



На правах рукописи

Говоров Георгий Иванович

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

25.00.03 – геотектоника и геодинамика

Автореферат диссертации  
на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Иркутск  
2005

**Работа выполнена** в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН, г. Владивосток

**Официальные оппоненты:**

доктор геолого-минералогических наук Рассказов Сергей Васильевич;  
доктор геолого-минералогических наук, профессор Владимиров Александр Геннадьевич;  
доктор геолого-минералогических наук Мишин Леонид Федорович

**Ведущая организация:** Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

**Защита состоится** 20 октября 2005 г. в 9:00 час. на заседании Диссертационного совета Д 003.022.02 при Институте земной коры СО РАН; адрес: 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, ИЗК СО РАН

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Иркутского научного центра СО РАН; адрес: 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128

**Отзывы**, заверенные гербовой печатью учреждения, в двух экземплярах просим направлять на имя ученого секретаря Дисс. совета по адресу: 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, ИЗК СО РАН

**Автореферат разослан** 7 сентября 2005 г.

Ученый секретарь  
Диссертационного  
совета, к.г.-м.н.

Ю.В. Меньшагин

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

**Актуальность темы.** В последние десятилетия для построения петролого-геодинамических моделей формирования окраин континентов и океанов объектом изучения является коллаж разнородных тектонических элементов тихоокеанского обрамления, крупный сегмент которого составляет Охотоморский регион (Охотское море и окружающие его структуры). Результаты драгирования показали, что выходы акустического фундамента положительных морфоструктур дна Охотского моря, как и наземные территории его обрамления, насыщены полихронными палеозойско-кайнозойскими комплексами изверженных пород известково-щелочного типа, характерными для современных надсейсмофокальных (надсубдукционных) магматических поясов (дуг), трассирующих границы конвергенции (субдукции) литосферных плит и в значительной мере определяющих строение и эволюцию активных окраин океана. Естественно полагать, что магнасыщенные тектонические элементы дна моря и его обрамления сложены фрагментами древних магматических поясов и, таким образом, решение проблемы происхождения и формирования последних открывает возможность воссоздания геологической истории азиатской окраины Тихого океана.

**Цель и задачи.** Цель настоящей работы – распознать условия, время и место формирования магматических поясов Охотоморского региона и, тем самым, его развитие как единой геотектонической структуры с позиций современного мобилизма.

Поскольку регион насыщен полихронными комплексами изверженных пород известково-щелочного типа, характерными для надсубдукционных поясов, для достижения цели были поставлены и последовательно решены три основные группы задач. – **1.** Установление генетических связей тектонического и магматического развития структур, приуроченных к конвергентным границам литосферных плит на примере кайнозойских активных окраин Тихого океана; выделение тектонотипных магматических ассоциаций-индикаторов геодинамических обстановок ортогонального (фронтального) и косого (субтрансформного, трансдукционного) характеров субдукции. **2.** Выявление и реконструкция линеаментов, принадлежащих надсубдукционным магматическим поясам; составление схемы магматических поясов Охотоморского региона; определение различными методами основных геолого-геодинамических характеристик магматических поясов: хронологических границ магматической активности пояса, типа субдукции (ортогональный или косой), направления падения сейсмофокальной поверхности (палеозоны субдукции), палеошироты и т.д. **3.** Реконструкция морских палеобассейнов, ограничивавшихся поднятиями выявленных магматических дуг; построение для палеозоя – раннего кайнозоя палеотектонических схем, иллюстрирующих этапы формирования структуры Охотоморского региона на основе согласования геолого-геодинамических характеристик магматических поясов, кинематических параметров литосферных плит Палеоокеана и других региональных геологических данных.

**Фактический материал и методы исследований.** Основу диссертации составили данные автора, полученные в результате работ, проводимых с 1977 года на островах Большой и Малой Курильских гряд, Сахалине, Камчатке, в Корякии, а также в морских геолого-геофизических экспедициях в Охотском и Филиппинском морях. Ряд образцов был передан в коллекцию автора для исследований Б.И. Васильевым, Г.С. Гнибиденко, И.П. Аверьяновым и А.И. Абдурахмановым. Кроме того, использовался обширный литературный материал по геологии, стратиграфии,

магматизму, геохронологии и тектонике структурно-вещественных комплексов Охотоморского региона.

Для создания целостной картины строения и формирования Охотоморского региона основным методом послужил структурно-вещественный анализ породных комплексов. Для выявления геолого-петрологической специфики магматических поясов и их возраста проводились прежде всего изучение состава и геохронометрия изверженных пород. Химический состав пород и содержания микроэлементов группы железа определялись в ДВГИ ДВО РАН соответственно методом “мокрой” химии (аналитики С.П. Славкина, Л.И. Алексеева, Т.И. Макарова, С.П. Баталова) и количественного спектрального анализа (аналитики Т.В. Сверкунова, Э.Д. Голубева, Л.И. Азарова, Т.К. Бабова), содержания редких элементов – рентген-радиометрическим методом в Институте химии ДВО РАН (аналитики В.В. Коваленко и Л.Г. Арефина) и ПГО “Приморгеология” (аналитик М. Войтышина). В ИЗК СО РАН был получен многоэлементный состав 30 проб, проанализированных методом ИСП-МС. Для 5-ти образцов Малокурильской островодужной системы был определен изотопный состав Nd и Sr (аналитик Д.З. Журавлев, ИМГРЭ). Изотопный возраст пород был получен K-Ar 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).

**Основные защищаемые положения.** **1.** Основу геологического строения альбско-палеоценовой Малокурильской палеоостроводужной системы (осевая зона Южно-Курильского поднятия) составляют структурно-вещественные комплексы трех магматических поясов: (1) Раннешикотанского, альб-сантонского; (2) Матакотанского, кампан-датского, и (3) Позднешикотанского, маастрихт-палеоценового. Для 1 и 3 поясов установлена северная полярность палеосейсмофокальных зон, для 2 – южная. По геохимическим (Nd-Sr-изотопия) данным, Малокурильская система была заложена на литосферном фундаменте палеозойско-мезозойского гранитоидного Южно-Охотоморского пояса.

**2.** В результате геохронологических и геолого-геодинамических корреляций фанерозойских магматических образований дна Охотского моря и его обрамления в регионе выделяется 15 магматических поясов: 1) Китаками-Монеронский, 2) Тайгоносский, 3) Южно-Охотоморский\*, 4) Квахонский, 5) Камчатско-Кашеваровский\*, 6) Шельтингский\*, 7) Токоро-Озерский, 8) Учирский, 9) Шикотанско-Академический\*, 10) Матакотанский\*, 11) Позднешикотанский\*, 12) Макаровский\*, 13) Трансохотоморский\*, 14) Курильский и 15) Валагинский. Для всех поясов определены время формирования и полярность. Отмеченные \* пояса выделены впервые.

