоков, силлов и даек в большинстве своем имеют крупнопорфировую структуру и миндалекаменную текстуру. Среди вкрапленников преобладает оливин, основная масса сложена мелкими кристаллами клинопироксена, флогопита, шпинели и стеклом. Из вторичных образований широко распространены серпентин (по оливину) и хлорит, совместно с которыми встречаются цеолиты и реже актинолит.

Как видно из табл. 25, оливин представлен маложелезистой разностью, а пироксен – хромсодержащим магнезиальным авгитом, в котором к краям зерен заметно возрастает содержание железа, алюминия, титана. Флогопит относится к разности с повышенным содержанием титана, пониженным – натрия и алюминия и довольно высокой железистостью. Очень спец-

**Химический состав силикатов и стекло ультраосновных вулканитов  
Валагинского хребта, по [Говоров и др., 1990]**

№ обр.	207-15						207-16			
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO <sub>2</sub>	40,74	39,67	39,48	51,21	52,40	40,34	40,49	54,47	37,90	
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,04	0,08	0,23	0,13	0,92	0,01	0,14	2,30	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,06	0,05	2,25	1,36	8,73	0,05	1,54	12,30	
FeO	9,09	9,06	9,34	4,72	4,45	12,06	8,79	3,70	13,96	
MnO	0,19	0,17	0,13	0,06	0,07	0,09	0,20	0,12	0,14	
MgO	50,40	50,94	48,14	17,19	17,79	17,11	49,09	16,67	20,49	
CaO	0,44	0,39	0,40	22,89	23,00	6,80	0,39	23,19	0,50	
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,03	0,19	0,18	0,97	0,03	0,27	0,52	
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	6,94	0,01	0,01	8,63	
Сумма	100,72	100,74	98,05	99,23	99,93	93,97	99,06	100,75	99,67	
<i>f</i>	9,2	9,1	9,8	13,2	12,3	28,4	9,1	11,0	27,6	
№ обр.	207-16				154-3					
№ п.п.	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
SiO <sub>2</sub>	37,47	39,69	41,64	39,52	39,21	39,79	50,99	51,91	42,82	
TiO <sub>2</sub>	2,26	0,79	0,12	0,01	0,06	0,01	0,36	0,27	0,80	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,10	10,96	8,89	0,06	0,07	0,05	2,59	2,35	7,65	
FeO	15,37	9,69	10,37	7,26	7,59	6,97	5,08	5,46	8,21	
MnO	0,19	0,00	0,12	0,07	0,12	0,10	0,09	0,05	0,12	
MgO	18,07	21,24	23,71	52,09	51,31	51,81	17,79	17,0	17,48	
CaO	1,36	3,28	0,91	0,10	0,09	0,09	21,82	21,84	10,04	
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,23	0,04	0,01	0,01	0,24	0,36	0,34	2,39	
K <sub>2</sub> O	8,84	7,64	8,70	0,00	0,00	0,01	0,16	0,04	5,47	
Сумма	96,10	93,51	94,51	99,71	99,10	99,08	100,16	99,76	94,98	
<i>f</i>	32,3	25,6	19,8	8,8	9,4	8,5	13,9	15,3	20,8	

**Примечание.** 1-3, 7, 13-15 – центры вкрапленников оливина; 4, 5, 8, 16, 17 – центры зерен клинопироксена; 9, 10 – флогопит; 6, 11, 12, 18 – стекло; в анализах 2, 3, 13 и 14 в сумму включены соответственно 0,33; 0,31; 0,45 и 0,40 мас. % NiO; в анализах 8, 13, 14, 16 и 17 в сумму включены соответственно 0,64; 0,14; 0,24; 0,92 и 0,50 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Анализы выполнены Л.Н.Дардыкиной на микрозонде JXA-5A в ДВГИ ДВО РАН.

ифичен состав шпинели (табл. 26). Она имеет предельно низкое для вулканических пород содержание алюминия, что свойственно только шпинели из бонинитов, но при этом отличается от последней пониженным содержанием хрома и соответственно высоким содержанием окисного железа. На классификационной диаграмме, составленной Диком и Буллином [Dick, Bullen, 1984], фигуративные точки шпинели из калиевых ультрамафитов Валагин-

Таблица 26

**Химический состав хромистых шпинелей из ультраосновных вулканитов Валагинского хребта, по [Говоров и др., 1990]**

№ образца	207-15	207-16	154-3	
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,71	0,71	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,67	8,40	8,70	7,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	44,45	43,85	39,33	40,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	19,51	18,83	23,55	23,94
FeO	15,68	18,84	14,86	15,58
MnO	0,32	0,42	0,28	0,35
MgO	11,75	9,94	12,03	11,81
Сумма	100,96	100,39	99,47	100,69
Mg/(Mg + Fe <sup>2+</sup> ), %	57,25	49,20	59,13	57,45
Cr/(Cr + Al), %	77,48	77,78	75,21	78,00
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> + Fe <sup>2+</sup> ), %	52,81	48,16	57,62	58,11

**Примечание.** Анализы выполнены Л.Н.Дардыкиной на микрозонде JXA-5A в ДВГИ ДВО РАН.

обогащенных калием (табл. 27). Преобладающая часть анализов показывает содержание окиси магния от 27 до 33%, глинозема и извести – от 6 до 3%. Содержания титана и натрия низкие, тогда как окись калия содержится в пределах от десятых долей до целых процентов, причем такие вариации иногда происходят в ритмично повторяющихся полосках одного силла, что является одним из признаков магматической природы высоких концентраций калия. От аналогичных им по основности меймечитов [Щека, Вржосек, 1983] вулканические ультрамафиты Валагинского хребта отличаются, главным образом, более низким содержанием титана и более высоким содержанием калия, а также, соответственно этому, более низким содержанием циркония и более высоким бария.

Указанные особенности минерального и химического составов вулканитов дают основание отнести их к шошонит-латитовой серии, объединив в одну ассоциацию вместе с абсарокитами, шошонитами и латитами, которые преобладают в составе попутновской свиты и распространены наряду с субщелочными калиево-натриевыми базальтами в темнореченской свите. Ультраосновные эффузивы, которые ранее не были известны в составе шошонит-латитовых ассоциаций предлагается выделить в качестве нового петрографического вида под названием *валагинита* [Говоров и др., 1987,

ского хребта ложатся в поле шпинели бонинитов. Очень показателен также состав стекла из базиса вулканитов - характерны постоянство его состава, высокая основность, соответствующая пикробазальту, и богатство калием при варьирующих, но в общем невысоких содержаниях натрия и титана (см. табл. 25).

Химический состав ультраосновных эффузивов варьирует в узких пределах, соответствуя составу пикрита или верлита,

**Химический состав вулканических пород Валагинской дуги  
(Валагинский магматический пояс)**

Н п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр.	207-15	207-16	154-3	n=8	n=6	n=8	n=3	n=12	n=10
SiO <sub>2</sub>	41,25	42,37	41,39	40,35	49,19	49,33	54,87	48,89	51,00
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,16	0,29	0,19	0,65	0,73	0,64	0,70	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,74	4,60	6,25	4,34	14,23	15,20	17,31	12,19	15,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,18	4,08	3,41	4,84	4,35	4,36	4,05	6,03	5,71
FeO	4,77	5,09	5,82	4,76	4,29	3,67	3,26	5,44	3,86
MnO	0,23	0,23	0,21	0,22	0,19	0,16	0,14	0,24	0,19
MgO	30,34	29,94	27,20	31,48	9,95	5,47	4,05	8,80	5,18
CaO	5,17	5,60	5,92	4,46	8,29	8,52	6,65	10,01	6,63
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,23	0,67	0,29	2,83	3,12	2,71	2,23	2,66
K <sub>2</sub> O	0,37	1,69	3,32	0,97	1,92	2,95	2,92	2,50	5,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				0,25	0,44	0,47	0,37	0,51	0,52
п.п.п.	8,44	6,22	5,06	7,81	3,61	5,74	3,06	2,15	2,71
Сумма	99,89	100,21	99,54	99,96	99,94	99,72	100,03	99,69	99,72
<i>f</i>	14,9	14,2	15,4	13,9	31,4	43,5	48,6	40,7	49,1
Rb	10	17	12	11	18	35	50	64	69
Sr	220	230	1000	290	684	835	764	450	1193
Ba	340	270	450	285	579	687	1064	752	994
Nb				3	3	5	7	6	2
Y				11	19	23	25	21	20
Zr	9	16	39	13	45	90	104	94	82
Ni	680	690	570	792	264	77	82	70	14
Co	120	120	72	114	51	25	21	43	15
Cr	720	1120	820	746	423	91	100	340	19
V	71	91	115	98	288	269	315	230	231

**Примечание.** 1-4 – валагиниты (ультраосновные вулканиды шошонит-латитовой серии); 5 – известково-щелочные базальты; 6, 9 – шошониты, 7 – латиты; 8 – абсарокиты и пикритоабсарокиты. 1, 2, – силл (анализы из одного полосчатого штуфа); 3 - дайка; 4-9 – средние химические составы основных типов вулканидов Валагинской дуги (4-7 - рассчитаны по неопубликованным материалам З.Г.Бадрединова и данным из работ [Говоров и др., 1987, 1990]). 1-7 – валагинская серия (Валагинский хребет); 8, 9 – верхнеирунейская и кирганикская свиты в районе перевала Кирганикского (юг Срединного хребта).

1990]. К такому же выводу о принадлежности валагинских ультраосновных вулканидов к шошонитовой серии независимо пришли А.В.Соболев и В.С.Каменецкий с соавторами [Соболев и др., 1989; Каменецкий и др., 1993].

Далее на север выходы позднеэоценовых островодужных вулканических образований с валагинитами в своем составе прослежены в хребте

Тумрок [Аккреционная..., 1993]. Здесь же обнаружены бонинитовые дациты [Магакян и др., 1993] – индикаторы косоугольного типа субдукции энсиматических островодужных систем (см. главу 1).

Еще севернее мощная вулканогенная моласса Валагинского пояса обнажается в осевой зоне хребта Кумроч и представлена здесь хапицкой свитой (общая мощность отдельных непрерывных грубообломочных разрезов свиты достигает 4500 м [Шапиро, 1987]). Магматические породы хапицкой свиты (потоки лав, обломки в брекчиях и конгломератах) представлены базальтами, андезитобазальтами, андезитами и дацитами известково-щелочной, реже субщелочной (шошонитовой) петрохимических серий.

Вкрест простирания северного фланга хребта, судя по опубликованным геологическим материалам [Шапиро, 1987; Федорчук и др., 1990; Аккреционная..., 1993; Парфенов и др., 1993; и др.], устанавливается латеральная тектоническая зональность Кумрочского поднятия.

Западные склоны хребта Кумроч сложены Кротонским габбро-гипербазитовым офиолитовым массивом. В серпентениновом меланже офиолитов в числе других закатаны блоки вулканогенно-кремнистых образований. В кремнистых породах этих блоков найдены субтропические виды альб-туронских радиролярий [Вишневак, Бернард, 1986]. Кротонский массив – по-видимому, офиолитовый террейн, припаянный к западному склону Валагинской дуги, в период нахождения последней в более низких широтах.

Осевая зона хребта представляет собой кампан-датский вулканоген Валагинской дуги.

Восточные склоны хребта Кумроч сложены субокеаническими и океаническими фациями вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенных отложений ветловской свиты (террейна) позднемаастрихт-палеоценового (вплоть до низов эоцена) возраста (образования Ветловского террейна распространены также к юго-востоку от Валагинского хребта). По геологическим и геохимическим данным [Федорчук и др., 1990], толеиты срединно-океанических хребтов наиболее распространены среди преимущественно высокотитанистых эффузивов Ветловского террейна.

Таким образом, в палеоценовое время синхронно протекали три процесса – (1) формирование арела Ветловского террейна (вероятно, спрединг океанического дна), (2) аккреция последнего к восточному склону островодужного поднятия и (3) затухание магматической активности Валагинского пояса.

Представительные палеомагнитные данные [Печерский, Шапиро, 1996] свидетельствуют, что хапицкий вулканоген в процессе своего становления (магматической активности) быстро (18-25 см.год) дрейфовал в северном направлении от 30° с.ш. (внутриокеаническое развитие Валагинской дуги) до 54° с.ш. (столкновение Валагинской дуги с окраиной Сибирского

кратона), преодолев, таким образом, за 15 млн. лет (76-61 млн. лет) расстояние в 2500 км.

Учитывая признаки кососубдукционного развития Валагинской дуги (ультраосновные вулканиты с бонинитовыми шпинелями и бонинитовые дациты, развитые среди магматических образований пояса), предлагается геодинамическая эволюция Валагинской островодужной системы по модели, разработанной автором (см. главу 1, рис. 12).

В начале-середине кампана один из субмеридиональных трансформных разломов, разделяющих плиту Кула и малоподвижный океанический литосферный блок, припаянный к камчатской окраине Сибирского кратона, был преобразован в зону косой субдукции с восточной полярностью. Над зоной субдукции вдоль окраины плиты Кула начал формироваться Валагинский магматический пояс.

В конце кампана-маастрихте плита Кула вместе с действующим Валагинским поясом вдоль зоны косой субдукции надвигалась на неподвижный прикамчатский блок океанической литосферы со скоростью 18-25 см.год [Кононов, 1989]. С западной стороны к надсубдукционному поднятию Валагинской дуги в процессе ее движения был аккретирован офиолитовый блок Кротонского габбро-гипербазитового массива. Кротонский офиолитовый террейн – фрагмент неподвижной прикамчатской океанической литосферы.

В конце маастрихта-начале дания поднятие Валагинской дуги столкнулось и было надвинуто на Срединнокамчатский сегмент Камчатско-Кашеваровской палеодуги; после столкновения произошла инверсия полярности сейсмофокальной зоны Валагинской дуги с восточной на западную.

В представленной модели находит свое место ирунейско-кирганикский вулканогенный блок, надвинутый на Срединнокамчатский кристаллический массив с востока (см. раздел 3.2 ) и представляющий собой, по-видимому, крайний южный сегмент Валагинской дуги. Как и в позднесенонских толщах Валагинского хребта, большая часть вулканитов срединнокамчатских верхнеирунейских и кирганикской свит представлена породами шошонит-латитовой серии: шошонитами, абсарокитами и пикритоабсарокитами (см. табл. 27; ан. 8,9).

В дании началась аккреция Ветловского террейна океанической коры к Валагинской дуге с восточной стороны.

К концу дания прекратилась активность Валагинского магматического пояса.

Особенности маастрихт-палеоценового геологического развития и пространственное взаиморасположение Валагинского островодужного и Ветловского субокеанического террейнов сопоставимы с неоген-современной обстановкой столкновения Восточно-Тихоокеанского спре-

дингового поднятия с калифорнийской континентальной окраиной Северной Америки. Поэтому столкновения Кула-Тихоокеанского спредингового хребта с Валагинской дугой в середине-конце палеоцена представляется вполне вероятным [Говоров, 1996].

Таким образом, Ветловский террейн является, по-видимому, фрагментом Кула-Тихоокеанской спрединговой системы палеоценового времени действия.