**3.** Закрытие Палео-Хидака-океана, начавшееся в позднем валанжине, завершилось альбским столкновением Китаками-Монеронского и Восточно-Сахалинского поднятий на западе Охотоморского региона. А современный структурный план Северо-Охотоморского региона определяется альб-туронским столкновением Камчатско-Кашеваровской палеодуги с дрейфовавшим в составе плиты Кула океанским плато. В результате надсубдукционный магматический линеамент был фрагментирован и приобрел форму петли, в центре которой оказалось коллизировавшее с дугой поднятие Охотско-Большерецкого геоблока, для которого предполагается внутриокеаническое вулканогенное происхождение.

**4.** В кампане – палеоцене Южно-Охотоморский регион развивался как внутриокеаническое море с активными окраинами и субширотной срединной спрединговой системой. С запада Палеоохотский бассейн ограничивался Озерской и

Учирской магматическими дугами (Восточно-Сахалинское поднятие), с юга – дугами Матакотанской и Позднешикотанской (Южно-Курильское поднятие), с севера – поднятием Трансохотоморской дуги. Отмирание в конце палеоцена срединно-бассейнового рифта спровоцировало северный дрейф Южно-Курильского поднятия и привело к закрытию Палеоохотского бассейна с образованием Охотоморского геоблока в середине эоцена.

**5.** Нарушения зональности – появление калиевых магм во фронтальных зонах дуг – обусловлены латеральным перемещением флогопитизированных блоков конвектирующей астеносферы от тыловых зон в сторону желоба. Во встречносубдукционных островодужных системах типа Малокурильской образование шшонитовых магм происходит в результате флюидного привноса в субстраты большого количества Rb, K и Ba, сконцентрированных в узком мантийном клине между двух плотных малопроницаемых слэбов. Напротив, в моносубдукционных приокеанических системах типа Курильской выплавление шшонитов – спорадический феномен, так как металлоносные флюиды рассеиваются в большом объеме поддугово-задуговой конвектирующей астеносферы.

**Научная новизна.** **1.** Впервые для региона на основе актуалистических подходов, предлагаемых новой глобальной тектоникой, обобщены и применены методические принципы выявления палеомагматических поясов, принимавших участие в геодинамической эволюции Охотоморского геоблока. **2.** Представлены обоснования для выделения в регионе 8 не выявленных ранее магматических поясов. **3.** Выявлена бонинитовая специфика продуктов вулканизма для кососубдукционных энсиматических островодужных систем. **4.** По изотопным данным определена "энсиалическая" природа базальтоидов Малокурильской палеоостроводужной системы. **5.** Впервые в регионе выявлены встречносубдукционные Малокурильская, Озерско-Учирская и Валагинская палеоостроводужные системы, обладающие типовыми геохимическими чертами магматизма. **6.** В рамках концепции тектоники плит предложена одна из первых согласованная целостная картина генезиса крупной окраинноморской области площадью 2,5 млн кв км.

**Практическое значение.** **1.** Впервые составлена схема фанерозойских магматических поясов Охотоморского региона, включая его подводную территорию. **2.** В Восточно-Сахалинских горах и на островах Малой Курильской гряды, по палеонтологическим и геохронологическим данным, установлен возраст ряда впервые выделяемых и известных ранее стратиграфических и литолого-петрографических подразделений. **3.** Результаты работы использовались (Малая Курильская гряда) и могут быть использованы в практике геологического картирования отдельных площадей региона.

**Вклад автора в работу.** Фактический материал из регионов, обрамляющих Охотский бассейн, включая подводные области мегаподнятия Курильских островов, был получен и обработан преимущественно автором; научные выводы, предлагаемые к защите, впервые отражены в публикациях автора (см. публикации 4, 5, 8, 16, 19, 23, 25, 26, 28-32 и др. в списке работ по теме диссертации).

**Публикации и апробация работы.** Сформулированные выводы и фактические данные изложены в 38 публикациях, в том числе в одной авторской монографии. Сообщения о результатах исследований доложены на Международном симпозиуме по строению и геодинамике переходных зон (Сочи, 1983), 5-й Международной конференции по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна (Москва, 1995), Всесоюзном совещании по геохимической типизации магматических пород и их геодинамике

(Иркутск, 1987), 1-й Тихоокеанской школе по морской геологии и геофизике (Владивосток, 1983), Всероссийском совещании "Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Северной Пацифики" (Магадан, 2003), Всероссийском совещании "Напряженное состояние литосферы, ее деформация и сейсмичность" (Иркутск, 2003), а также региональных научных совещаниях и заседаниях Ученого совета ДВГИ ДВО РАН.

**Структура диссертации.** Диссертация состоит из "Введения", шести глав основного текста и "Заключения". Диссертация, общим объемом 291 страницу, включает 55 иллюстраций, 32 таблицы (таблицы из текста вынесены в приложение) и список литературы, насчитывающий 306 наименований.

В Главе 1 "Некоторые закономерности развития магнепродуктивных субдукционных систем как методико-теоретическая основа для пространственно-временных палеотектонических реконструкций Азиатско-Тихоокеанского сегмента Земли" на основе анализа геодинамики и состава изверженных пород преимущественно кайнозойских магматических поясов определены актуалистические принципы выделения их палеоаналогов и обсуждается методология связанных с магматизмом реконструкций зон сочленения континент-океан.

В Главе 2 "Тектоническое районирование и размещение линейментов магматических поясов на структурах Охотско-Курильского бассейна" приведены материалы по расположению структур на морской территории и предварительно выделены пояса на подводных поднятиях региона в основном по данным изотопного датирования магматических пород.

В Главе 3 "Геолого-геодинамическая характеристика магматических поясов на структурах Охотско-Курильского бассейна" представлены обоснования для выделения и дано описание магматических поясов, расположенных на подводных поднятиях и в Срединнокамчатском хребте.

В Главе 4 "Магматические пояса островного и континентального обрамления Охотского бассейна" выделены и охарактеризованы пояса западного и северного обрамления Охотского моря.

В Главе 5 "Происхождение вулканических серий магматических поясов охотоморских островных дуг по петрогеохимическим и геодинамическим данным" анализируется петрогеохимический материал по вулканическим сериям разных геохимических зон островных дуг и рассматривается влияние надслэбовой конвекции астеносферы на особенности геохимической зональности вулканических поясов.

Глава 6 "Формирование структуры Охотоморского геоблока в рамках концепции тектоники плит" посвящена разработке модели формирования структуры всего Охотоморского региона (геоблока) на основе согласования геолого-геодинамических характеристик магматических дуг, кинематических параметров литосферных плит Палеопацифики и других региональных геологических данных.

Работа выполнена в лаборатории региональной геологии и тектоники ДВГИ ДВО РАН и является частью плановых исследовательских программ института по геологии, магматизму и рудоносности зоны перехода континент-океан.

В ходе экспериментальной и творческой работы над диссертацией автор с благодарностью пользовался советами и помощью А.И. Абдурахманова, И.П. Аверьянова, З.Г. Бадрединава, 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. Симащенко, 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, постоянно поддерживавших и конструктивно обсуждавших исследования и их результаты, а также Т.М. Михайлик, оказавшей неоценимую помощь в оформлении рукописи.

### ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

В работе в состав Охотоморского геоблока включаются тектонические элементы дна Охотского моря, главными из которых являются поднятия Охотского свода, Большерецкое, вала Кашеварова, Института океанологии и Академии наук СССР, впадины ТИНРО, Дерюгина и Южно-Охотская, а также структуры островного и континентального обрамления моря – поднятия Восточно-Сахалинское, Кони-Тайгоносское, Срединнокамчатское, Восточно-Камчатское, Северо-Курильское, Южно-Курильское и Китаками-Монеронское.

В соответствии с принципами актуализма и на основе анализа геодинамики кайнозойских и, отчасти, мезозойских магматических поясов островных дуг и активных окраин континентов в работе приняты понятие магматического пояса, а также ряд известных из литературы методически разработанных и априорных правил, необходимых для выявления палеопоясов и определения палеотектонической позиции древних магматически активных или пассивных структур относительно друг друга (правила 6 и 8 предложены и частично обоснованы автором).

1. Магматический пояс (палеопояс) – линейная региональная (трансрегиональная) зона, сложенная преимущественно низкотитанистыми (<1,4 % TiO<sub>2</sub>) андезитовидно-базальтоидными (включая интрузивные фации) магматическими и (или) вулканогенно-осадочными породными комплексами, сформированными в надсубдукционной обстановке. Древние магматические пояса, как и кайнозойские, формировались в пределах надсубдукционных линейных поднятий в процессе субдукции океанической плиты под окраину континента либо островную дугу. Одной погружающейся литосферной пластине и периоду ее субдукции соответствуют один магматический пояс и период его формирования. Магматический пояс – главный вещественный элемент надсубдукционного поднятия магматической дуги; но в структуру последней также включаются фрагменты океанической коры, аккрецированной к поднятию в процессе субдукции.

2. Не супрасубдукционные магматические образования, характерные для рифтовых зон, трансформных разломов и других геодинамических обстановок, объединяются в пояса с соответствующими оговорками.

3. В магмаоактивные периоды поднятия региона пребывали в малоподвижном состоянии, поскольку находились над субдуцирующимися океаническими пластинами, ”заякоренными” в упругой стационарной мезосфере.

4. В амагматичные периоды поднятия региона могли представлять собой: а) элемент пассивной окраины, б) элемент трансформной окраины, в) внутреннюю структуру континентального блока, г) литосферный блок, движущийся в составе одной из океанических мегаплит.

5. При столкновении движущегося амагматичного блока с неподвижным магмаоактивным, как правило, происходит смещение магматической активности с одного блока на другой, ввиду перескока зоны субдукции на вновь образованную океаническую окраину составной структуры столкнувшихся блоков.

6. В результате столкновения субпараллельно ориентированных спрединговой и

субдукционной систем, последняя теряет и субдуцирующуюся пластину, 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 субдуцировалась под него.

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

8. Магмаоактивные энсиматические поднятия, расположенные над зонами косой субдукции, обладают специфическими особенностями: (А) бонинитовым вулканизмом при скорости косой субдукции более 9-10 см/год и (Б) способностью перемещаться в пространстве со скоростью литосферных плит, несущих надкосоусубдукционные поднятия.

А. Плиоцен-четвертичные бониниты были драгированы в пределах косоусубдукционных сегментов энсиматических дуг Тонга (крайний северный сегмент) и Вануату (крайний южный сегмент) [Петрологические ..., 1996], скорость поддвига океанических плит под которые составляет около 10 см/год. Эпитрансформная бонинитопроодуктивная косая субдукция реконструируется также для инициального эоценового этапа развития Бонино-Марианской островодужной системы при интерпретации комплекса данных [Говоров, 2002].

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

Сведенные в табл. 1 результаты корректного изотопного датирования магматических пород поднятий региона (около половины позиций даны из публикаций автора), наряду с геологическими исследованиями, позволили провести процедуру выявления 15 магматических поясов (рис 1).

**Защищаемое положение 1** (см. раздел "Общая характеристика работы"). Основные данные по геологическому строению островов Малой Курильской гряды обобщены в работах О.А. Богатикова и А.А. Цветкова [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], В.А. Красилова и др. [1986], Е.Н. Меланхолиной [1978, 1988], Ю.Л. Неверова и др. [1980], Л.М. Парфенова и др. [1983], К.Ф. Сергеева [1976], М.И. Стрельцова [1976], Т.И. Фроловой и др. [1977, 1985], А.А. Цветкова и Е.Е. Абрамовой [1981] и других, а также в публикациях автора либо в работах с его соавторством [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 16, 23, 25, 28, 30, 32 и др.] (здесь и далее ссылки на номерную литературу соответствуют номерам работ в списке основных публикаций по теме диссертации).

Острова Малой Курильской гряды практически нацело сложены монотонными плагиоклаз-пироксеновыми вулканическими, вулканоплутоническими и вулканогенно-осадочными низкотитанистыми базальтоидными мел-палеогеновыми комплексами пород (рис. 2). Слабо деформированные слоистые отложения Малой гряды, полого падающие (углы падения 10-15°) в сторону океана, образуют две вулканогенно-осадочные серии: матакотанско-малокурильскую, слагающую охотоморскую зону гряды, и зеленковскую, простирающуюся полосой в 2-5 км вдоль тихоокеанского побережья островов. Наиболее полно геологическое строение региона

представлено на острове Шикотан.