## *Глава 5*

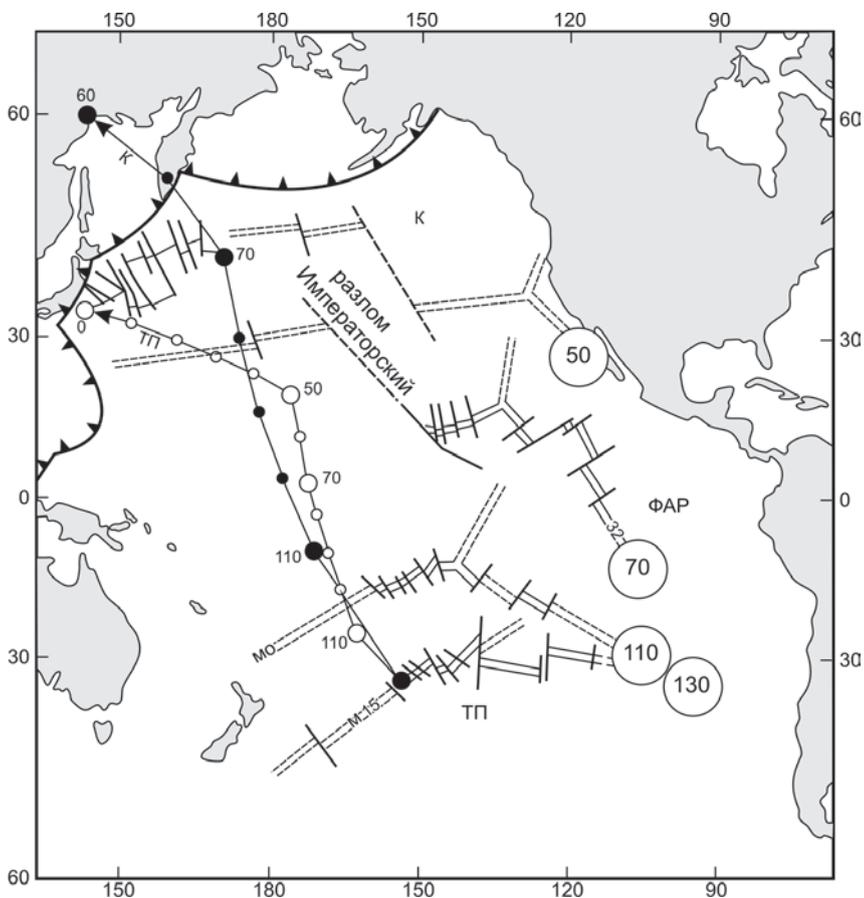
### **ФОРМИРОВАНИЕ КОЛЛИЗИОННОЙ СТРУКТУРЫ ОХОТОМОРСКОГО ГЕОБЛОКА В РАМКАХ КОНЦЕПЦИИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ**

Для построения историко-геотектонических реконструкций Тихоокеанской окраины России необходимо выявить полную картину взаимодействия плит Тихого океана с Евразийской плитой и отдельными охотоморскими морфоструктурными элементами.

По данным М.В.Кононова [1989], северо-восточная окраина Евразийской плиты (Сибирский кратон) за последние 130 млн. лет переместилась на 800-900 км на юго-восток и была, таким образом, малоподвижна.

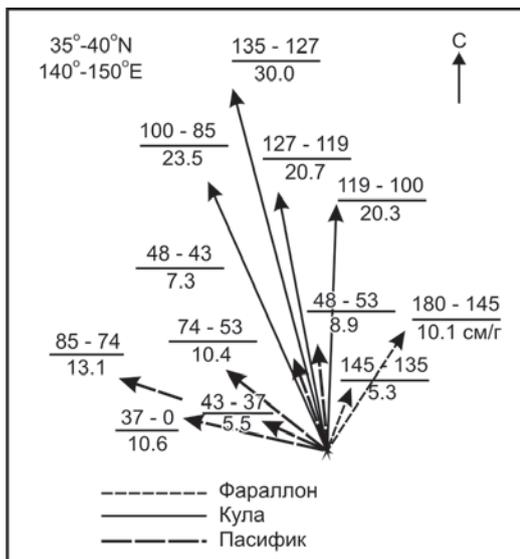
Общий характер движения литосферных плит Северной и Центральной Пацифики с начала неокома показан на рис. 26, а конкретные скорости и направления движения плит Фараллон, Кула и Тихоокеанской за последние 180 млн. лет в северо-западной области Тихого океана (квадрат с координатами 35-40° с.ш., 140-150° в.д.) – на рис. 27 (в настоящей работе плиты Кула и Изагаги не разделяются и рассматриваются под одним названием – Кула, как это принято рядом авторов [Кононов, 1989; Зоненшайн, Кузьмин, 1992; и др.]). В целом, направления и скорости движения литосферных плит Кула и Тихоокеанской, по данным обеих работ [Кононов, 1989; Engebretson et al., 1985], значительно не отличаются (разница – в пределах ошибки методики расчета). Плита Кула в меловое-среднекайнозойское время двигалась в северных и северо-западных румбах со скоростями 20-30 см/год; Тихоокеанская плита в тот же период перемещалась в тех же направлениях со скоростями меньшими в 2-2,5 раза (рис. 26, 27).

Принципиальным отличием от схем М.В. Кононова [1989] в реконструкциях Д.С.Энgebретсона с соавторами [Engebretson et al., 1985] является существование в раннем мелу субмеридиональной трансокеанической конвергентной с восточной полярностью границы плит Кула и Фараллон в



**Рис. 26.** Траектории движения тихоокеанских литосферных плит и их спрединговых границ относительно Евразии за последние 130 млн лет, по М.В.Кононову [1989]

Океанические плиты: К – Кура, ТП – Тихоокеанская, ФАР – Фараллон. Траектории движения плит Кура (залитые кружки) и Тихоокеанской (открытые кружки) градуированы в млн лет, каждый шаг кратен 10 млн лет. Положение спрединговых границ (двойная линия, двойной пунктир – предполагаемое положение СОХ) показано для четырех эпох в прошлом в млн лет тому назад (цифры в больших кружках).

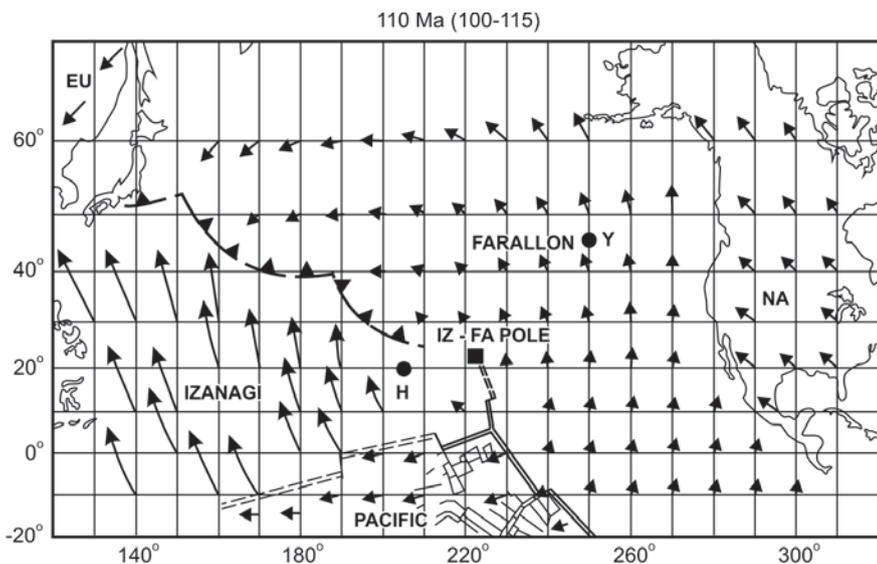


**Рис. 27.** Векторы скоростей и направлений движения плит Фараллон, Кула, асифик относительно Евразии в регионе северо-запада Тихого океана, по Engebretson et al., 1985]. В числителе – интервал времени движения плиты (млн лет тому назад), в знаменателе – скорость движения плиты (см/год).

пределах Северо-Западной Палеоокеании (рис. 28). Такая протяженная (6000-7000 км) внутриокеаническая зона субдукции с высокой долей вероятности должна была сформироваться в результате специфического продуцирования литосферы в Кула-Тихоокеанском и Фараллон-Тихоокеанском спрединговых центрах (характер спрединга был рассчитан по особенностям дислокации японо-гавайской группы мезозойских магнитных аномалий). По признанию самих авторов работы [Engebretson et al., 1985], конвергентная граница плит (на рис. 28 она примерно соответствует простиранию Гавайско-Императорского хребта) нанесена на схему достаточно условно и могла иметь несколько иное положение.

В дополнение следует отметить, что поворот на 30-35° Кула-Тихоокеанской оси спрединга по часовой стрелке в течение позднюрско-неокомового периода (японская группа магнитных аномалий) при относительно стабильной скорости дивергенции позволяет опустить во времени появление субмеридиональной поглощающей границы плит в Северной Палеоокеании до рубежа средней и поздней юры.

Ниже будет показано, что в качестве конвергентного раздела плит Кула и Фараллон в юре – раннем мелу природой, скорее всего, была использована уже существовавшая в Северо-Западной Палеоокеании плитная граница, трассируемая L-образной сочленяющейся мегаструктурой Камчатско-Кашеваровского и Южно-Охотоморского палеолинеаментов.



**Рис. 28.** Предполагаемая конвергентная граница схождения плит Изагаги (Кула) и Фараллон в раннем мелу, по [Engebretson et al., 1985]

IZ-FA POLE – полюс вращения плит Изагаги и Фараллон в раннем мелу. Положение стационарных горячих точек: H – Гавайской, Y – Еллоустонского парка.

Палеомагнитные и палеоклиматические данные по местоположению охотоморских морфоструктур в прошлом - скудны, поэтому при построении палеотектонических и палинспастических реконструкций региона в работе принят ряд методических приемов, помогающих определить положение структур в пространстве и времени.

1. В магмопродуктивные периоды поднятия региона пребывали в мало-подвижном состоянии, поскольку находились над субдуцирующими океаническими пластинами, ”заякоренными” в упругой стационарной мезосфере.

2. В амагматичные периоды поднятия региона представляли собой:

- а) пассивную окраину,
- б) трансформную окраину,
- в) внутреннюю структуру континентальной плиты или крупного блока,
- г) литосферный блок, движущийся в составе одной из океанических мегаплит.

3. При столкновении движущегося амагматичного блока с неподвижным магмопродуктивным происходит смещение магматической активности

с одного блока на другой, ввиду перескока зоны субдукции на вновь образованную океаническую окраину составной структуры столкнувшихся блоков.

Изложенные принципы иллюстрируются хронологическими корреляциями магматической активности палеопоясов, расположенных на различных морфоструктурах Южного-Центрального Охотоморья и Северо-Восточной Японии (рис. 29). В дальнейшем, при построении палеотектонических реконструкций региона необходимо будет возвращаться к этому рисунку.

Ниже анализируются и восстанавливаются основные этапы формирования структуры Охотоморского геоблока как единого целого.

### **Палеозой - ранняя юра**

История тектоно-магматического развития ряда структур Охотоморского региона прослеживается с позднего палеозоя и протекала без существенных изменений, по-видимому, до середины юры. Магматизм региона свидетельствует о существовании в это время двух ортосубдукционных дуг, Тайгоносской и Южно-Охотоморской, и Камчатско-Кашеваровского (Алисторского) трансформного разлома.

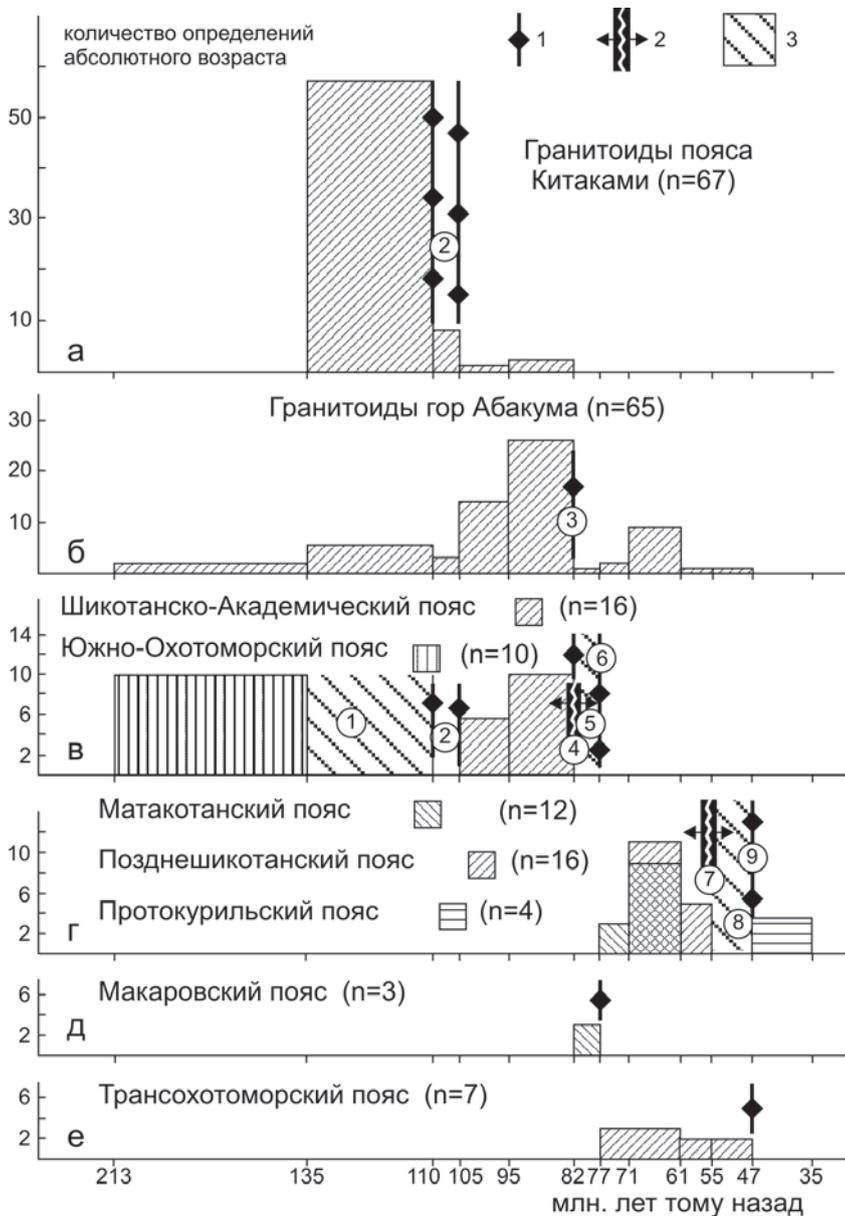
Время формирования Тайгоносской и Южно-Охотоморской дуг – поздний палеозой – неоком.

От Тайгоносской дуги осталось Кони-Тайгоносское поднятие, которое соответствует Тайгоносскому структурно-тектоническому палеолинеamentу.

Магматические породы Южно-Охотоморского пояса распространены на поднятиях Южно-Курильском, Академии наук, Охотском и, вероятно, Большерецком. Четыре последних, несмотря на их рассредоточенность по территории региона, также целесообразно эшелонировано совместить в единую древнюю линейную структуру – Южно-Охотоморский структурно-тектонический палеолинеament.

Алисторский (Камчатско-Кашеваровский) трансформный разлом выявляется по трансформно-офиолитовым магматическим ассоциациям, обнаруженным на поднятиях Срединнокамчатском, Северо-Курильском, Шельтингском, а также по синсдвиговым (синтрансформным) геолого-геотектоническим комплексам скучивания океанической литосферы на поднятиях Срединнокамчатском, Кашеварова, Института океанологии. Период существования трансформного разлома – поздний палеозой (возможно, девон) – триас (возможно – ранняя юра). По-видимому, все перечисленные поднятия (или будущие поднятия) в указанное время также были эшелонировано расположены в створе единой структуры – Камчатско-Кашеваровского структурно-тектонического палеолинеamenta.

По прямым и косвенным геологическим признакам, изложенным в



**Рис. 29.** Геохронологические корреляции тектоники и магматизма мезозойских и палеогеновых надсубдукционных магматических поясов Южного Охотоморья и Северо-Восточной Японии.

1 – эпохи столкновения (коллизии) стационарных магматических дуг (поясов) с движущимися крупными поднятиями (микроконтинентами) и спрединговыми хребтами, 2 – эпохи дисперсии (фрагментации) поднятий либо отрыва их от заякоренных субдуцирующихся пластин, 3 – периоды перемещения блоков (поднятий) в составе движущихся океанических литосферных плит. Цифрами в кружках обозначены эпохи различных тектонических событий: 1 – северо-северо-западный дрейф Южно-Курильско-Академического поднятия на плите Кула, 2 – коллизия поднятий Южно-Курильско-Академического и Китаками-Монеронского, 3 – столкновение Кула-Тихоокеанского спредингового хребта с поднятиями Южно-Курильско-Академическим и Абакума, 4 – отрыв поднятия Академии наук от Южно-Курильского поднятия, 5 – северный дрейф поднятия Академии наук навстречу поднятию Института океанологии, 6 – столкновение поднятий Академии наук и Института океанологии, 7 – отрыв субдуцирующегося слэба под Южно-Курильским поднятием, 8 – северный дрейф Южно-Курильского поднятия, 9 – столкновение поднятий Южно-Курильского и Академии наук.

Данные по геохронологии магматических пород различных поясов – из табл. 2 и [Nozawa, 1975], n – количество определений возраста пород

предшествующих главам работы, эти три тектонических линеймента, Тайгоносский, Камчатско-Кашеваровский и Южно-Охотоморский, были жестко связаны в устойчивую стационарную, удаленную от краин континентов, Z-образную систему “дуга - трансформный разлом - дуга”, как показано на рис. 30. Система занимала значительное пространство Северо-Западной Палеоокеании от высоких широт до экваториальной зоны, а структуры Тайгоносского и Южно-Охотоморского субдукционных линейментов отстояли друг от друга на 8-9 тыс. км. Учитывая северную полярность магматитов обеих дуг, древняя океаническая плита в этом регионе имела, вероятно, постоянный северный дрейф.

Очевидно, такая необычная глобальноранговая тектоническая система – “дуга – аномально протяженный трансформный разлом – дуга” – не могла возникнуть на монолитном талассократоне без предварительного природного нарушения сплошности достаточно прочной океанической литосферы. Проблемы удается избежать при предположении, что в среднем палеозое такая нетиповая тектоническая система унаследовала стандартную для любых океанов Z-образную структуру “трансформный разлом – спрединговый хребет – трансформный разлом” (см. рис. 30, врезка). То есть, Тайгоносская и Южно-Охотоморская трансформные границы плит были преобразованы в субдукционные (конвергентные), а Камчатско-Кашеваровская спрединговая (дивергентная) граница – в трансформную.

Представленный подход подтверждается распространением среди ортометаморфических пород додевонской колпаковской серии Срединного хребта Камчатки метамагматитов, соответствующих по составу высокотита-



Рис. 30. Тектоническое положение формирующихся охотоморских структур пределах Северо-Западной Палеооцифики в палеозое-триасе

1 – контуры структур поднятий, 2- ареалы надсубдукционного магматизма, 3 – установленные ареалы проявлений синтрансформного офиолитового магматизма, 4 – зоны субдукции (а) и отмирающей субдукции (б), 5 – трансформные разломы (а) и области синтрансформного (синдсдвигового) сжатия океанической литосферы (б), 6 – направление движения литосферных плит (а) и отдельных блоков и структур (б). Врезка: тектоническое состояние Тайгоносского (ТЛ), Камчатско-Кашеваровского (ККЛ) и Южно-Охотоморского (ЮОЛ) палеолинеаментов как структур единой системы “разлом-хребет-разлом” в раннем-среднем палеозое; КП – Колпаковское синспрединговое плато типа Исландского или Галапагосского.

нистой магнотолейт-ферробазальтоидной ассоциации, характерной для синспрединговых плато исландского или галапагосского типа.

Описанную выше эволюционирующую трехлинеamentную Z-образную трансокеаническую структуру общей протяженностью 12 тыс. км предлагается называть **Мегаохотоморским палеолинеamentом**, поскольку его фрагменты (10 из 13 поднятий-микроконтинентов) составляют основу Охотоморского коллизионного геоблока.

### Средняя юра – валанжин

В середине-конце юры – начале неокома в Северо-Западной части Тихого океана изменились кинематика литосферных плит и, соответственно, характер развития пограничных межплитных структур, что наиболее полно и адекватно отражено на палеотектонической схеме региона для берриаса (рис. 31).

На задуговую область Тайгоносской дуги надвигалась подвижная Евразийская плита, неся на своей активной окраине Удский магматический пояс.

На западе Северо-Западной Пацифики формируется субмеридианальное магмопродуктивное Абакума-Китаками-Монеронское поднятие, закоренное с обеих сторон встречнопадающими зонами субдукции, о чем свидетельствует аккреция блоков океанической литосферы как с востока к дуге Абакума (Таухинский террейн), так и с запада – к Китаками-Монеронской дуге (террейн Сорачи).

Ввиду северо-северо-восточного дрейфа спредингового центра Кула-Фараллон через бассейн Северной Пацифики [Engelbretson et al., 1985] и, следовательно, сквозь стационарную Тайгоносско-Алисторско-Южно-Охотоморскую систему, Камчатско-Кашеваровский линеament из трансформного был преобразован в кососубдукционную Квахонско-Шельтингскую островодужную систему с восточной полярностью. Об этом свидетельствует западное положение аккреционных клиньев Омгонского террейна в структуре Квахонской дуги и Токоро-Набильского террейна – в структуре Шельтингской дуги.

На рубеже средней и поздней юры (начало образования крупной морфоструктуры Абакума-Китаками-Монеронского поднятия, фиксируемого появлением первых надсубдукционных магматитов дуги Абакума) оформились очертания бассейна Палео-Хидака океана, предположение о существовании которого в мезозое было высказано японскими геологами [Kiminami, Miyashita et al., 1986]. С запада этот океан был ограничен Абакума-Китаками-Монеронским поднятием и, по-видимому, субмеридиональными трансформными разломами, надстраивающими поднятие на север и на юг. С востока океан Хидака был окаймлен трансформно-кососубдукционными структу-



Рис. 31. Палеотектоническая схема Северо-Западной Пацифики для берриаса (145-140 млн лет тому назад).

1 – спрединговые системы автономные (а) и компенсационные либо отмирающие (б), 2 – зоны косой субдукции, 3 – террейны (блоки) аккреционных клиньев океанической литосферы в субдукционных системах, 4 – стационарное либо малоподвижное положение литосферных плит

и отдельных структур. Прописными буквами кириллицы обозначены литосферные плиты: ЕВР – Евразийская, К – Кула, ФАР – Фараллон, ФАР-2 – Фараллон-2, ПОХ – Протоохотоморская. Латинскими прописными буквами обозначены террейны аккреционных клиньев: OG – Омгонский, TU – Таухинский, SO – Сорачи, TN – Токоро-Набильский. Остальные условные обозначения как на рис. 30

рами Камчатско-Кашеваровского линеамента, с севера – поднятием Тайгоносской дуги; на юге горловина Хидака–океана была открыта в бассейн Палеопацифики. Таким образом, Палео-Хидака океан простирался меридионально на 8-9 тыс. км при ширине 1,5-2 тыс. км (см. рис. 31).

С востока к южному флангу Камчатско-Кашеваровского линеамента примыкала небольшая стационарная плита, названная Протоохотоморской и ограниченная с севера спрединговым центром Кула-Фараллон, с запада – трансформно-кососубдукционной Восточно-Сахалинской зоной, с юга и востока – зоной субдукции Южно-Охотоморской дуги. Охотско-Большерецкое поднятие в течение поздней юры, по-видимому, изменило ориентировку с субширотной (см. рис. 30) на субмеридиональную (рис. 31) в результате столкновения с двигавшимся на северо-восток Кула-Фараллонским дивергентным разделом океанических плит.

Примечательно, что возраст Китаками-Монеронской и Шельтингской островных дуг, а также аккретированных к ним океанических клиньев Сорачи и Токоро-Набильского, почти одинаковый – в основном позднеюрско-раннемеловой. Это свидетельствует о нахождении спредингового центра в данное время вблизи обеих субдукционных систем, примерно как показано на рис. 31. Вместе с тем, Шельтингский магматический пояс начал формироваться несколько раньше – в поздней юре, а первые китаками-монеронские вулканы появились в берриасе. Это свидетельствует о том, что под Квахонско-Шельтингскую систему субдуцировала плита Фараллон-2, перемещавшаяся в северо-восточном направлении, а под Китаками-Монеронскую дугу поддвигалась плита Кула, дрейфовавшая в северо-западном направлении и пришедшая в регион только после отката плиты Фараллон-2 на северо-восток (см. рис. 31).

Таким образом, в берриасе уже существовали все 4 протяженные линейные цепи внутриокеанических поднятий (тектонические линеаменты), фрагменты которых впоследствии составили основу коллизионной Охотоморской мегаструктуры. Абакума-Китаками-Монеронский, Тайгоносский и Южно-Охотоморский линеаменты имели субдукционный генезис; Камчатско-Кашеваровский линеамент – трансформно-кососубдукционное происхождение.

Абакума-Китаками-Монеронский и Тайгоносский линеаменты были умеренно фрагментированны и принципиально не изменили своего положения с неокомовой эпохи, постепенно сместившись на юго-восток на 800-900 км.

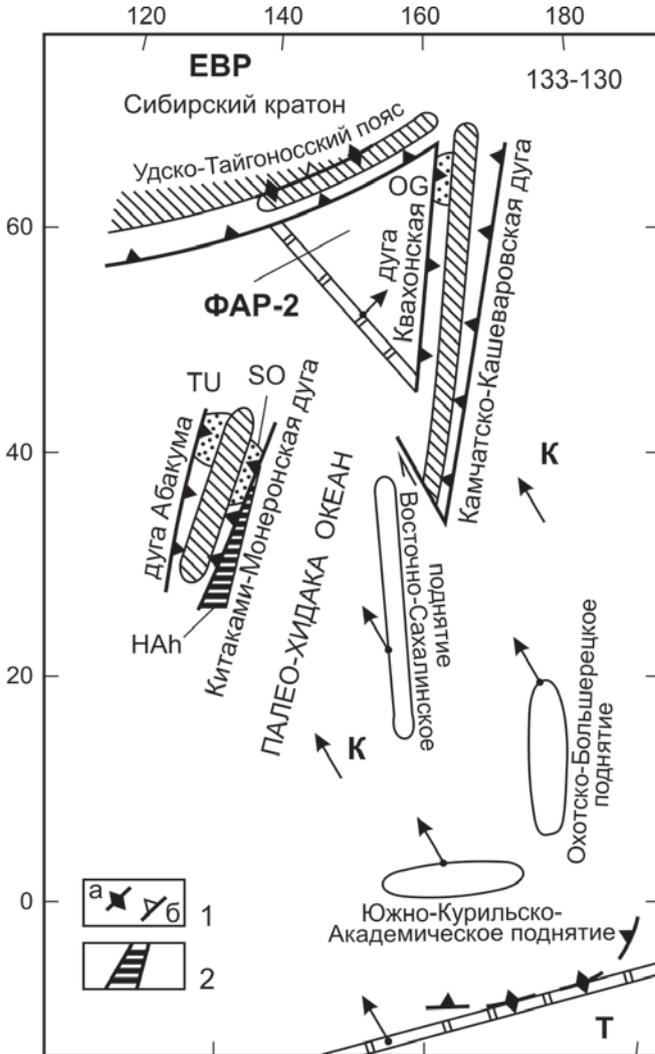
Пространственно разобщенные ныне фрагменты сильно дезинтегрированных и перемещенных Южно-Охотоморского и Камчатско-Кашеваровского линеаментов удовлетворительно распознаются как по вещественному составу геолого-петрографических комплексов, так и по специфической морфологии поднятий, обусловленной их разной первичной тектонической природой.

Более 200 млн. лет подряд (карбон-валанжин) поднятия Южно-Охотоморского линеамента (Южно-Курильское, Академии наук, Охотское, Большерецкое) находились внутри океана, но, по-видимому, над пологой сейсмофокальной зоной. Об этом свидетельствуют насыщенность поднятий гранитоидами и их значительный размах до 250-300 км, связанный с увеличением ширины магматического фронта над пологими (30-35°) зонами субдукции.

Камчатско-Кашеваровский линеамент непрерывно развивался такой же длительный период (девон-триас), но в трансформном режиме (Алисторский разлом). За это время вся узкая зона трансокеанской абиссальной трансформно-разломной структуры была осложнена только тремя-пятью локальными областями поднятий синсдвигового сучивания литосферы, - это Срединнокамчатский кристаллический массив, поднятия Кашеварова (без вала Кашеварова), Института океанологии (см. рис. 30) и, вероятно, поднятия Лесновское и Ионы. Только в средней юре, когда трансформный разлом был преобразован в Квахонско-Шельтингскую зону косой субдукции, появились протяженные, но узкие (ширина 40-60 км) надкосо-субдукционные поднятия - Срединнокамчатское, вала Кашеварова, Восточно-Сахалинское (см. рис. 31), современным тектонотипом для которых, отчасти, является поднятие Маккуори, воздымающееся над южной трансформно-косо-субдукционной границей Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит. В дальнейшем, относительно непродолжительное пребывание (валанжин-турон) Камчатско-Кашеваровского линеамента в ортосубдукционном режиме (Камчатско-Кашеваровская и Шмидтовская дуги) существенно не повлияло на первичную трансформно-косо-субдукционную морфологию поднятий линеамента, и донныне представляющих собой узкие линейные структуры, осложненные редкими раздувами.

### **Поздний валанжин – апт**

Во второй половине неокома дрейфующая на юго-восток Евразийская плита с Удским магматическим поясом на своей активной окраине сталкивается с Тайгонской дугой и частично поглощает поднятие последней, надвигаясь на него (рис. 32). Прекращается вращение Евразийской плиты по часовой стрелке вокруг полюса, расположенного в центре Сибирского



**Рис. 32.** Палеотектоническая схема Северо-Западной Пацифики на конец валанжина – начало готерива (133-130 млн л. т. н.).

1 – зоны коллизии структур (а) и синколлизионных надвигов (б), 2 – Хидака-Анивская сutura. Т – Тихоокеанская плита. НАн – Хидака-субтерреин Хидака-Анивской сутуры. Остальные условные обозначения на рис. 30, 31

кратона [Зоненшайн, Кузьмин, 1992]; плита становится малоподвижной.

После отступления плиты Фараллон в Восточную Палеопацифику, плита Кула в валанжине начинает поддвигаться с юго-востока под северный, Срединнокамчатско-Северо-Курильский, сегмент Камчатско-Кашеваровского тектонического линеамента с формированием Камчатско-Кашеваровского магматического пояса над субортогональной зоной субдукции. Это, по-видимому, происходит на фоне продолжающейся активности Квахонской дуги, под которую продолжает субдуцировать остатки плиты Фараллон-2 с западной стороны из пределов Хидака-океана.

Вместе с локализацией плиты Фараллон-2 в северной части океана Хидака прекращается активность Шельтингской дуги в конце валанжина – становится амагматичным Восточно-Сахалинское поднятие (южный сегмент Камчатско-Кашеваровского линеамента). Возможное поддвигание с юго-востока плиты Кула под последнее было заблокировано стационарной Протоохотоморской плитой (см. рис. 31).

Главное тектоническое событие второй половины валанжина (135-133 млн. лет) в Северо-Западной Пацифике – столкновение движущегося с юго-востока Кула-Тихоокеанского спредингового центра с малоподвижной Южно-Охотоморской зоной субдукции. В результате последняя отмирает, прекращается активность Южно-Охотоморского пояса, а бывшая стационарная Протоохотоморская литосферная плита в обрамлении трех крупных амагматичных поднятий, Охотско-Большерецкого, Южно-Курильско-Академического и Восточно-Сахалинского, срывается в северо-западный дрейф в составе быстроходной плиты Кула; начинается закрытие Палео-Хидака океана. В работе это событие проиллюстрировано как в плане (см. рис. 32), так и на разрезах тектоносферы (см. рис. 8).

Три упомянутых выше поднятия были в движении с конца валанжина (135 млн. лет) до начала альба (110-105 млн. лет), преодолев за это время расстояние в 5-6 тыс. км (с 10-15° ю.ш. до 30-35° с.ш. для Южно-Курильского поднятия, к примеру). Пока Южно-Курильско-Академическая структура, находясь в дрейфе, была амагматичной (см. рис. 29в), на Китаками-Монеронском поднятии в готериве-барреме-апте отмечается максимальная надсубдукционная магматическая активность (см. рис. 29а), связанная с высокой скоростью (более 20 см/год) движения и поглощения под поднятием плиты Кула. Невысокая готерив-аптская магматическая активность в горах Абакума (см. рис. 29б) объясняется, по-видимому, малой скоростью движения (не более 5 см/год) океанической плиты, субдуцирующей под Абакума-Китаками-Монеронское поднятие с запада.