*Матакотанская* свита, занимающая северо-западное побережье острова, представлена конгломерато-брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфопесчаниками, потоками лав массивных и шаровых базальтов, андезитобазальтов, их лавобрекчиями и агломератовыми туфами. Базальтоиды матакотанской свиты принадлежат к известково-щелочной магматической серии (табл. 2) и представлены как наземной, так и мелководно-морской вулканогенной молассой [Фролова и др., 1977]. Видимая мощность свиты – 500-1000 м, возраст – кампанский, на основании единичных находок остатков иноцерамов [Сергеев, 1976].

Андезитобазальты горловины бухты Отрадной (*отраденский* комплекс) – многофазная экструзия, поэтапно внедряющаяся в период накопления толщ матакотанской свиты [Парфенов и др., 1983].

В поле развития матакотанской свиты на юго-западном берегу бухты Крабовой в тектоническом блоке “зажата” немая 300-метровая толща относительно глубоководных подушечных базальтов (*крабовозаводская* свита, по [Фролова и др., 1977, 1985]). Плаггиофировые и пироксен-плаггиофировые базальты толщи однородны по составу и принадлежат к известково-щелочной петрохимической серии.

*Малокурульская* свита, в обнажениях залегающая согласно на матакотанской и занимающая осевую зону острова Шикотан, представлена флишевым чередованием туфогенных песчаников и алевролитов, содержащих прослои туфов основного-среднего состава, карбонатные линзы и конкреции. Мощность свиты на о-вах Зеленый и Танфильева достигает 1000 м. Возраст свиты – кампан-маастрихтский, судя по находкам иноцерамов [Сергеев, 1976; Красилов и др., 1986]. Аналогичные отложения на п-ове Немуро (формация Токотан) содержат также датские планктонные фораминиферы в верхних слоях [Геологическое..., 1968].

Процессы отложения осадков малокурульской свиты сопровождалось извержениями лав и субсинхронными внедрениями приповерхностных силлов субщелочных калиевых магм абсарокит-шошонитовой серии (*малокурульский магматический* комплекс, см. табл. 2).

В поле развития флиша малокурульской свиты находятся палеонтологически не охарактеризованные наземные лавы, лавобрекчии, экструзивные тела базальтов – андезитобазальтов гор Ноторо и Томари (центральная часть о-ва Шикотан на рис. 2), имеющих известково-щелочные характеристики (*ноторо-томаринский* комплекс).

*Зеленовская* свита (серия), имеющая тектонические контакты с матакотанско-малокурульской серией и занимающая тихоокеанскую сторону о-вов 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 простиранию стратифицированных вулканогенных и туфогенно-терригенных толщ на слабослоистые и массивные блоки пестроцветных лавобрекчий, туфолав, агломератов, характерных для крутых склонов и жерловин наземных вулканов. Среди вулканических пород доминируют двупироксеновые андезитобазальты и базальты известково-щелочной серии (см. табл. 2). Вулканогенные образования свиты немые. Видимая мощность свиты достигает 500-600 м.

Из ареала зеленовской свиты в качестве чисто эффузивных стратифицированных образований нами выделена в самостоятельное подразделение *южно-шикотанская* слоистая толща (видимая мощность 30-50 м) известково-щелочных базальтов и

**Таблица 1.** Абсолютный возраст (К-Аг и Rb-Sr методы) изверженных пород и время формирования магматических поясов Охотоморского региона

N п.п.	Породы	Рай-он	Характер пробы и ее возраст, млн лет	Средний возраст, млн лет
<b>ПОЯСА НА СТРУКТУРАХ ЮЖНО-ОХОТОМОРСКОГО ПАЛЕОЛИНЕАМЕНТА</b>				
<b>Южно-Охотоморский пояс, PZ<sub>3</sub> - K<sub>1</sub>vlg</b>				
1	Диорит	15	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	Дацит	6	B-149; B-124,5	137
13	Гранит	6	K-138, A-130	134
14	Долерит	6	B-118	118
<b>Академический пояс, K<sub>1</sub>alb - K<sub>2</sub>san</b>				
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	Базальт	6	B-91	91
21	Риолит	6	П-87,7; П-87,3	87,5
22	Кварцевый диорит	6	B-87	87
23	Дацит	6	B-85	85
<b>Пояса Малокурульской островодужной системы</b>				
<b>Раннешикотанский пояс, K<sub>1</sub>alb – K<sub>2</sub>san</b>				
24	Базальт	1	B-105	105
25	Базальт	1	B-94	94
26	Базальт	1	B-94	94
27	Пиллоу-базальт	1	B-88	88
28	Базальт	1	B-84	84
29	Андезитобазальт	1	B-82	82
30	Андезитобазальт	1	B-82	82
31	Андезитобазальт	1	B-82	82
<b>Матакотанский пояс (фронтальная зона), K<sub>2</sub>cmp<sub>2</sub> – Pg<sub>1</sub>dan</b>				
32	Андезитобазальт	1	B-77	77
33	Андезитобазальт	1	B-76	76
34	Базальт	1	B-75	75
35	Базальт	1	B-68	68
36	Базальт	1	B-67	67

Примечание. 1 – по [Васильев, 1980]; 2, 3, 7-9 – по [Говоров и др., 2000]; 4 – по [Аверьянов, 1987]; 5 – по [Васильев и др., 1979]; 6, 13, 15, 16, 62, 63, 64, 72, 74, 89, 93 – по [Васильев и др., 1985]; 10, 17, 19, 21-23, 65, 66, 88, 91 – по [Геодеян и др., 1976]; 11, 12, 90 – по [Корнев и др., 1982]; 14, 20, 94, 96 – по [Леликов и др., 2001] (вторичные изменения обр. 14 и 20 могли повлиять на результаты их радиоизотопного датирования [Леликов и др., 2001]); 24, 25, 27-29, 32-36, 39-52, 98 – по [Говоров и др., 1983; Говоров, 2000]; 26, 30, 31, 37, 38 – по [Парфенов и др., 2001].

Позднешикотанский пояс (фронтальная зона), K <sub>2</sub> maa – Pg <sub>1</sub>				
37	Андезит	1	B-70	70
38	Андезитобазальт	1	B-69	69
39	Базальт	1	B-67	67
40	Андезит	1	B-61	61
41	Базальт	1	B-59	59
42	Монцодолерит, дайка	1	B-59	59
43	Оливиновый габбронорит	1	B-62	62
44	Монцогаббро	1	B-56	56
45	Габбронорит	1	B-55	55
Единая тыловая высококалийная зона Матакотанского и Позднешикотанского поясов, K <sub>2</sub> maa – Pg <sub>1</sub> dan				
46	Шошонитовый базальт	1	B-71	71
47	Субкалийный базальт	1	B-69	69
48	Шошонитовый долерит	1	B-68	68
49	Анальцимовый монцонит	1	B-63	63
50	Монцонит	1	B-62	62
51	Ортоклазовое габбро	1	B-61	61
52	Шошонитовый долерит	1	B-61	61
ПОЯСА НА СТРУКТУРАХ КАМЧАТКО-КАШЕВАРОВСКОГО ПАЛЕОЛИНЕАМЕНТА				
Алисторский трансформно-офиолитовый пояс, PZ <sub>3</sub> – J <sub>1</sub>				
53	Плагиогаббро	13	A-297,6	297,6
Квахонский пояс, J <sub>3</sub> – K <sub>1</sub>				
54	Плагиограниты (5 обр.)	2	Rb-Sr изохрона	137±16
55	Диабаз	4	B-154,3	154,3
56	Базальтовый порфирит	4	B-147,8	147,8
57	Андезитовый порфирит	4	B-142,0	142,0
58	Андезитовый порфирит	4	B-130,3	130,3
59	Диорит	4	B-141,1	141,1
Камчатско-Кашеваровский пояс, K <sub>1</sub> brm – K <sub>2</sub> tur				
60	Кварцевые диориты (5обр)	2	Rb-Sr изохрона	116±8
61	Плагиограниты (6 обр.)	2	Rb-Sr изохрона	111±25
62	Диорит	4	B-116, A-113, K-102	110,3
63	Гранодиорит	4	A-102, B-101, K-96	99,7
64	Кварцевый диорит	5	B-121, A-115	118
65	Кварцевый диорит	5	B-101	101
66	Гранодиорит	5	П-95,4; П-93,5	94,5
67	Кварцевый диорит	7	B-122	122
68	Риолит	7	B-113	113
69	Сиенитовый порфирит	7	B-105	105
70	Гранодиорит	7	B-102	102
71	Гранодиорит	7	B-95	95
Макаровский пояс, K <sub>2</sub> cmr <sub>1</sub>				
72	Гранодорит	3	A-83, B-77	80
73	Габбро	4	B-79,7	79,7
74	Гранодиорит	5	B-83, K-83, A-75	80,3

др., 1983]; 54, 60, 61 – по [Виноградов, Григорьев, 1994]; 55-59, 81-84 – по [Корнев и др., 1989]; 73 – по [Леликов, Маляренко, 1994]; 75, 79, 80, 85, 87 – по [Высоцкий, Говоров и др., 1998]; 77, 78 – по [Ханчук, 1993]; 95 – по [Гнибиденко, Ильев, 1976]; 97 – по [Голюнко, 1992]; 18, 53, 67, 68, 70, 76, 86 – выплены в ДВГИ ДВО РАН по образцам из коллекций Г.И. Говорова, аналитики А.В. Игнатъев и С.А. Бойко; 69, 71, 99-101 – выплены в ИГЕМ РАН по образцам из коллекций Г.И. Говорова, аналитик М.М. Аракелянц. 4, 54, 60, 61 – 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 –

Пояса Восточно-Сахалинского поднятия				
Шельтингский пояс, J <sub>3</sub> – K <sub>1</sub> vlg				
75	Риолит	13	B-140,4	140,4
76	Плагиограббро	13	B-160	160
77	Зеленые сланцы		M-148	148
78	Набильского террейна		M-131	131
Токоро-Озерский пояс, K <sub>1</sub> alb – K <sub>2</sub>				
79	Дацит	13	B-100	100
80	Базальт, дайка	13	B-97	97
81	Сиенит	16	B-100,3	100,3
82	Монцонит	16	B-65,3	65,3
83	Базальт	16	B-72,8	72,8
84	Базальт	16	B-76,5	76,5
Учирский пояс, K <sub>2</sub> cmr-maa				
85	Базальт, дайка	13	B-74	74
86	Базальт	14	A-72	72
87	Конгадиабаз, дайка	13	B-67	67
ПОЯСА ТАЙГОНОССКОГО ПАЛЕОЛИНЕАМЕНТА				
Тайгоносский пояс, PZ <sub>3</sub> – K <sub>1</sub> n				
ПОЯСА КИТАКАМИ-МОНЕРОНСКОГО ПАЛЕОЛИНЕАМЕНТА				
Китаками-Монеронский пояс, K <sub>1</sub>				
ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ПОЯСА ОХОТСКО-КУРИЛЬСКОГО БАССЕЙНА				
Трансохотоморский пояс, K <sub>2</sub> cmr <sub>2</sub> – Pg <sub>2</sub>				
88	Гранит	6	П-75,8; П-74,6	75,2
89	Гранодиорит	6	B-78, K-61	69,5
90	Гранодиорит	6	B-68	68
91	Плагиогриолит	6	B-57	57
92	Базальт	7	B-61	61
93	Гранодиорит	4	A-69, K-60	64,5
94	Базальт	4	B-39	39
95	Гранодиориты (2 обр.)	3	B-53; B-45	49
96	Трахидаци	5	B-44	44
Протокурильский (Раннекурильский) пояс, Pg <sub>2,3</sub>				
97	Базальт, дайка	1	B-47	47
98	Базальт, дайка	1	B-45	45
99	Базальт	12	B-42	42
100	Андезит	7	B-45	45
101	Андезит	7	B-35	35
ПОЯСА ВНЕШНИХ ТЕРРЕЙНОВ ОХОТОМОРОСКОГО ГЕОБЛОКА				
Валагинский пояс Восточной Камчатки, K <sub>2</sub> – Pg <sub>1</sub>				

абсолютный возраст пробы в млн лет. Номера районов отбора проб соответствуют номерам районов, показанных на рис. 1. Для района N 1 (о-ва Малой Курильской гряды) пробы отбирались: 40 – о-в Анучина; 48-52 – о-в Танфильева; 5, 24-39, 41-47, 97, 98 – о-в Шикотан, в том числе 5, 24-26, 28-31, 37-39, 41, 42, 44 – Тихоокеанское побережье острова (5- мыс Край Света; 24, 25, 28, 29 – эффузивное плато между бухтами Церковная и Горбунок; 39 – бух. Церковная; 41 – бух. Снежкова; 42 – п-ов Димитрова; 44, 98 – бух. Димитрова); 27, 33, 35, 36 – охотоморское побережье острова (27 – южный берег бух. Крабовой, 33 – горловина бух. Отрадной, 35 – бух. Хромова, 36 – бух. Малокурильская); 32 – гора Томари; 34 – гора Ноторо; 43, 97 – подножье юго-западного склона горы Крайней; 45 – юго-западное побережье острова; 46 – блок малокурильской свиты в меланжево-олистоостровом комплексе в бух. Цунами; 47 – гора Шикотан. Результаты датирования по образцам 1, 5, 55-59, 73, 81-84, 95 носят оценочный характер, так как анализы выполнены без применения методики изотопного разбавления. Амфибол (53) и биотит (76) выделены из одной пробы плагиогаббро. Результаты датирования

по пробам 76, 77, 78 указывают на время тектоно-магматического становления Шельтингской дуги, но сами породы не относятся к магматическому комплексу одноименного пояса. Латинские символы, указывающие возраст пояса, даны по [Шкала геологического..., 1985].