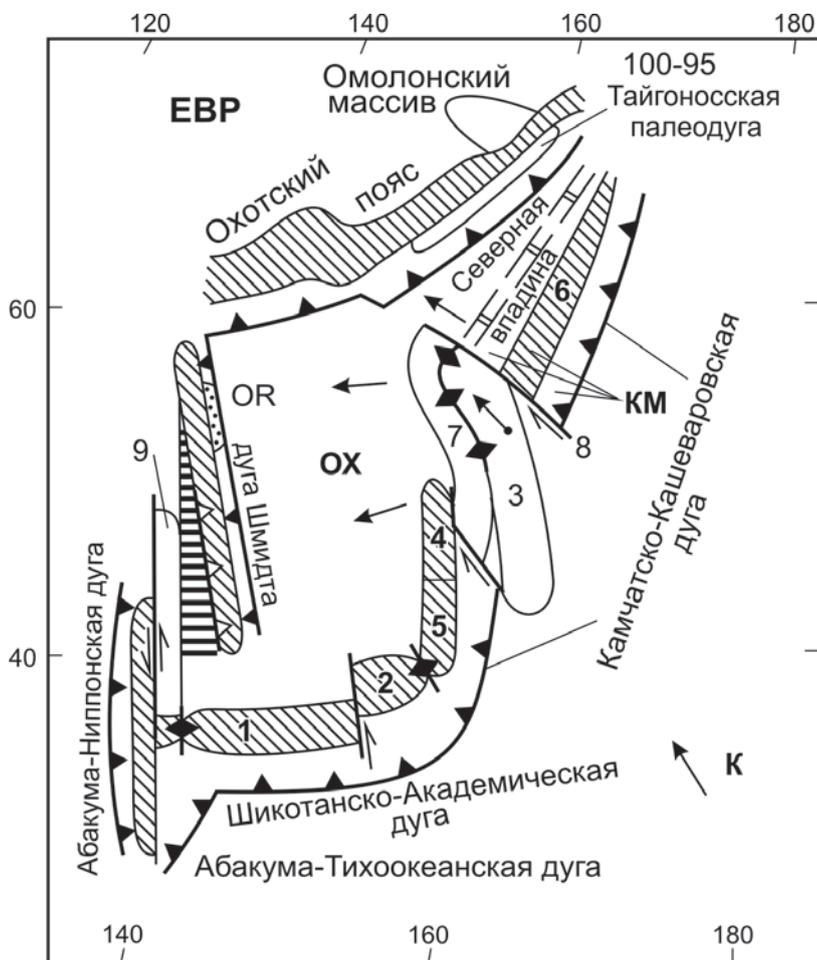
## Альб – турон

В раннем-среднем альбе (110-105 млн. лет) протекал процесс столкновения движущихся Восточно-Сахалинского, Южно-Курильско-Академического и Охотско-Большерецкого поднятий со стационарными охотоморскими структурами. Постколлизийная тектоническая картина региона (100-95 млн. лет тому назад) представлена на рис. 33.

Северный торец Восточно-Сахалинского поднятия столкнулся с Евразийской плитой. Закрылся Палео-Хидака океан, фрагменты коры которого оказались запечатанными в узкой зоне Хидака-Анивской сuture, зажатой между Китаками-Монеронским и Восточно-Сахалинским поднятиями.

Западный торец Южно-Курильско-Академического поднятия столкнулся с южной окраиной Китаками-Монеронской структуры и проталил последнюю к северу относительно поднятия Абакума. Прекращается субдукция под Китаками-Монеронскую структуру и начинается поддвижение плиты Кула под Южно-Курильско-Академическое поднятие и горы Абакума (южный сегмент поднятия Абакума), оказавшимися перед фронтом движущейся океанической литосферы (с этого времени, по палеомагнитным данным [Голионко, 1992], Южно-Курильское поднятие остается в стационарном положении на 34-35° с.ш. до конца дания). Эти тектонические события подтверждаются контрастной сменой магматической активности на структурах региона (см. рис. 29).

Так, после завершения коллизии Южно-Курильского поднятия с Китаками-Монеронским (< 105 млн. лет) практически прекращается магматическая активность на последнем (см. рис. 29а), но возобновляется интенсивный магматизм на Южно-Курильско-Академической структуре (рис. 29в). Причем, исходя из данных [Nozawa, 1975], в позднем мелу внедрение известково-щелочных магм сохранилось только на крайнем юге структуры Китаками в районе устья р. Китаками (см. рис. 29а, период 95-82 млн. лет), что указывает на точное место столкновения двух поднятий и на принадлежность поздне-меловых гранитоидов в устье р. Китаками к Шикотанско-Академическому магматическому поясу. Далее, после левостороннего сдвига, разделившего поднятия Китаками-Монеронское и Абакума, к вяло текущему поддвигу под последнюю океанической литосферы с запада (Абакума-Ниппонская дуга на рис. 33) добавляется активная субдукция (более 20 см/год) плиты Кула с юго-востока под южную часть (горы Абакума) поднятия (Абакума-Тихоокеанская дуга на рис. 33). Это иллюстрируется (рис. 29б и 29в, период 105-82 млн. лет) резким возрастанием в горах Абакума интенсивности магматизма, а также однотипной хронологико-статистической структурой магматической активности для дуг Абакума-Тихоокеанской и Шикотанско-Академической, под которые погру-



**Рис. 33.** Палеотектоническая схема Охотоморского региона на конец альба – начало сеномана (100-95 млн л. т. н.).

Цифрами обозначены структуры: 1-7,9 – поднятия: 1 – Южно-Курильское, 2 – Академии наук, 3 – Охотско-Большерецкое, 4 – Института океанологии, 5 – Северо-Курильское, 6 – Срединнокамчатское, 7 – вала Кашеварова, 9 – Китаками-Монеронское; 8 – Северо-Охотский трансформный разлом. ОХ – Охотоморская плита, КМ – Камчатская микроплита. ОР – Орлинский террейн. Остальные условные обозначения на рис. 30-32

жалась одна и та же плита Кула.

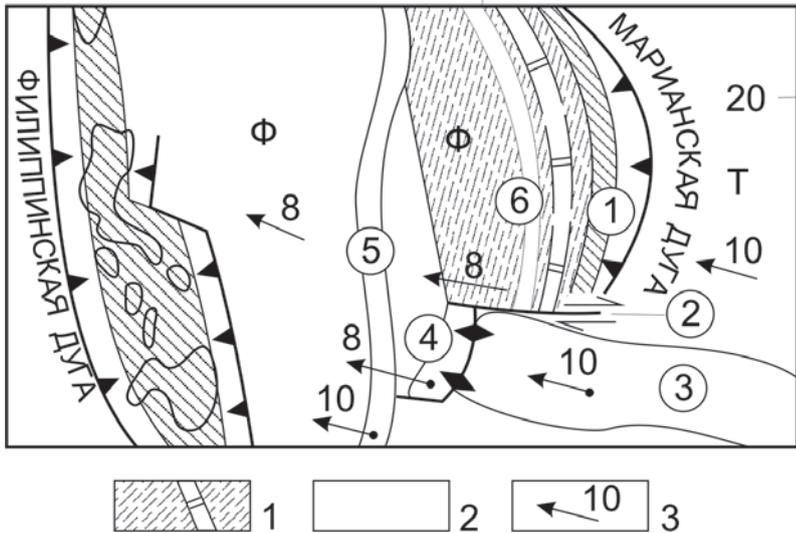
Восточная окраина Южно-Курильско-Академического поднятия в раннем-среднем альбе столкнулась с южным торцом действующей Камчатско-Кашеваровской дуги, представленной Северо-Курильским поднятием. В результате этого произошли, по-видимому, разрыв и сдвигание однолинейной структуры поднятия Камчатско-Кашеваровской дуги по правосдвиговому разлому в районе сочленения вала Кашеварова и поднятия Института океанологии. В дальнейшем, по мере смещения Северо-Курильско-Океанологического поднятия на северо-запад, единая Южно-Курильско-Академическая структура была разделена по левому сдвигу на два поднятия – Южно-Курильское и Академии наук, как показано на рис. 33.

В том же раннем-среднем альбе востоко-северо-восточная окраина движущегося Охотско-Большерецкого блока столкнулась с валом Кашеварова (на месте коллизии в настоящее время сохранился Кашеваровский прогиб), и составной Охотско-Большерецко-Кашеваровский террейн без остановки начал внедряться в Палеоохотский бассейн, вызвав тем самым западно-северо-западный дрейф охотоморской океанической литосферы. В результате, Восточно-Сахалинское поднятие было сначала надвинуто на Хидака-Анивскую сутуру, а затем под него началась субдукция Охотоморской плиты; возобновилась также магматическая активность в пределах Восточного Сахалина в виде дуги Шмидта.

Чтобы понять тектонические процессы, протекавшие в Камчатско-Северо-Охотском регионе, необходимо обратиться к современной геодинамической обстановке в Марианско-Филиппиноморском секторе Земли (рис. 34).

В конце миоцена Каролинское поднятие, движущееся на Тихоокеанской плите, столкнулось с поднятием Яп, 7-8 млн. лет тому назад представлявшим собой магмоактивный южный участок Марианской дуги. В результате активный северный сегмент Маринской дуги остался на месте над погружающейся и “заякоренной” океанической пластиной, а ставший амагматичным южный сегмент, то есть поднятие Яп, был сорван в западный дрейф на фронте плавучего и “несубдуцируемого” Каролинского поднятия. Между Марианским и Япским поднятиями, начиная с конца миоцена и донныне, формируется постоянно растущий трансформный разлом (в современном рельефе соответствует южному субширотному сегменту впадины глубоководного Марианского желоба), длина которого равна величине пути, пройденного дрейфующим поднятием Яп.

Сравнивая альб-туронскую охотоморскую (см. рис. 33) и современную филиппиноморскую (рис. 34) геодинамические обстановки, можно отметить следующее: 1) Камчатская микроплита вполне корректно сопоставляется с Марианской микроплитой, 2) Камчатская и Охотская магма-



**Рис. 34.** Плитно-тектоническая схема Филиппинского региона, по [Plate-tectonic map..., 1987] с изменениями и дополнениями.

1 – миоцен-современная спрединговая литосфера компенсационной и одновременно интрадуговой Марианской рифтовой системы, 2 – преимущественно домиоценовая океаническая литосфера, 3 – направление движения плит и блоков и их скорость (см/год). Цифрами в кружках обозначены структуры: 1 – Марианская микроплита, 2 – Япско-Марианский трансформный разлом, 3 – Каролинское внутриокеаническое поднятие, 4 – поднятие Яп, 5 – поднятие Кюсю-Палау (остаточная дуга домиоценовой Протомарианской островодужной системы), 6 – амагматическое поднятие, отколовшееся от действующей Марианской островодужной системы. Ф – Филиппинская плита. Остальные условные обозначения на рис. 30-32

тические дуги – с Марианской и Филиппинской дугами, 3) вал Кашеварова и Охотско-Большерецкое поднятие – с поднятиями Яп и Каролинским, 4) впадина Северная – с впадиной Филиппинского моря, 5) компенсационный рифт впадины Северной – с Марианским рифтом, 6) Северо-Охотский трансформный разлом – с Япско-Марианским разломом, 7) прогиб Кашеварова – с впадиной желоба Яп.

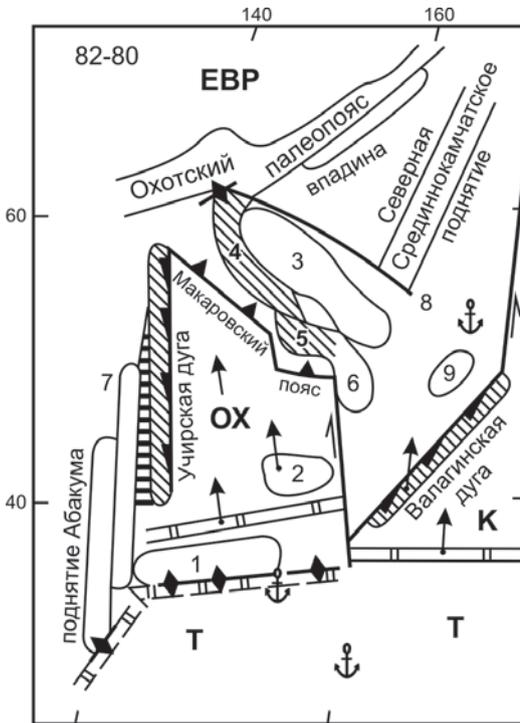
Внедрение Охотско-Большерецко-Кашеваровского террейна в пределы Охотского бассейна протекало до турона включительно; после коллизии упомянутого составного блока с Евразийской плитой прекращается активность Камчатско-Кашеваровской, Охотской и Шмидтовской магматических дуг; продолжается надсубдукционный магматизм на поднятиях Абакума, Южно-Курильском и Академии наук.

## Ранний сенон – ранний кампан

В начале сенона (85-83 млн. лет) Кула-Тихоокеанский спрединговый хребет вплотную приближается к Шикотанско-Академической магмопродуктивной структуре и впоследствии сталкивается с ней (рис. 35). В результате в горах Абакума и на Южно-Курильско-Академическом поднятии прекращается извержение магм (см. рис. 29б-в, период 82-77 млн. лет), что свидетельствует об отмирании соответствующих зон субдукции. Происходит окончательный отрыв Академического блока от Южно-Курильско-Академической структуры, после чего поднятие Академии наук начинает свой северный дрейф.

Поднятия Южно-Курильское, Абакума, Китаками-Монеронское, Восточно-Сахалинское и Хидака-Анивская сутурная зона остаются на месте, связанные между собой в единую малоподвижную глыбу. Но высокоэнергетичная автономная Кула-Тихоокеанская спрединговая система при столкновении с последней не отмирает, а дрейфует на север в пределы Охотского бассейна под Южно-Курильским поднятием, как показано на

рис. 35 и 8. В результате охотоморская океаниче-



**Рис. 35.** Палеотектоническая схема Охотоморского региона для раннего кампана (82-80 млн л. т. н.).

Цифрами обозначены структуры: 1-3 – то же, что на рис. 33; 4-7 – поднятия вала Кашеварова (4), Института океанологии (5), Северо-Курильское (6), Китаками-Монеронское (7); 8 – Северо-Охотский трансформный разлом; 9 – Кротонское внутриконтинентальное поднятие на малоподвижной Евразийской плите. Остальные условные обозначения на рис. 30-33

ская литосфера приходит в движение и зарождаются Учирская кососубдукционная и Макаровская ортосубдукционные системы.

Макаровский магматический пояс был активным на протяжении всего 5-6 млн. лет в раннем кампане (см. рис. 29д), поскольку океаническая плита поддвигалась под него только во время движения поднятия Академии наук на север до столкновения последнего с поднятием Института океанологии, которое после этого навсегда становится амагматичным, находясь внутри крупного коллизионного блока с субконтинентальной литосферой.

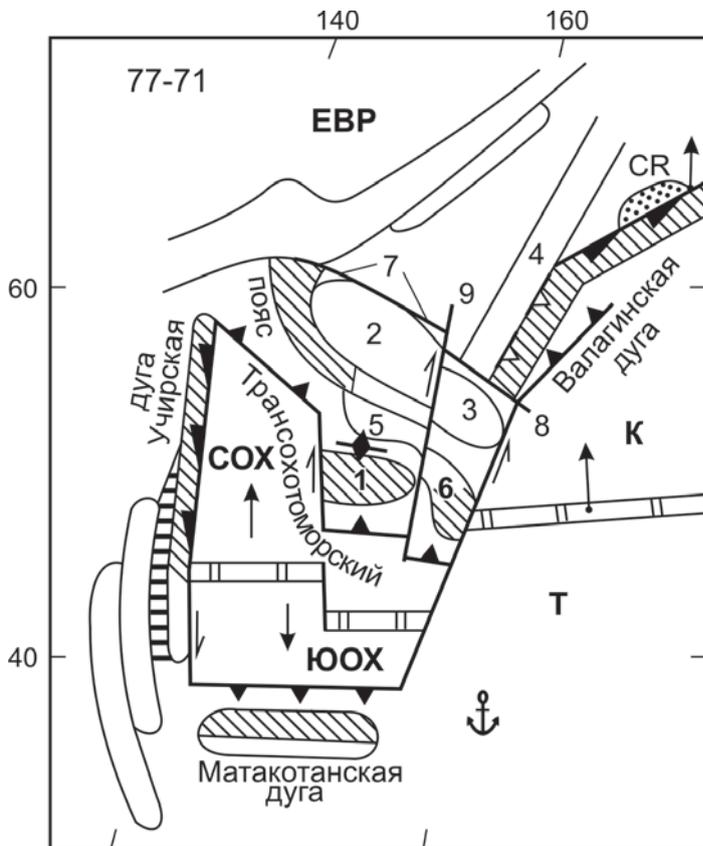
В Тихоокеанском бассейне в начале сенона также зарождается Валагинская кососубдукционная островодужная система на одном из трансформных разломов Кула-Евразийской границы плит, поскольку блок океанической литосферы к востоку-юго-востоку от Срединнокамчатского поднятия стал неподвижным после прекращения субдукции под Камчатский сегмент Камчатско-Кашеваровской дуги и столкновения Охотско-Большерецко-Кашеваровского блока с Евразией в туроне. Стационарное Кротонское внутриокеаническое поднятие, - в будущем западный аккреционный клин в структуре Валагинской дуги, - находилось между последней и пассивной Камчатской окраиной Евразии. Валагинская дуга находилась на плите Кула и вместе с последней интенсивно двигалась на север, поглощая под своим западно-северо-западным фронтом неподвижную прикамчатскую океаническую литосферу (см. рис. 35 и 12).

### **Поздний кампан**

В начале позднего кампана после столкновения поднятий Академии наук и Института океанологии, последнее смещается на север на 100-150 км, вызвав тем самым движение по Прикамчатскому праводвиговому разлому (рис. 36, структура 9), разбившего крупные охотоморские структуры на две части – Большерецкое поднятие обособляется от Охотского свода, а поднятие Института океанологии – от Северо-Курильского; Северо-Охотский разлом делится на два сегмента: (1) Малко-Петропавловскую зону поперечных дислокаций и (2) собственно Северо-Охотский разлом.

В позднем кампане отделившийся от главной структуры западный сегмент Кула-Тихоокеанского срединного хребта занимает субширотное положение в центре Охотского бассейна, и начинается разнополярная субдукция под структуры, обрамляющие акваторию с севера и юга. Вдоль северной окраины бассейна формируется Трансохотоморский пояс, а на южных островах (Южно-Курильское поднятие) изливаются лавы Матакотанской дуги (см. рис. 36).

На северо-востоке Охотоморского региона в позднем кампане-раннем



**Рис. 36.** Палеотектоническая схема Охотоморского региона для позднего кампана – начала маастрихта (77-71 млн л. т. н.).

Цифрами обозначены структуры: 1-6 – поднятия Академии наук (1), Охотского свода (2), Большерецкое (3), Срединнокамчатское (4), Института океанологии (5), Северо-Курильское (6); 7 – Северо-Охотский разлом; 8 – Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций; 9 – Прикамчатский разлом. СОХ – Северо-Охотоморская плита, ЮОХ – Южно-Охотоморская плита. CR – Кротонский террейн. Остальные условные обозначения на рис. 30-33

маастрихте началось столкновение Евразийской пассивной окраины и Валагинской дуги с надвигом последней на Срединнокамчатское поднятие. После коллизии структур в Валагинской системе происходит смена полярности субдукции океанической плиты с восточной на западную ( см. рис. 36 и 12).

## Маастрихт – даний

В начале маастрихта (71 млн. лет) возобновляется северный дрейф Тихоокеанской плиты (рис. 37), в результате которого активизируется

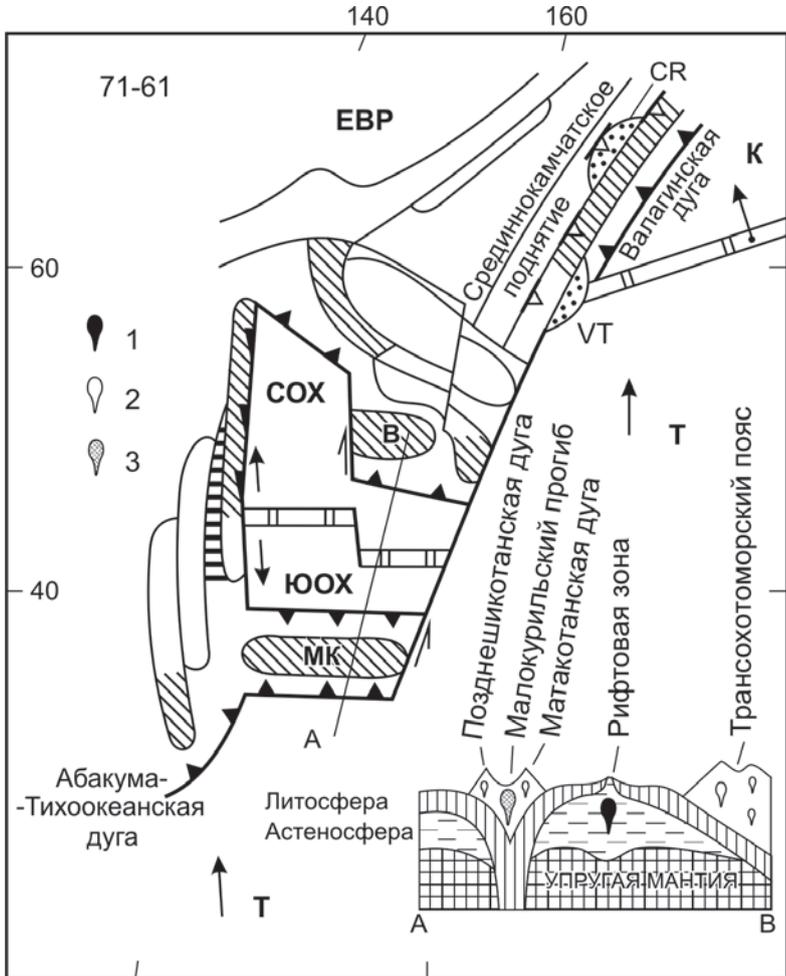


Рис. 37. Палеотектоническая схема Охотоморского региона для маастрихта-даниа (71-61 млн л. т. н.).

1-3 – Магмы различного типа, поднимающиеся в земную кору вместе с мантийными плюмами: 1 – спредингово-океанические; 2 – известково-щелочные, фронтально-островодужные; 3 – высококальциевые и низкотитанистые, тыловодужные. МК – Малокурильская микроплита. VT – Ветловский террейн. Остальные условные обозначения на рис. 30-33, 36

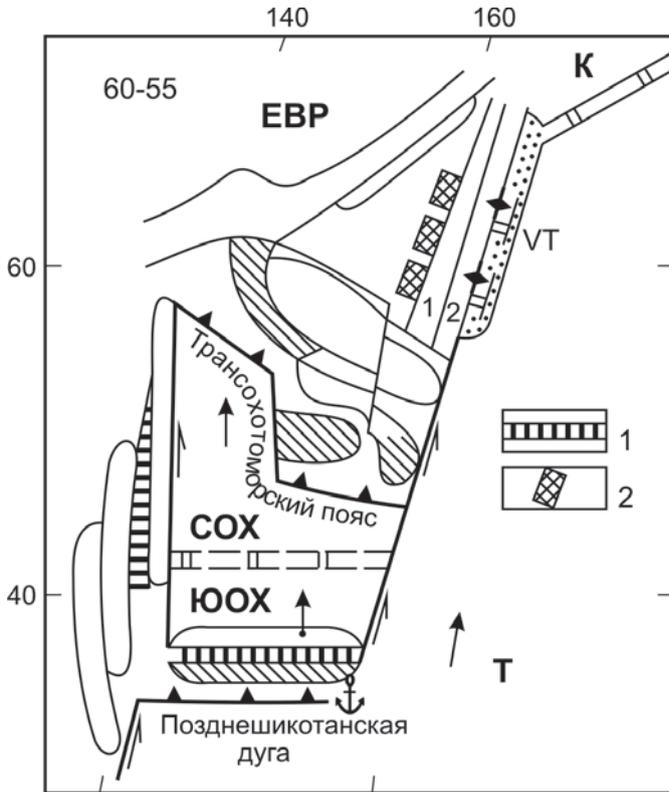
извержение магм в Абакума-Тихоокеанской дуге (см. рис. 28б, период 71-61 млн. лет), а на Южно-Курильском поднятии начинает действие Позднешикотанский магматический пояс наряду с уже активным Матакотанским. Таким образом, Южно-Курильская структура в маастрихте-дании представляла собой двухпоясную островодужную систему со встречно падающими зонами субдукции, очерчивающими Малокурильскую микроплиту (см. рис. 37, 29г и 8).

### **Поздний палеоцен – средний эоцен**

К началу позднего палеоцена (60 млн. лет) энергетически истощается астеносфера под Охотским бассейном, и Охотоморская спрединговая система из автономной превращается в компенсационную (рис. 38). Объемы продуцируемой в рифтовой зоне литосферы не хватает для компенсации субдукции не только под две, но даже под одну дугу. Как следствие – отмирает Матакотанская дуга, а в Трансохотоморскую субдукционную систему начинает затягиваться Южно-Курильское поднятие, с трудом удерживаемое на месте над погружающейся под Позднешикотанскую активную дугу пластиной, обретшей аномальный обратный наклон по тем же причинам. В результате Южно-Курильское поднятие раскалывается надвое по длинной оси с внедрением в зону раскола надсубдукционных известково-щелочных магм – происходит формирование шикотанского офиолитового габбро-гипербазит-долерит-базальтоидного интрадугового рифтового комплекса.

В конечном итоге, геодинамическая обстановка взаимодействия структур в Охотском бассейне в позднем палеоцене (см. рис. 38 и 8) оказывается сходной с современной для Филиппинского региона (см. рис. 34 и 3): (а) Позднешикотанская дуга, дислоцированная на южной половине Южно-Курильского поднятия, сопоставима с Марианской дугой; (б) северная, практически амагматичная половина Южно-Курильского поднятия – с отколовшейся от Марианской остаточной дугой; (в) шикотанский рифтово-офиолитовый комплекс – с интрадуговым Марианским рифтом; (г) Трансохотоморский магматический пояс – с Филиппинским островодужным поясом.

Приведенные наблюдения и выводы подтверждаются также наличием высокоплотного вертикального клина в земной коре осевой зоны современного Южно-Курильского поднятия под Малокурильской грядой



**Рис. 38.** Палеотектоническая схема Охотоморского региона для позднего палеоцена (60-55 млн л. т. н.).

1 – надсубдукционный интрадуговый спрединг – формирование гипербазит-габбро-долерит-базальтоидного комплекса островодужных известково-щелочных шикотанских офиолитов, 2 – раскрытие “слэб виндоу” (скользятосферных окон) после столкновения Кула-Тихоокеанского спредингового хребта с камчатской окраиной Евразии (Западно-Камчатский пояс с магматитами смешанного типа). VT – Ветловский террейн. Цифрами обозначены Срединнокамчатское (1) и Валагинское (2) поднятия. Остальные условные обозначения на рис. 30-33, 36

островов (см. рис. 19).

На северо-востоке Охотоморского региона в позднем палеоцене произошло столкновение Кула-Тихоокеанского спредингового хребта с отмершей в результате этого Валагинской дугой, но рифтово-океанические магмы продолжали изливаться вдоль восточной окраины Валагинского

поднятия – формировался Ветловский террейн (см. рис. 37). То есть, геодинамическая обстановка на Камчатской окраине Охотоморского региона в позднем палеоцене была вполне сопоставима с современной для Тихоокеанско-Калифорнийской зоны.

В эоцене вдоль западной окраины Срединнокамчатского поднятия в структуры “слэб виндоу” начали изливаться магмы смешанного островодужно-внутриплитного типа – формировался Западно-Камчатский пояс (см. рис. 38). Раскрытие “слэб виндоу” (сквозьлитосферных окон) было связано, по-видимому, с процессами в мантии, протекавшими после столкновения спредингового хребта с Камчатской окраиной Азии.

По-видимому, на рубеже палеоцена и эоцена (55 млн. лет), субдуцирующая под Позднешикотанскую дугу океаническая пластина, достигнув критической величины обратного наклона, разрывается (разрыв должен произойти не глубже астеносферного уровня мантии), и Южно-Курильское поднятие, освободившись от своего “якоря”, уходит в северный дрейф вместе с Тихоокеанской плитой. Прекращается активность Позднешикотанской дуги.

### Средний эоцен – ранний миоцен

47-45 млн. лет тому назад Южно-Курильская структура после дрейфа сталкивается с поднятиями Восточно-Сахалинским на западе и Академическим и Северо-Курильским – на востоке.

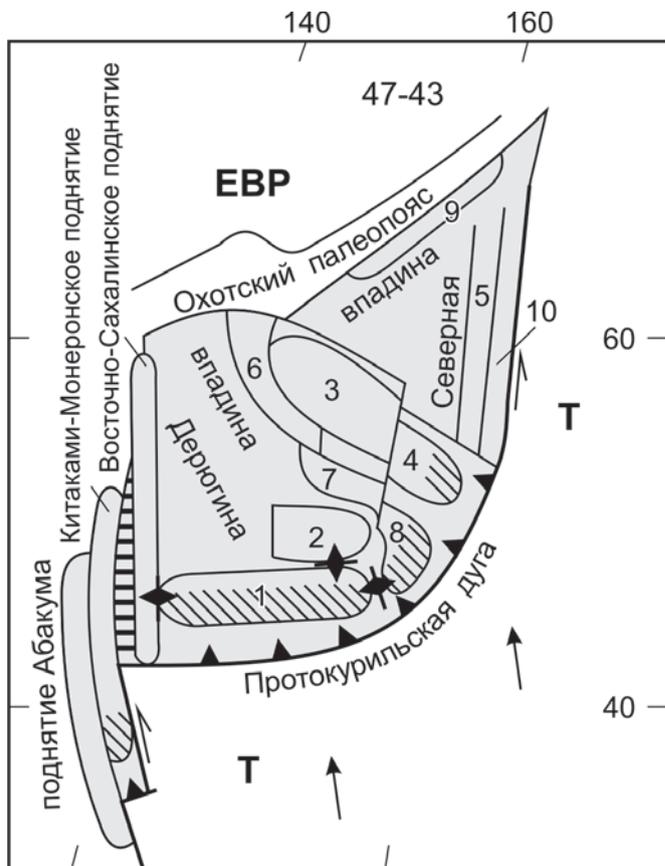
После коллизии прекращается активность Трансохотоморского и, вероятно, Учирского магматических поясов.

Также происходит закрытие интрадугового бассейна, вмещающего шикотанские офиолиты, с надвигом по Центральношикотанскому шву южной половины Южно-Курильского поднятия на северную.

Синхронно формируется зона субдукции под активизировавшуюся Протокурильскую дугу (рис. 39), которую наследует позднекайнозойская Курильская дуга после раскрытия Южно-Охотской тыловой впадины в раннем миоцене. В результате, 20-15 млн. лет тому назад тектоническое строение Охотоморского региона приобретает современную архитектуру (см. рис. 18).

Таким образом, к середине эоцена завершилась коллизия охотоморских тектонических элементов, которые еще в начале позднего мезозоя были рассредоточены по всему бассейну Северо-Западной Палеоокеании. Сформировался **Охотоморский геоблок**, площадью 2,5 млн. кв. км (рис. 39).