андезитобазальтов, слагающая узкое надбереговое плато между бухтами Церковная и Горбунок на о-ве Шикотан [8, 11, 25, 28].

В поле зеленых образований вдоль всего юго-восточного побережья о-ва Шикотан прослежены выходы роёв крутопадающих (углы падения 70-50° на северо-запад) даек базальтоидов (базальтов, андезитобазальтов, долеритов) *димитровского* дайкового комплекса [Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976; Меланхолина, 1978]. Преобладающее простирание даек востоко-северо-восточное – вдоль структуры островной гряды. По составу дайки аналогичны известково-щелочным зеленовским вулканитам. Тектонотип дайкового комплекса, представляющего собой небольшую внутриостроводужную спрединговую структуру, обнажается в районе бухты Димитрова. Здесь, мощность "свиты" параллельных даек, занимающих практически весь п-ов Димитрова, достигает 3 км. Дайки секут туфо- и лавобрекчии зеленовской свиты и штоки габброидов.

В поле развития зеленовской свиты обнажаются также габброиды *шикотанского* комплекса [Геология СССР..., 1964; Сергеев, 1976], образующие на северо-востоке и юго-западе о-ва Шикотан два плутона площадью 20-25 кв км каждый, а также ряд мелких штоков в районе бухты Димитрова. Контакты габброидов с отложениями малокурильской и зеленовской свит не обнажены. Породы представлены в основном габброноритами и габбро, но в северо-восточном плутоне отмечается вертикальная расслоенность – нижние уровни интрузива сложены перидотитами, габброперидотитами и оливковыми габброидами. По составу габброиды соответствуют известково-щелочной серии.

Три ассоциирующихся структурно-формационных комплекса тихоокеанской зоны Малых Курил – зеленовский вулканогенно-осадочный, димитровский дайковый и шикотанский габброидный – предложено объединять в шикотанскую известково-щелочную островодужную офиолитовую ассоциацию [Парфенов и др., 1983; 8; 28], сформировавшуюся по спрединговому типу.

После К-Аг датирования магматических пород всех малокурильских комплексов (табл. 1), проведенного по образцам в основном из коллекций автора, а также А.А. Цветкова и Л.М. Парфенова с коллегами [4; 23; 25; 28; Цветков, Абрамова, 1981; Парфенов и др., 1983], появилась возможность реконструировать процесс формирования альбско-палеоценовой *Малокурильской палеоостроводужной* системы, по широкому комплексу как геолого-петрохимических, так и палеонтолого-геохронологических данных [23; 25; 28]. 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.

Прежде всего, по геохронологическим данным, установлены наиболее древний альбско-сантонский возраст и синхронное формирование южно-шикотанской (105-82 млн лет) и крабовозводской (88 млн лет) толщ. По более высокому содержанию суммы щелочных металлов в базальтах крабовозводской свиты по сравнению с базальтами южно-шикотанской толщи предполагается северное падение сейсмофокальной зоны под островную дугу в альбе – сантоне. Альбско-раннесенонские вулканические образования Малой Курильской гряды представляют

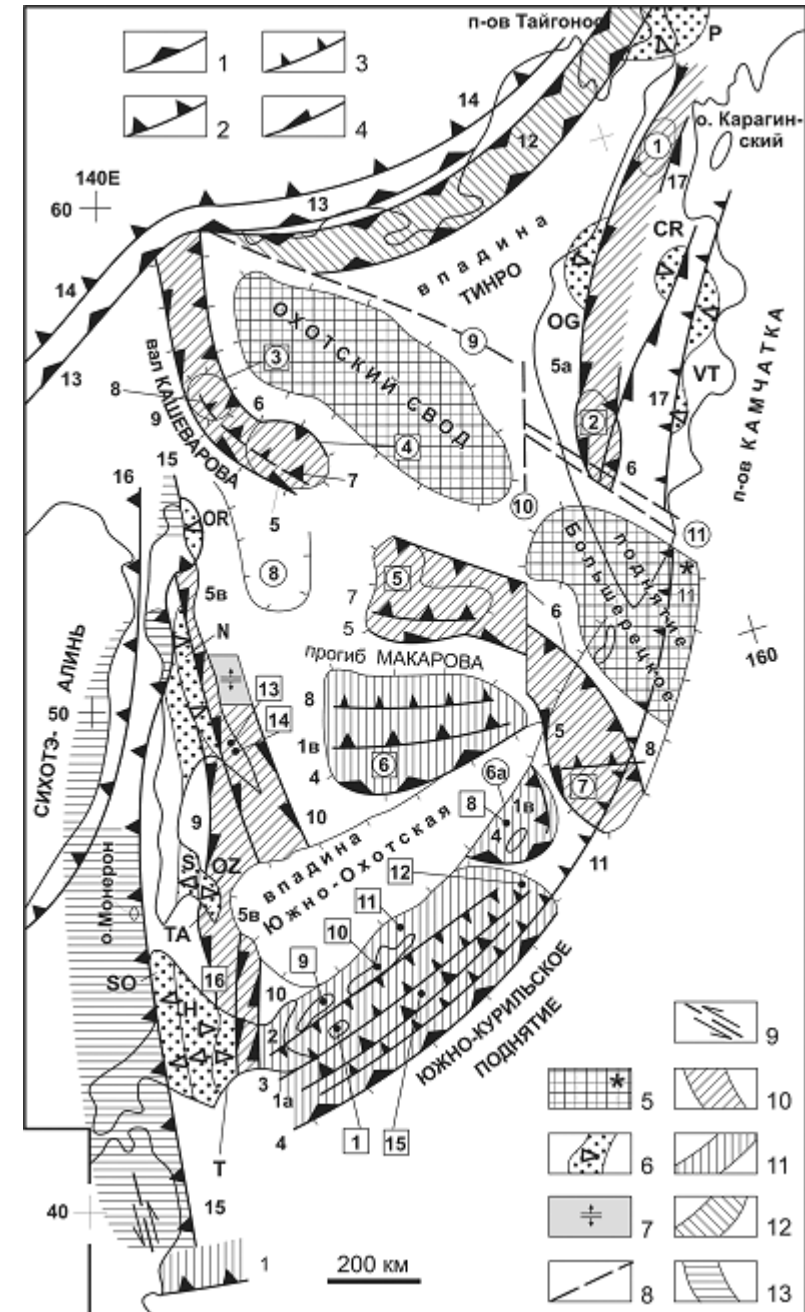
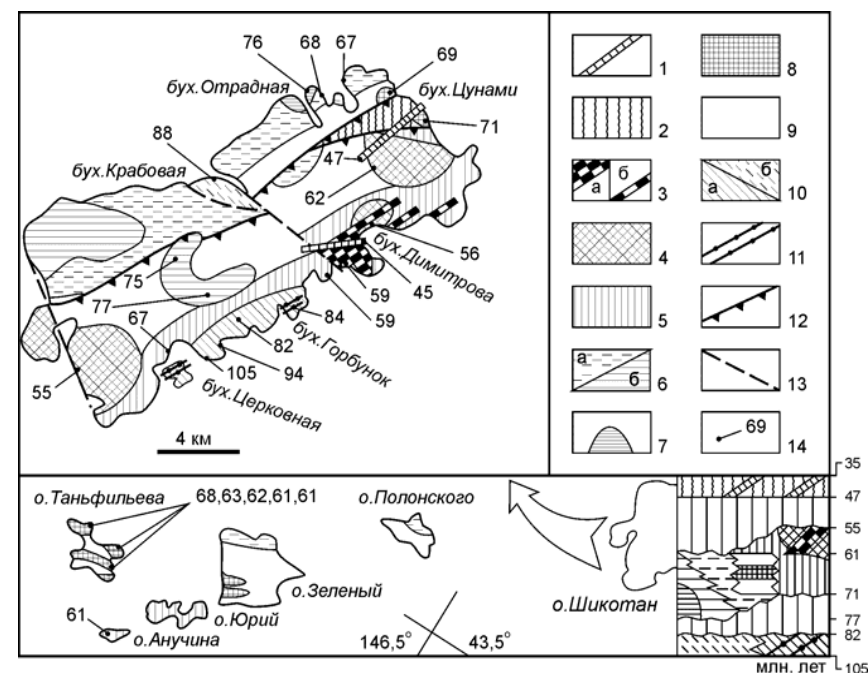