Вместе с тем, существует два видимых противоречия между представленными палеотектоническими построениями для Охотоморской мегаструктуры и кинематикой наиболее крупных плит Тихого океана, рассчитан-



**Рис. 39.** Палеотектоническая схема Охотоморского региона для среднего эоцена (47-43 млн л. т. н.).

Цифрами обозначены структуры поднятий: 1 – Южно-Курильского, 2 – Академии наук, 3 – Охотского свода, 4 – Большерецкого, 5 – Срединнокамчатского, 6 – вала Кашеварова, 7 – Института океанологии, 8 – Северо-Курильского, 9 – Тайгоносского (Кони-Тайгоносская палеодуга), 10 – Валагинского (Валагинская палеодуга). Остальные условные обозначения на рис. 30-33, 36.

Темным фоном выделена площадь завершившего коллизии Охотоморского геоблока (супертеррейна)

ной М.В.Кононовым [1989] и Д.Энgebретсоном с соавторами [Engebretson et al., 1985] для кампанско-раннемаастрихтского времени (83-71 млн. лет)

1. В данной работе 81-80 млн. лет тому назад Кула-Тихоокеанский хребет находился примерно на  $35^\circ$  с.ш. (эпоха после столкновения Южно-Курильско-Академического поднятия со спрединговой системой); по М.В.Кононову, в это время Кула-Тихоокеанский хребет находился на уровне  $20-25^\circ$  с.ш.

Это противоречие снимается предположением о более масштабном северном смещении (на 2000-2500 км) западного сегмента Кула-Тихоокеанского спредингового хребта по Императорскому правосдвиговому разлому (см. рис. 26), в то время как М.В.Кононов оценивает сдвиг осей спрединга по разлому только на 1000 км.

2. В настоящей работе Тихоокеанская плита в центральном районе Северо-Западной Пацифики в кампанско-раннемаастрихтское время (83-71 млн. лет тому назад) была стационарной; в работе [Engebretson et al., 1985] в этом месте в указанное время предполагается северо-западный дрейф плиты со скоростью 13 см/год (см. рис. 27).

Здесь необходимо обратить внимание на то, что в позднем мелу практически все континентальные окраины Тихого океана были активными, а Тихоокеанская плита по всему своему периметру имела преимущественно подвижные спрединговые границы, что в совокупности серьезно осложняет количественную оценку кинематических параметров Тихоокеанской плиты в абсолютных координатах в этот период. Скорее всего, стационарное состояние Тихоокеанской плиты в позднем кампане – раннем маастрихте было компенсировано увеличением скорости юго-восточного дрейфа плиты Феникс.

Таким образом, благодаря детальным исследованиям геодинамики отдельных окраинно-тихоокеанских субконтинентальных мегаблоков, подобных Охотоморскому, можно вносить коррективы в кинематические характеристики океанических плит, рассчитанных другими методами.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, к середине эоцена к юго-востоку от Охотской континентальной окраины Евразийской плиты был сформирован коллизионный **Охотоморский геоблок** площадью около 2,5 млн. кв. км, состоящий из (а) 13 крупных субконтинентальных и континентальных (по параметрам строения земной коры) поднятий (Тайгоносского, Срединнокамчатского, вала Кашеварова, Института океанологии, Северо-Курильского, Восточно-Сахалинского, Южно-Курильского, Академии наук, Охотского, Большерецкого, Абакума, Китаками-Монеронского, Валагинского), собранных воедино с тысячекilометровых пространств Северо-Западной Палеоокеании; (б) двух остаточных (реликтовых) океанических впадин (Северной и Дерюгина) и (в) Хидака-Анивской сутурной зоны с фрагментами литосферы Палео-Хидака океана, закрывшегося в альбе после столкновения Китаками-Монеронского и Восточно-Сахалинского поднятий. В раннем миоцене раскрылась задуговая Южно-Охотская (Курильская) впадина.

В концепции террейновой тектоники Охотоморская коллизионная структура представляет собой очень крупный супертеррейн.

В общем геотектоническом понимании Охотоморская мегаструктура – молодой постэоценовый мезоконтинент (субконтинент), равный по площади трети Австралийского континента, либо трем четвертям Индийского субконтинента.

В результате детального анализа геологии и геодинамики магматических и смежных с ними образований на каждом из составляющих регион поднятий, в пределах Охотоморского мезоконтинента выявлено (а) 14 надсубдукционных (Тайгоносский, Южно-Охотоморский, Китаками-Монеронский, Абакума-Ниппонский, Абакума-Тихоокеанский, Шикотанско-Академический, Камчатско-Кашеваровский, Шмидтовский, Макаровский, Трансохотоморский, Матакотанский, Позднешикотанский, Протокурильский, Курильский) магматических поясов; (б) 4 надкососубдукционных (Шельтингский, Квахонский, Валагинский, Учирский) пояса и (в) один (Алисторский) трансформно-офиолитовый пояс. В разные периоды и эпохи фанерозоя пояса цементировали сочетания из различных поднятий в единые магматические дуги; иногда два пояса одновременно формировались в пределах одной морфоструктуры над встречно падающими зонами субдукции; а на Южно-Курильском поднятии обнаружены фрагменты шести различных магматических дуг.

В итоге в рамках концепции новой глобальной тектоники удалось воссоздать согласованную картину зарождения, развития, дисперсии, перемещения и коллизии отдельных структур в единый субконтинент.

После историко-геотектонического анализа коллаж поднятий коллизионного ядра Охотоморского геоблока (10 из 13 поднятий-микроконтинентов) “разворачивается” в эволюционирующую Z-образную трансокеаническую линейную структуру – **Мегаохотоморский палеолинеамент**, протяженностью 12 тыс. км.

В раннем – среднем палеозое мегалинеамент состоял из Камчатско-Кашеваровского меридионального спредингового центра (протяженность 8-9 тыс. км), ограниченного с севера и юга широтными Тайгоносским (1 тыс. км) и Южно-Охотоморским (2,5 тыс. км) трансформными разломами. В девоне Z-мегаструктура “разлом-хребет-разлом” была унаследована тектонической системой той же формы “дуга-разлом-дуга” с образованием первичных внутриокеанических надсубдукционных поднятий Тайгоносского и Южно-Охотоморского. В начале – середине юры вместе с превращением трансформного разлома в зону косой субдукции возникло узколинейное Камчатско-Кашеваровско-Восточно-Сахалинское надкососубдукционное поднятие. В валанжине появились первые признаки дисперсии (фрагментации) единой трансокеанической Z-структуры, а к середине эоцена завершается коллизия фрагментов Мегаохотоморского палеолинеамента в изометричный Охотоморский геоблок.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов И.П.* О возможном проявлении доостроводужных гранитоидов в фундаменте о.Кунашир и о.Итуруп (Курильские острова) // Геология Тихого океана. Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. Ч. 1. С. 109-110.
- Авченко О.В., Леликов Е.П., Тарарин И.А., Сапин В.И.* Метаморфические породы банки Кашеварова (Охотское море) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294, № 1. С. 190-192.
- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / В.П.Зинкевич, Е.А.Константиновская, Н.В.Цуканов и др. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Баженов М.Л., Буртман В.С., Шахмендян К.В.* Палеомагнетизм верхнемеловых пород о. Шикотан (Малая Курильская гряда) // Геомагнитное поле в фанерозое: Тез. докл. III Дальневост. семинара по палеомагнетизму. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 59-60.
- Безверхний В.Л.* Тектоника континентальных окраин северо-востока России (Охотоморский регион) // Труды Арктического регионального центра. Том 2. Геофизика и тектоника. Владивосток: Дальнаука, 2000. С.166-184.
- Бельий В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Бельий В.Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
- Бельий В.Ф., Котляр И.Н.* Новые данные по геологии западной части полуострова Пьягина (внутренняя зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып.22. Магадан, 1975.С.74-85.
- Бехтольд А. Ф., Семенов Д. Ф.* Новые данные о составе и структуре Шельтингского габбро-перидотитового плутона (о. Сахалин) // Докл. АН СССР. 1978. Т.243, № 2. С.445-448.
- Богатиков О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
- Боданов А.А.* О геологии Перуанских Анд // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т.45, № 2. С.130-151.
- Боданов А.А., Кинг Ф.Б., Муратов М.В.* и др. Проект создания первой международной тектонической карты Земли // Тектонические карты континентов. М., 1967. С. 175-182.
- Боданов Н.А., Добрецов Н.Л.* Охотское океаническое вулканическое плато // 7 Международная конференция по тектонике плит им. Л.П.Зоненшайна: Тез. докл. М.: Научный мир, 2001. С. 498-499.
- Боголепов К.В., Чиков Б.М.* Структурные провинции ложа океанов и принципы их выделения // Геол. и геофиз. 1972. № 12. С. 23-26.
- Бондаренко Г.Е.* Юрско-валанжинский этап в эволюции Камчатки: Автореф. канд. дис. М., 1992. 24 с.
- Бондаренко Г.Е.* Ультраосновные и основные метавулканы Среднего хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т.72, вып. 3. С.32-40.
- Бондаренко Г.Е.* Новые данные по геологии и геохимии мезозойских метавулканитов юга Среднего хребта Камчатки // Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 2. С. 228-231.
- Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б.* Стратиграфия и проблема возраста алисторской и химкинской свит малкинской серии Среднего хребта Камчатки // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1993. № 1. С.37-43.
- Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А.* и др. Изотопный возраст гранатовых плагиогранитоидов Среднего хребта Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т.330, № 2. С.233-236.
- Бондаренко Г.Е., Соколов В.А.* Новые данные о возрасте, структуре и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 6. С.1434-1437.
- Борукаев Ч.Б.* Словарь-справочник по современной тектонической терминологии / РАН.

Сиб. отд-ние. Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. (Тр. ОИГГМ СО РАН; Вып. 840). 69 с.

*Брагина Л.Г.* Позднекампанско-маастрихтские радиолярии острова Шикотан // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока (по результатам радиоляриевых анализов для картирования). Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 203 с.

*Бычков Ю.М., Корнев О.С., Неверов Ю.Л., Нарыжный В.И.* Верхне-норийские отложения в фундаменте Охотоморской плиты // Возраст геологических образований Охотоморского региона и прилегающих территорий. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 6-8.

*Васильев Б.И.* Геологическое строение и развитие Курило-Камчатской системы дуга-желоб: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1980. 41 с.

*Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 108 с.

*Васильев Б.И., Путинцев В.К., Рублев А.Г.* Абсолютный возраст интрузивных пород подводных возвышенностей Охотского моря // Докл. АН СССР. 1984. Т.278, № 6. С.1426-1429.

*Васильев Б.И., Путинцев В.К., Рублев А.Г., Селиванов В.А.* Гранитоиды дна Охотского моря // Изв. АН СССР, сер. геол. 1985. № 5. С.22-29.

*Васильев Б.И., Путинцев В.К., Марковский Б.А., Святогорова Н.Н., Селиванов В.А., Удинцев Г.Б.* Результаты драгирования дна Охотского моря // Советская геология. 1986. № 12. С.100-106.

*Васильковский Н.П.* Геологическая история Восточно-Азиатской системы вулканических поясов // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 427-458.

*Виноградов В.И., Григорьев В.С.* Rb-Sr-возраст пород Срединного выступа Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т. 339, № 5. С. 645-649.

*Вишневская В.С., Бернгард В.В.* Возраст и условия формирования мезозойских кремнистых пород Камчатки // Проблемы геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С.35-41.

*Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е.* Борейальные радиолярии средней юры – раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, №3. С.22-35.

*Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.И.* Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Недра, 1978. 178 с.

*Высоцкий С.В.* Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.

*Высоцкий С.В., Говоров Г.И., Кемкин И.В., Сапин В.И.* Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенезиса // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 6. С.3-15.

*Высоцкий С.В., Пуцин И.К.* Провинция Тонга-Лай // Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. С.224-272.

*Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.* Вулканогенно-осадочные формации геосинклинали поднятй Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.

*Гельман М.Л., Бычков Ю.М., Левин С.Н.* Бониниты Корякского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 32-46.

*Геодекян А.А., Уинцев Г.Б., Баранов Б.В.* и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря // Сов. геология. 1976. № 6. С.12-31.

Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.

Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.

Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.

Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 733 с.

Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1970. 536 с.

Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. Ч.1. М.: Недра, 1970. 432 с.

*Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 164 с.

*Гнибиденко Г.С., Ильев А.А.* О составе, возрасте и скорости сейсмических волн акустического фундамента центральной части Охотского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т.229, № 2. С.431-434.

*Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И.* Основные черты тектоники Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С.3-25.

*Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В.* и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.

*Говоров Г.И.* Новые данные по петрохимической зональности Курильского вулканического пояса // Магм. комплексы Дальнего Востока и их рудоносность : Тез. докл. III Дальневосточного регион. петрограф. Совещания. Хабаровск, 1981. С.70-71.

*Говоров Г.И.* Эволюция магматизма Малой Курильской гряды и петрохимическая зональность Курильской островной системы // Магматизм и металлогения Дальнего Востока: Тез. докл. научно-практической конференции молодых ученых и специалистов Дальнего Востока. Владивосток, 1982. С.22-24.

*Говоров Г.И.* Шошонитовая ассоциация Тихоокеанской окраины Азии // Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм: Тез. докл. I Тихоокеан. школы по морской геологии и геофизике. Владивосток, 1983. С.134-136.

*Говоров Г.И.* Курильский блок // Фундамент тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. С. 140-148.

*Говоров Г.И.* Происхождение вулканических серий островных дуг по петролого-геохимическим данным // Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток: ДВО АН СССР. 1989. С. 89-111.

*Говоров Г.И.* Базальт-андезитовые ассоциации современных островных дуг // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. С. 44-58.

*Говоров Г.И.* Охотоморская провинция // Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. С. 369-401.

*Говоров Г.И.* Геодинамика Малокурильской палеостроводужной системы по геохронологическим и петрохимическим данным // Докл. РАН. 2000. Т. 372, № 4. С.521-524.

*Говоров Г.И., Высоцкий С.В., Бойко С.А.* Первая находка бонинитов на о. Сахалин // Докл. РАН. 1993. Т.331, № 6. С.709-712.

*Говоров Г.И., Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Цветков А.А.* Курильский вулканический пояс // Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. С.123-134.

*Говоров Г.И., Сеница С.М., Игнатьев А.В.* Геохронология и геотектоническое значение раннемезозойских гранитоидов Восточного Охотоморья // Докл. РАН. 2000. Т. 372, № 6. С.794-795.

*Говоров Г.И., Цветков А.А.* Базальтоидный магматизм Малой Курильской гряды // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1985. С.143-170.

*Говоров Г.И., Цветков А.А., Аракелянц М.М.* Магматизм Малой Курильской гряды по геохронологическим и геологическим данным // Докл. АН СССР. 1983. Т.270, № 3. С. 664-668.

*Говоров И.Н., Бадрединов З.Г., Дарькина Л.Н., Тарарин И.А., Говоров Г.И.* Ультраосновные вулканические породы шошонит-латитовой серии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 2. С. 427-431.

*Говоров И.Н., Говоров Г.И.* Калиевые вулканические серии островных дуг // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С.142-161.

*Говоров И.Н., Говоров Г.И.* Петрохимические особенности вулканических ассоциаций Курильской островодужной системы // Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. С.179-185.

*Говоров И.Н., Говоров Г.И., Голубева Э.Д., Василенко Г.П.* Геохимия вулканоплутонических комплексов южной группы Курильских островов // Вулканоплутонические ассоциации зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С.21-37.

*Говоров И.Н., Говоров Г.И., Симащенко В.П., Бадрединов З.Г.* Геохимические корреляции вулканитов активной окраины Азии и Тихого океана // Геохимическая типизация магматических

пород и их геодинамика. Иркутск: СО АН СССР, 1987. С.56-76.

*Голионко Б.Г.* Стрoение и геологическое развитие южной части Курильской островной дуги в позднем мелу-миоцене в связи с субдукцией Тихоокеанской плиты: Автореф. дис. ... канд. геол.- минерал. наук. М., 1992. 23 с.

*Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.

*Горячев А.В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966. 236 с.

*Гранник В.М.* Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 164 с.

*Гранник В.М.* Петрохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 67-86.

*Добрецов Н.Л.* Глаукофар-сланцевые и элогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.

*Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

*Долматов Б.К., Мельникова С.А., Стефанов Ю.М.* Мезозой о. Карагинского: (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187, № 5. С. 1117-1119.