Рис. 1. Схема фанерозойских магматических поясов (дуг) Охотоморского региона

1-3 – фронтально-субдукционные 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 формирования; 4 – кососубдукционные магматические пояса; 5 – Охотское океаническое вулканическое плато,  $J_3 - K_1n$  (звездочкой обозначена станция драгирования лимбургитов, сходных с лимбургитами океанических поднятий и подводных гор); 6 – террейны аккреционных клиньев и субдукционно-метаморфические террейны (наиболее острые вершины треугольников показывают полярность дуг); 7 – Рымникский субтерреин сочленения спредингового хребта с Учирской дугой; 8 – разломы; 9 – раннеальбский левосторонний сдвиг с амплитудой 300-400 км; 10-13 – первичные структурно-тектонические палеолинеаменты (распознаются по проявлениям наиболее древних разновозрастных надсубдукционных и синтрансформных магматических поясов): 10 – Камчатско-Кашеваровский (трассируется позднепалеозойско-триасовым Алисторским трансформно-офиолитовым поясом, положение которого соответствует штриховке Камчатско-Кашеваровского линеамента), 11 – Южно-Охотоморский (трассируется Южно-Охотоморским поясом), 12 – Тайгоносский, 13 – Китаками-Монеронский (штриховка в пределах Сихотэ-Алиня и Сахалина показана в районах выходов Монероно-Самаргинской дуги на поверхность, по [Симаненко и др., 2004]). Цифрами обозначены магматические пояса: 1 – Шикотанско-Академический,  $K_1alb - K_2san$  (1a – Раннешикотанский, 1в – Академический); 2 – Матакотанский,  $K_2str_2 - Pg_1dan$ ; 3 – Позднешикотанский,  $K_2maa - Pg_1$ ; 4 – Южно-Охотоморский,  $PZ_3 - K_1vlg$ ; 5 – Квахонско-Шельтингский,  $J_3 - K_1$  (5a – Квахонский; 5в – Шельтингский,  $J_3 - K_1vlg$ ); 6 – Камчатско-Кашеваровский,  $K_1brm - K_2tur$ ; 7 – Макаровский,  $K_2str_1$ ; 8 – Трансохотоморский,  $K_2str_2 - Pg_2$ ; 9 – Токоро-Озерский,  $K_1alb - K_2$ ; 10 – Учирский,  $K_2str - maa$ ; 11 – Курильский, N-Q, и Протокурильский (исключая Центральнокурильский сегмент),  $Pg_{2,3}$ ; 12 – Тайгоносский,  $PZ_3 - K_1n$ ; 13 – Удский,  $J_2 - K_1n$ ; 14 – Охотский,  $K_1alb - K_2tur$ ; 15 – Китаками-Монеронский,  $K_1$ ; 16 – Сихотэ-Алинский,  $K_2$ ; 17 – Валагинский,  $K_2str - Pg_1$ . 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 – соответствующим 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 Буессоль по оси Южно-Курильского поднятия; 13 – Восточный Сахалин, район мыса Шельтинга; 14 – Восточный Сахалин, мыс Беллингаузена; 15 – тихоокеанский склон Южно-Курильского поднятия; 16 – подводный вал на южном продолжении Тонино-Анивского полуострова. Террейны аккреционных клиньев и субдукционно-метаморфические террейны магматических дуг: CR – Кротонский, VT – Ветловский, OG – Омгонский, OR – Орлинский, SO – Сорачи (метапояс Камуикотан), Н – Хидака, Т и N – Токоро и Набильский (аккреционно-метаморфические), OZ – Озерский, ТА – Тонино-Анивский, S – Сусунайский (метаморфический), Р – Пенжинский. Изотопный возраст изверженных пород магматических поясов приведен в табл. 1.

собой фрагменты самого древнего магматического пояса в островодужной системе – Раннешикотанского.