*Ермаков В.А., Левыкин А.И., Злобин Т.К.* Состав и строение земной коры и верхней мантии Курильских островов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 10. С. 18-37.

*Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.

*Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магалян Р., Цуканов Н.В.* Аккреционная структура Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1990. Т.312, № 5. С.1186-1190.

*Злобин Т.К.* Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 1. С. 185-188.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

*Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.

*Зябрев С.В., Брагин Н.Ю.* Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Докл. АН СССР. 1987. Т.297, № 6. С. 1443-1445.

*Иванов В.С., Тарарин И.А., Игнатъев А.В., Азарова Л.И., Недашковская Л.В.* Геохимические особенности глиноземистых гранитоидов Анивского массива о-ва Сахалин // Новые данные по магматизму и металлогении Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1998. С. 22-32.

*Казинцова Л.И.* Возраст кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по данным радиоярий // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 90-96.

*Каменецкий В.С., Соболев А.В., Карпенко С.Ф., Портнягин М.В.* Ультрамафический вулканизм Восточной Камчатки: геохимия и петрология // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. С. 156-196.

*Кемкин И.В., Кемкина Р.А.* Таухинский террейн Южного Сихотэ-Алиня: Строение и условия формирования // Геотектоника. 2000. N 5. С.71-79.

Классификация и номенклатура магматических горных пород / Андреева Е.Д., Богати-ков О.А., Бородаевская М.Б. и др. М.: Недра, 1981. 160 с.

*Кононов М.В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 169 с.

*Корнев О.С., Неверов Ю.Л., Нарыжный В.И., Маляренко А.Д.* О возрасте магматических пород Охотского моря // Возраст геологических образований Охотоморского региона и прилегающих территорий. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 9-15.

*Корнев О.С., Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф.* и др. Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС «Пегас» (21 рейс) // Геологическое строение Охотоморского реги-

она. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С.36-51.

*Косыгин Ю.А., Воронин Ю.А., Борукаев Ч.Б.* и др. Геологическая структура. Опыт формализованного определения и описания. Описание геологических структур // Геол. и геоф. 1967. № 8. С.3-12.

*Косыгин В.Ю., Павлов Ю.А.* Геологическая природа аномального гравитационного поля южной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, № 3. С. 672-675.

*Красилов В.А., Блохина Н.И., Кундышев А.С., Маркевич В.С.* Новые данные о стратиграфии и геологической истории Малой Курильской гряды // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 1. С.177-180.

*Краснов Е.В., Савицкий В.О.* Верхнеюрские коралловые рифы Сахалина и гипотеза дрейфа Японских островов // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209, № 3. С. 659-661.

*Красный М.Л., Неверов Ю.Л., Корнев О.С.* и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21 рейса НИС «Пегас». Препринт. Новоалександровск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981. 20 с.

Кузольский офиолитовый террейн /Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И. и др. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.

*Ланда Э.А., Ляпунов С.М., Марковский Б.А.* Об особенностях распределения редкоземельных элементов в вулканических ультрамафитах // Докл. АН СССР. 1983. Т.272, № 6. С.462-464.

*Ле Пишон К., Франито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 287 с.

*Лебедев М.М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4. С.57-69.

*Леликов Е.П., Маляренко А.Н.* Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.

*Ломизе М.Г.* Сравнительный анализ Арауканского (Анды) и Охотско-Чукотского вулканических поясов // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток: ДВО АН СССР, 1976. С. 182-183.

*Ломизе М.Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма (на материале Кавказа, Карпат, Анд): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1980. 35 с.

*Ломизе М.Г.* Амагматическая начальная фаза субдукции // 7 Международная конференция по тектонике плит им. Л.П.Зоненшайна: Тез. докл. М.: Научный мир, 2001. С. 499-500.

*Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального вулканизма. М.: Недра, 1980. 270 с.

*Магакян Р., Колесов Г.М., Ромашева Т.В., Константиновская Е.А.* Геохимические особенности мелового островодужного магматизма Восточной Камчатки // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. С.114-155.

Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М., 1989. 508 с.

*Маракушев А.А.* Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.

*Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябров С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В.* Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. (Строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.

*Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П.* и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967. 224 с.

*Марковский Б.А., Ротман В.К.* О геосинклинальных меймечитах Камчатки // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196, № 3. С.675-678.

*Марковский Б.А., Ротман В.К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.

*Марченко А.Ф.* О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Хабаровск, 1975. С.234-245.

*Меланхолина Е.Н.* Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда) // Геотектоника. 1978. № 3. С. 128-136.

*Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 434).

*Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики (Соотношения структур океана и континентальной окраины): Автореф. дис. ... д-ра геол.- минерал. наук. М., 1996. 39 с.

*Мишкин М.А.* Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981. 195 с.

*Миясиро А.* Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 243-265.

*Морозов О.Л.* Палеоостроводужная система хр. Пекульней (Центр. Чукотка) // Регион. геодинам. и стратигр. азиат. части СССР. Л., 1992. С.120-172.

*Натальин Б.А., Фор М.* Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С.3-23.

*Неверов Ю.Л.* Петрология щелочных базальтоидов мыса Удачного на острове Танфильева (Малая Курильская гряда) // Тр. СахКНИИ, вып. 25. Новоалександровск, 1970. С. 197-180.

*Неверов Ю.Л., Войнова И.П., Попеко В.А.* Магматические формации Курильской островной дуги // Магматические формации активных окраин континентов. М.: Наука, 1980. С. 24-49.

*Некрасов Г.Е.* Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа // Геотектоника. 1971. № 5. С.37-44.

*Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 157 с.

Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. 141 с.

Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.

*Парфенов Л.М.* Тектоническое положение и природа Охотско-Чукотского вулканического пояса // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С.11.

*Парфенов Л.М.* Некоторые новые аспекты изучения гранитных батолитов // Геол. и геоф. 1980. № 12. С.147-150.

*Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 182 с.

*Парфенов Л.М., Натальин Б.А.* Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т.235, № 5. С.1132-1135.

*Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68-78.

*Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И.* Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С.3-13.

*Парфенов Л.М., Попеко В.А., Попеко Л.И.* Главные структурно-вещественные комплексы о-ва Шикотан и их геологическая природа (Малая Курильская гряда) // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 24-34.

Петрологические провинции Тихого океана / И.Н.Говоров, Э.Д.Голубева, И.К.Пущин и др. М.: Наука, 1996. 444 с.

*Печерский Д.М., Шаниро М.Н.* Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательство абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика земли. 1996. № 2. С.31-55.

*Пискунов Б.Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.

*Пискунов Б.Н., Хведчук И.И.* Новые данные о составе и возрасте отложений острова Моне-рон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 3. С. 647-650.

*Плошко В.В.* Петрография и минералогия океанитов о.Лорд-Хау (Тихий океан). Киев, 1980. 72 с.

*Похилайнен В.П.* Сеноман-туронские осадки Охотского моря // Возраст геологических образований Охотоморского региона и прилегающих территорий. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 4-5.

*Пуцаровский Ю.М.* Принципы тектонического районирования океанов // Геотектоника. 1972. № 6. С. 18-28.

*Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н., Шмидт О.А.* Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей // Геотектоника. 1977. № 5. С.83-94.

*Разницын Ю. Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 108 с. (Тр. ГИН; Вып. 371).

*Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

*Рихтер А.В.* Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 92 с.

*Рождественский В.С.* Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта (остров Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1988. № 3. С.62-71.

*Рождественский В.С.* Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С.76-88.

*Семенов Д.Ф.* Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина). М.: Наука, 1982. 168 с.

*Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.

*Серова М.Я., Братцева Г.М., Синельникова В.Н., Меланхолина Е.Н.* О маастрихт-палеоценовом возрасте зеленской свиты Малой Курильской гряды // Советская геология. 1984. № 4. С.59-63.

*Сиверцева И.А.* О пермской флоре Камчатки // Вестн. Ленингр. ун-та. 1975. № 18, вып. 3. С. 141-145.

*Сиверцева И.А., Смирнов А.Н.* О находке палеозойских спор в метаморфизованных отложениях Камчатки // Геол. и геоф. 1974. № 6. С. 126-128.

*Сидорчук И.А., Ханчук А.И.* Мезозойский глаукофансланцевый комплекс западного склона Срединного хребта на Камчатке // Геология и геофизика. 1981. № 3. С.150-155.

*Синица С.М.* К геологии южной части Срединнокамчатского кристаллического массива // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С.67-76.

*Слодкевич В.В.* Шельтингский перидотит-пироксенит-норитовый расслоенный плутон Восточного Сахалина // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 4. С. 946-949.

*Слодкевич В.В., Леснов Ф.П.* Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона // Материалы по генетической и экспериментальной петрологии. Новосибирск: Наука, 1976. С. 53-63. (Тр. ИГиГ, Вып. 305, Т. 10).

*Соколов А.В., Каменецкий В.С., Кононова Н.Н.* Новые данные по петрологии и геохимии ультрамафических вулканитов Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. №1. С.1694-1709.

*Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корьяско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука. 1992. 187 с.

*Сондерс А.Д., Тарни Д.* Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С.102-133.

*Стрельцов М.И.* Дислокация южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.

Строение зоны разлома Долдрамс. Центр. Атлантика. М., 1991. 224 с.

Строение зоны разлома Зеленого Мыса. Центр. Атлантика. М., 1989. 195 с.

*Тарарин И.А.* Коматиит-базальтоидный комплекс Срединно-Камчатской метаморфической зоны и его место в геологической истории региона // Докл. АН СССР. 1981. № 5. С. 1226-1230.

*Тарарин И.А.* Эволюция метаморфизма в Срединно-Камчатской метаморфической зоне // Тихоокеан. геол. 1988. № 1. С.63-70.

*Тарарин И.А.* Геохимические особенности основных и ультраосновных метаморфических пород Срединнокамчатской метаморфической зоны // Новые данные по петрологии магматиче-

ских и метаморфических пород Камчатки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С.3-22.

*Тарарин И.А., Пуцин И.К., Коновалов Ю.Н.* и др. Зона сопряжения Новогейбридской островодужной системы и разлома Хантер // Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. С.285-322.

Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана /Марков М.С., Пушчаровский Ю.М., Тильман С.М. и др. М.: Наука, 1980. 285 с.

Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии / Парфенов Л.М., Бердников Н.В., Войнова И.П. и др. М.: Наука, 1979. 240 с.

*Теркот Д., Шуберт Ж.* Геодинамика. М.: Мир, 1985. 730 с.

*Удинцев Г.Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., 1972. 392 с.

*Уеда С.* Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980. 214 с.

*Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 164 с.

*Уткин В.П.* Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканоплутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеан. геология. 1999а. Т. 18, № 6. С. 35-58.

*Уткин В.П.* Геодинамические условия синхронных проявлений конседиментационного базальтоидного вулканизма и базит-гипербазитового интрузивного магматизма // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999б. С. 31-48.

*Федорчук А.В., Цуканов Н.В., Ефремова Л.Б., Савичев А.Т.* Океанический магматизм хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1990. № 12. С. 1721-1729.

*Филатова Н.И.* Перикоеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.

*Фролов В.Т., Бурикова И.А., Гуцин А.В.* Зоны высокой магматической проницаемости южной части Малой Курильской гряды // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 5. С.40-46.

*Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В.* и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.

*Фролова Т.И., Бурикова И.А., Фролов В.Т., Гуцин А.В.* Особенности вулканизма Малой Курильской гряды // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, № 4. С. 38-50.

*Хан В.Е.* Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.

*Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.

*Ханчук А.И.* Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.- минерал. наук. М., 1993. 31 с.

*Ханчук А.И.* Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С.5-34.

*Ханчук А.И., Говоров Г.И.* Магматизм и геодинамика Восточносахалинско-Пенжинского линеймента в позднем мезозое // Докл. РАН. 2000. Т.373, № 4. С.516-519.

*Ханчук А. И., Панченко И. В., Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.

*Ханчук А. И., Панченко И. В., Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое// Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218-254.

*Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.М.* Палеомагнитология. М.: Недра, 1982. 312 с.

*Цветков А.А.* Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990. 325 с.

*Цветков А.А., Абрамова Е.Е.* Шошониты Курильской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 2. С. 35-47.

*Цветков А.А., Говоров Г.И., Цветкова М.В., Аракелянц М.М.* Эволюция магматизма Малокурильской гряды в системе Курильской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 11-27.

*Цветков А.А., Суханов М.К., Говоров Г.И.* Закономерности развития магматизма современных и палеостровных дуг (на примере Курильской и Северо-Кавказской) // Океанический магматизм – эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С.185-217.

*Черна З. де.* Мексика // Энциклопедия региональной геологии мира. Л.: Недра, 1980. С.300-307.

*Шанцер А.Е.* Кайнозойское развитие Камчатки – формирование и деструкция нестабильных орогенических поднятий // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 109-164.

*Шапиро М.Н.* Геосинклинальное развитие Камчатки во второй половине мела // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 54-108.

*Шило Н.А., Белый В.Ф., Сидоров А.А.* Вулканогенные пояса в Восточной Азии – проблемы тектоники, магматизма и металлогении // Геол. и геоф. 1974. № 5. С. 70-88.

Шкала геологического времени / У.Б.Харленд, А.В.Кокс, П.Г.Ллвеллин и др. М.: Мир, 1985. 140 с.

*Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И.* Фундамент тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.

*Шульдинер В.И., Ханчук А.И., Сидорчук И.А.* и др. Два типа домезозойского метаморфизма в Срединном хребте Камчатки // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 2. С. 446-450.

*Шульдинер В.И., Щека С.А., Ханчук А.И., Высоцкий С.В., Говоров Г.И.* Влияние фундамента на островодужный вулканизм западной окраины Тихого океана // Строение и динамика переходных зон: Тез. докл. Межд. симпозиума. Сочи, 1983. С. 78-79.

*Щека С.А.* Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 2. С.444-447.

*Щека С.А., Вржосек А.А.* Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматитов // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С.3-15.

*Эрих Э.Н., Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш.* Меймечиты Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 2. С.3-10.

*Юркова Р.М.* Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 166 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 464).

*Bacon C.R., Bruggman P.E., Christiansen R.L., Clyne M.A., Donnelly-Nolan J.M., Hildreth W.* Primitive magmas at five cascade volcanic fields: melts from hot, heterogeneous sub-arc mantle // The Canadian Mineralogist. 1977. Vol. 35. P. 397-423.

*Bazhenov M.L., Burtman V.S.* Upper Cretaceous paleomagnetic data from Shikotan Island, Kuril Arc: Implications for plate kinematics // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. 122. P. 19-28.

*Ben-Avraham Z., Uyeda S.* Entrapment origin of marginal seas // Amer. Geophys. Un./Geol. Soc. Amer. Geodinamics Series. 1982. 11. P.91-104.

*Bloomer S.H.* Geochemical characteristics of boninite- and tholeiite-series volcanic rocks from the Mariana forearc and the role of an incompatible element-enriched fluid in arc petrogenesis // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 1987. N 215. P. 151-164.

*Bondarenko G.E., Sokolov S.U., Kuznetsov N.B.* Transformation the mafic crust to sialic one at plate convergent border (for example of Kamchatka) // L.P.Zonenshain memor. confer. on plate tectonics. Abstr. Moscow, 1993. P. 41-42.

*Boninites* /Ed. A.J. Crawford. L.: Unwin Hyman, 1989. 465 p.

*Cameron W. E., McCulloch M. T., Walker D. A.* Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 65. P. 75 - 89.

*Chase C.* Extension behind island arcs and motions relative to hot-spots // J. Geophys. Res. 1978. 83. P. 5385-5387.

*Dick H. J. B., Bullen T.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpinatype peridotites and spatially associated lavas // Contribs Mineral. Petrol. 1984. V. 86. pp. 54 - 76.

- Dickinson W.R., Hatherton T.* Andesite volcanism and seismicity around the Pacific // Science. 1967. Vol. 157, N 3. P. 801-803.
- Dietrich V.J., Gansser A., Cameron W.E.* Palaeogene komatiites from the ultramafic part of the Gorgona ophiolites (Colombia) // Amer. Sci. 1980. Vol. 33, N 2. P. 351-354.
- Dietrich V.J., Gansser A., Sammerauer J.* et al. Palaeogene komatiites from Gorgona island, East Pacific – a primary magma for ocean floor basalts? // Geochem. Journ. 1981. Vol. 15. P. 141-161.
- Echeverria L.M.* Gorgona island, Colombia: field relation and geochemistry // Contrib. to miner. and petrol. 1980. Vol. 73. P. 253-259.
- Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.C.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 1985. Vol. 206. 59 p.
- Forsyth D., Uyeda S.* On the Relative Importance of the Driving Forces of Plate Motion // Geophysical Journal, Royal Astronomic Society. 1975. Vol. 43, N 1. P.163-200.
- Geological map of Japan, 1 : 1000000. 3rd ed. Geol. Surv. Japan, 1992.
- Gill J.B.* Orogenic Andesites and Plate Tectonics: Minerals and rocks. New York: Springer-Verlag, 1981. 390 p.
- Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the Western Pacific and its margin// Tectonophysics. 1977. V. 38, N 1-2. P. 78-92.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K.* et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkalin plutons// Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 3-4. P. 231-239.
- Imaizumi M., Ueda J.* On the K-Ar ages of the rocks in the Kamuikotan metamorphic rocks// J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol. 1981. Vol. 76, N 3. P. 88-92.
- Johnson M., Rutherford M.* Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks // Geology. 1989. Vol. 17, N 9. P. 837-841.
- Kato M.* Pre-Cretaceous Rocks in Hokkaido // Pre-Cretaceous terranes of Japan. Osaka: Nihon-Insutsu, 1990. P.281 -283.
- Kawamura M., Kato M.* et al. Southern Kitakami Terrane // Pre-Cretaceous terranes of Japan. Osaka: Nihon-Insutsu, 1990. P. 249-265.
- Kemkin I.V., Kemkina R.A.* Structure and genesis of the Taukha Mesozoic accretionary prism (southern Sikhote-Alin, Russia) // Geodiversitas. 2000. Vol. 22, N 4. P. 481-491.
- Kiminami K., Komatsu M., Niida K., Kito N.* Tectonic divisions and stratigraphy of the Mesozoic rocks of Hokkaido, Japan // Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. N 31. P. 1-15.
- Kiminami K., Miyashita S., Kimura G.* et al. Mesozoic rocks in the Hidaka belt - Hidaka Supergroup // Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. N 31. P. 137-155.
- Kito N.* Stratigraphic relation between greenstones and clastic sedimentary rocks in the Kamuikotan Belt, Hokkaido, Japan // Jour. Geol. Soc. Japan. 1987. 93. P. 21-35.
- Kuno H.* Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas // Bull. Volcanol. 1959. Vol. 20, N 2. P.37-76.
- Kuno H.* Origin of andesite and its bearing on the island arc structures // Bull. Volcanol. Ser. 2. 1968. Vol. 32. P. 141-176.
- Lee D.E., Kister R.W., Friedman I., Van Loenen R.E.* Two mica granites of Northeasterly Nevada// Journ. Geophys. Res. 1981. V.86, N B11. P.10607-10616.
- Mariyama S., Iozaki Y., Kimura G., Terabayashi M.* Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. N 6. P.121-142.
- Mariyama S., Seno T.* A review of paleogeographic reconstructions of Asia and its environs back to the Permian – toward the understanding of the Wilson cycle // Microplates: Current view of microplate tectonics and paleogeographic map of the Western Pacific region. Tokyo, 1989. P.135-177. (Rep. Inst. Kuroshio Shere, Kochi Univ. Spec. Ser.; N 4).
- Minoura K.* The Pre-Cretaceous Geology and Tectonics of Northern Kitakami Region // Pre-

Cretaceous terranes of Japan. Osaka: Nihon-Insutsu, 1990. P. 267-279.

*Mitchell J.G., Plate D.W., Murton B.J.* et al. Equilibrium state of diopside-bearing harzburgites from ophiolites: Geobarometric and geodynamic implications // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. Vol. 85. P.391-403.

*Moberly R.* Origin of lithosphere behind island arc with reference to the western Pacific // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1978. Vol. 132. P.35-55.

Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan (Geology and Tectonics of Hokkaido) 1986. N 31. 518 p.  
*Nagata M., Kito N., Niida K.* The Kumaneshiri Group in the Kabato Mountains: the age and nature as an Early Cretaceous volcanic arc // *Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan.* 1986. N 31. P. 63-79.

*Nozawa T.* Radiometric age map of Japan. Granitic rocks. Geol. Survey of Japan. 1975.

**Parfenov L.M., Voinova I.P., Natalin B.A., Semenov D.F.** Geodinamics of North-Eastern Asia in mesozoic and cenozoic time and the nature of volcanic belts // *Journ. Phys. Earth.* 1978. V. 26, suppl. P. S503-S525.

*Peacoc M.A.* Classification of igneous rock series // *J. Geol.* 1931. Vol. 39, N 1. P.54-67.

Plate-tectonic map of the Circum-Pacific region. Pacific basin sheet / Circum-Pacific Council for Energy and Miner. Resur. Tulsa (Okla.), 1984.

Plate-tectonic map of the Circum-Pacific region. Northwest quadrant / Circum-Pacific Council for Energy and Miner. Resur. Tulsa (Okla.), 1987.

Pre-Cretaceous terranes of Japan / Eds. K.Ichikawa et al., Osaka: Nihon-Insutsu, 1990. 413 p. (Publ. of OGCP Project N 224).

*Rubenstein J.L.* Geology and geochemistry of Early Tertiary submarine rocks of the Aleutian islands and their bearing on the development of the Aleutian arc: Ph. D. Thes. Ithaca (N. Y.), 1985. 350 p.

*Ringwood A.E.* The petrological evolution of island arc systems // *J. Geol. Soc.* 1974. V.130, N 2. P.183-204.

*Ringwood A.E.* Composition and petrology of the Earth's mantle. N.Y.: McGraw-Hill, 1975. 618 p.

*Rogers G., Saunders A.D.* Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: implications for magmatism associated with ridge-trench collision // *Boninites* /Ed. A.J. Crawford. L.: Unwin Hyman, 1989. P.416-445.

*Saito Y., Hashimoto M.* South Kitakami Region: an allochthonous terrane in Japan // *Jour. Geophy. Res.*, ser. B. 1982. 87. P. 193-207.

*Sakakibara M., Niida K., Toda H.* et al. Nature and tectonic history of the Tokoro belt // *Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan.* 1986. N 31. P. 173-187.

*Saunders A.D., Rogers G., Marriner G.F.* et al. Geochemistry of Cenozoic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of post-subduction magmas // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1987. Vol. 32, N 1-3. P. 223-245.

*Shibata K., Matsumoto T., Yanagi T., Hamamoto R.* Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan // *Contrib. Geol. Time Scale, Am. Assoc. Pet. Geol.* 1978. P.143-164.

*Tsuchiya N., Miki J., Nishikawa J., Hashimoto M.* Cretaceous plutonic rocks in southwestern Hokkaido – continental margin type magmatism related to the subduction in Cretaceous time // *Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan.* 1986. N 31. P. 33-50.

*Vishnevskaya V.S., Bogdanov N.A., Bondarenko G.E.* Middle jurassic to early cretaceous radiolaria from the Omgon Range, (Western Kamchatka) // *Ophioliti.* 1999. V. 24, N 1. P.31-42.

*Vysotskiy S.V., Govorov G.I., Kemkin I.V., Sapin V.I.* Boninitic Ophiolite Assemblage on Eastern Sakhalin Island: Geology and Petrogenesis // *Geol. of Pac. Ocean.* 2000. Vol. 15. P. 1067-1090.

*Vysotskiy S.V., Kemkin I.V., Govorov G.I.* New data on the age of the East Sakhalin Paleozoic (from the radiolarian data) // 5th Zonenshain conference on plate tectonics. Programme and Abstracts. Moscow, 1995. P. 208-209.

*Watts A.B., Weissel J.K., Larson R.L.* Sea-floor spreading in marginal basins of the western Pacific // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 37. P. 167-182.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение .....	3
<b>Глава 1.</b> Некоторые закономерности развития магнепродуктивных субдукционных систем как методико-теоретическая основа для пространственно-временных палеотектонических реконструкций Азиатско-Тихоокеанского сегмента Земли .....	6
1.1. Условия локализации кайнозойских магматических пород островодужной ассоциации и выявление древних магматических поясов. Возникновение магматических поясов в субдукционных системах; положение и роль магматических поясов в структурах магматических дуг .....	7
1.2. Специфика надсубдукционного магматизма Тихоокеанского сегмента Земли .....	9
1.3. Некоторые геодинамические модели существования и взаимодействия субдукционных и спрединговых систем в пространстве и времени .....	14
1.3.1. Перемещение в пространстве деструктивных границ литосферных плит и движение материка Евразии в мелу- кайнозое .....	14
1.3.2. Силы, приводящие в движение литосферные плиты. Автономные и компенсационные спрединговые системы .....	15
1.3.3. Особенности геодинамики и магматизма обстановок схождения и столкновения зон спрединга и субдукции .....	17
1.4. Примеры геолого-геодинамического анализа при палинспастических реконструкциях регионов с фрагментами ископаемых магматических дуг .....	21
1.4.1. Движение, столкновение и эволюция магматизма крупных поднятий .....	21
1.4.2. Мел-палеоценовая геодинамическая эволюция Южно- Курильского поднятия на пространстве Северо-Западной Палеоокеании .....	24
1.5. Особенности геодинамики и магматизма кососубдукционных энсиматических островодужных систем либо их сегментов .....	28
1.5.1. Магматизм и геодинамика Командорско-Ближнеостровного сегмента Алеутской дуги .....	29
1.5.2. Бониниты - магматические индикаторы внутриокеанических высокоскоростных зон косой субдукции. Кинематика кососубдукционных энсиматических магматических дуг .....	33
1.6. Геодинамика магматических дуг и некоторые методические приемы при построении палеотектонических реконструкций в Азиатско-Тихоокеанском регионе .....	37
<b>Глава 2.</b> Тектоническое районирование и размещение линеаментов магма- тических поясов на структурах Охотско-Курильского бассейна .....	39

Глава 3. Геолого-геодинамическая характеристика магматических поясов на структурах Охотско-Курильского бассейна .....	60
3.1. Магматические пояса Южно-Охотоморского тектонического палеолинеамента .....	60
3.1.1. Южно-Охотоморский магматический пояс .....	60
3.1.2. Академический магматический пояс .....	63
3.1.3. Магматические пояса Малокурильской палеоостроводужной системы и их геодинамика по геохронологическим и геолого- петрохимическим данным .....	65
3.2. Магматические пояса Камчатско-Кашеваровского тектонического палеолинеамента .....	87
3.2.1. Спрединговый этап развития Камчатско-Кашеваровского линеамента. Колпаковское синспрединговое вулканогенно-терригенное плато .....	93
3.2.2. Алисторский трансформно-офиолитовый магматический пояс .....	93
3.2.3. Квахонский магматический пояс .....	98
3.2.4. Камчатско-Кашеваровский магматический пояс .....	102
3.2.5. Макаровский магматический пояс .....	106
3.3. Постаккреционные магматические пояса Охотско-Курильского бассейна .....	107
3.3.1. Трансохотоморский магматический пояс .....	107
3.3.2. Протокурильский магматический пояс .....	109
Глава 4. Магматические пояса островного и континентального обрамления Охотского бассейна .....	112
4.1. Магматические пояса Северо-Западного Приохотоморья .....	112
4.1.1. Тайгоносский магматический пояс .....	112
4.1.2. Удский магматический пояс .....	114
4.1.3. Охотский магматический пояс .....	114
4.2. Магматические пояса Хоккайдо-Сахалинской системы и Северо-Восточного Хонсю .....	115
4.2.1. Главные черты геологического строения Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы .....	115
4.2.2. Северо-ниппонские магматические пояса .....	121
4.2.3. Магматические пояса Восточно-Сахалинской островодужной системы .....	125
4.3. Валагинский магматический пояс Восточной Камчатки .....	153
Глава 5. Формирование коллизийной структуры Охотоморского геоблока в рамках концепции тектоники плит .....	160
Заключение .....	187
Литература .....	189

## CONTENTS

INTRODUCTION .....	3
Chapter 1. Some regularities of development of the magmaproducing subduction systems as methodical and theoretical basis for space and time paleotectonic reconstructions of the Asian-Pacific segment of the Earth .....	6
1.1. Conditions of localization of Cenozoic magmatic rocks from an island-arc association and revelation of ancient magmatic belts. Origin of magmatic belts in subduction systems, their position and significance in the magmatic arcs structures .....	7
1.2. The peculiarities of the suprasubduction magmatism of the Pacific segment of the Earth .....	9
1.3. Some geodynamic models of existence and interaction of subduction and spreading systems in space and time .....	14
1.3.1. Displacement of converging plate boundaries and motion of continent of Eurasia in Cretaceous – Cenozoic time .....	14
1.3.2. Forces resulting in motion of lithospheric plates. Autonomous and compensatory spreading systems .....	15
1.3.3. Main features of geodynamics and magmatism of convergence and collision environments of spreading and subduction zones .....	17
1.4. Examples of the geodynamic analysis at palinspastic reconstructions of regions containing fragments of ancient magmatic arcs .....	21
1.4.1. Motion, collision and magmatic evolution of large uplifts .....	21
1.4.2. Cretaceous-Paleocene geodynamic evolution of the South-Kuril rise in the Northwest Paleopacific area .....	24
1.5. Particularities of geodynamics and magmatism of oblique-subduction ensimatic island-arc systems or their segments .....	28
1.5.1. Magmatism and geodynamics of Komandorskiy-Blichneostrovnoy segment of the Aleutian arc .....	29
1.5.2. Boninites as magmatic indicators of interoceanic high-speed zones of oblique subduction .....	33
1.6. Geodynamics of magmatic arcs and some methodical techniques at paleotectonic reconstructions in Asian – Pacific region .....	37
Chapter 2. Tectonic zoning and location of lineaments of magmatic belts on structures of the Okhotsk-Kuril basin .....	39
Chapter 3. Geological and geodynamic characteristics of magmatic belts on structures of the Okhotsk-Kuril basin .....	60
3.1. Magmatic belts of the South-Okhotsk-Sea tectonic paleolineament .....	60
3.1.1. South-Okhotsk-Sea magmatic belt .....	60
3.1.2. Academic magmatic belt .....	63

3.1.3. Magmatic belts of the Small-Kuril paleoarc system and their geodynamics from the geochronological and petrochemical data .....	65
3.2. Magmatic belts of the Kamchatsko-Kashevarovskiy tectonic paleolineament .....	87
3.2.1. Spreading stage of development of the Kamchatsko-Kashevarovskiy lineament. Kolpakovskoye sinspreading volcanoterrigenous plateau ..	93
3.2.2. Alistorskiy magmatic belt of transform ophiolites .....	93
3.2.3. Kvakhonskiy magmatic belt .....	98
3.2.4. Kamchatsko-Kashevarovskiy magmatic belt .....	102
3.2.5. Makarovskiy magmatic belt .....	106
3.3. Postaccretionary magmatic belts of the Okhotsk-Kuril basin .....	107
3.3.1. Transokhotsksea magmatic belt .....	107
3.3.2. Protokuril magmatic belt .....	109
Chapter 4. Magmatic belt of an island and continental framing area of the Okhotsk basin .....	112
4.1. Magmatic belts of Northwest region .....	112
4.1.1. Taigonoskiy magmatic belt .....	112
4.1.2. Udskiy magmatic belt .....	114
4.1.3. Okhotskiy magmatic belt .....	114
4.2. Magmatic belts of Hokkaido-Sakhalin system and Northeast Honshu ...	115
4.2.1. Main features of a geological structure of the Hokkaido-Sakhalin fold system .....	115
4.2.2. North-Japan magmatic belts .....	121
4.2.3. Magmatic belts of the East-Sakhalin island-arc system .....	125
4.3. Valaginskiy magmatic belt of East Kamchatka .....	153
Chapter 5. Formation of collisional structure of the Okhotsk Sea geoblock within the framework of the plate-tectonic concept .....	160
CONCLUSIONS .....	187
REFERENCES .....	189