Для маастрихта – дания (71-61 млн лет), по геохронологическим данным (см. табл. 1), устанавливается синхронное формирование трех главных вулканогенно-осадочных свит, слагающих острова Малой Курильской гряды: матакотанской (наземно-мелководно-морская моласса известково-щелочных вулканитов, распространенная вдоль охотоморской стороны островов), зеленовской (наземная



**Рис. 2.** Схема геологического строения островов Малой Курильской гряды. 1 – дайки базальтоидов Протокурильского магматического пояса ( $Pg_{2,3}$ ), 2 – меланжево-олистоострововый синнадвиговый комплекс ( $Pg_2$ ), 3-5 – геологические образования Позднешикотанского магматического пояса ( $K_2maa - Pg_1$ ): 3 – димитровский базальтоидно-дайковый комплекс (а – 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 ( $K_2str_2 - Pg_1dan$ ): 6 – вулканогенная моласса матакотанской свиты (а – мелководноморская фация, б – наземная фация) и эффузивы ноторотомаринского комплекса (центральная часть о-ва Шикотан), 7 – экструзия андезитобазальтов отрядненского комплекса; 8, 9 – единая тыловая зона Матакотанского и Позднешикотанского поясов ( $K_2maa - Pg_1dan$ ): 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 (а) и пиллоу-базальты крабозаводской свиты (б), 11 – параллельные дайки (простираение даек соответствует показанному на рис.); 12 – зона Центральнокурильского надвига, 13 – разломы, 14 – места отбора образцов и их абсолютный возраст (млн лет).

моласса известково-щелочных вулканитов, расположенная на тихоокеанской стороне островов) и малокурильской, занимающей осевое (межпалеогрядовое) положение на островах и представленной флишиоидным чередованием туфопесчаников и туфоалевролитов со слоями лав и силлов субщелочных высококальциевых абсарокитов и шошонитов. Петрохимическая зональность синхронных магматитов, направленная от вулканических палеогряд в единый межгрядовый бассейн (см. рис. 2), дает



**Табл. 2.** Химический состав (окислы в % массы, микроэлементы в г/т) представленных вулканических пород поясов Охотоморского региона

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Обр.	Ш122	ГГ185	ГГ143	ГГ795	В634	ГГ748	ГГ835	ГГ810	К41	41-4
SiO <sub>2</sub>	50,46	46,86	51,94	51,90	43,43	50,16	46,65	53,00	48,68	48,33
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,90	0,60	0,17	1,12	0,50	0,76	0,71	0,61	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,99	16,06	15,00	8,79	13,56	13,70	18,30	18,66	12,73	17,63
FeO*	9,70	9,13	7,89	8,64	10,97	8,90	7,98	5,96	11,01	10,49
MgO	4,19	6,45	7,16	11,65	6,76	10,31	3,97	1,56	8,52	5,06
CaO	8,24	11,06	7,17	5,27	13,54	8,40	12,30	7,73	10,98	10,37
Na <sub>2</sub> O	2,09	3,37	3,02	1,71	3,45	2,34	3,49	4,70	2,37	2,35
K <sub>2</sub> O	1,26	1,31	3,22	0,37	0,23	0,42	1,25	3,98	1,98	1,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,35	0,33	0,07	0,13	0,08	0,28	0,42	0,74	0,42
La	10,40	7,38	6,52	0,84	2,57	1,56	7,03	3,97	14,34	
Ce	20,7	14,9	12,4	1,98	6,8	3,9	14,3	9,16	30,89	
Pr	2,85	1,95	1,70	0,38	1,10	0,62	1,96	1,24	3,74	
Nd	13,45	9,17	8,60	1,78	6,01	3,85	9,22	6,57	17,66	
Sm	2,91	2,45	2,15	0,56	2,51	1,09	2,26	1,84	4,12	
Eu	0,98	0,83	0,70	0,18	0,78	0,47	0,86	0,70	1,26	
Gd	3,41	2,85	2,49	0,73	2,94	1,32	2,31	2,23	4,10	
Tb	0,45	0,40	0,36	0,11	0,59	0,26	0,35	0,35	0,62	
Dy	2,83	2,45	2,13	0,66	3,71	1,59	2,07	2,31	3,75	
Ho	0,61	0,55	0,48	0,15	0,85	0,33	0,46	0,47	0,72	
Er	1,66	1,71	1,19	0,41	2,46	1,06	1,37	1,34	2,24	
Yb	1,63	1,35	1,44	0,49	2,25	1,01	1,20	1,31	2,20	
Lu	0,25	0,24	0,22	0,08	0,36	0,16	0,21	0,18	0,33	
Y	17,5	16,0	13,3	3,72	26,5	11,5	14,7	34	13,21	21,4
Rb	10,0	8,6	71,7	3,28	3,7	2,2	12,1	30	35,58	29,5
Sr	605	425	582	392	11	99	642	805	391,4	582
Ba	409	317	590	128	21	44	330	905	613,6	419
Th	1,29	0,71	0,88	<0,05	0,11	0,16	0,72	0,70	3,55	
U	0,55	0,26	0,45	0,11	0,09	0,06	0,36	0,31	0,95	
Zr	61,8	42,6	40,8	21,35	65,9	18,0	37,5	113	12,39	58,7
Nb	1,74	1,59	1,11	0,29	1,38	0,47	1,25	7	1,69	2,27
Hf	1,67	1,34	1,05	0,43	1,68	0,57	1,05		0,70	1,66
Ta	0,10	0,11	0,07	<0,006	0,10	0,03	0,05		0,13	0,14
Pb	6,1	6,6	8,9	0,7	0,4	0,5	3,3		8,18	4,47
Cr	16	25	210	870	200	220	11	17	290	79
V	340	200	160	210	138	150	220	320	220	357

Примечание. 1, 2 – базальты фронтальных зон Матакотанского (1) и Позднешикотанского (2) поясов; 3 – абсарокитовый долерит из силла тыловой зоны указанных выше поясов; 4 – бонинит Шельтинского пояса; 5-8 – Учирская дуга – базальт N-MORB-типа Рымникоского субтеррейна (5) и базальты фронтальной (6), промежуточной (7) и тыловой (8) зон дуги (места отбора пород см. на рис. 6); 9 – абсарокит Валагинской островодужной системы (ирунейская свита, перевал Кирганицкий, Срединный хребет Камчатки); 10 – базальт п.в. 8.10 тыловой зоны Курильской дуги (район о-ва Итуруп). FeO\*=FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; Cr, V – определены спектральным методом, остальные микроэлементы – методом ИСП-МС, кроме пробы ГГ-810.

основания выделять два магматических пояса со встречно падающими палеосейсмофокальными зонами. Такая геодинамическая обстановка наблюдается в современной Тайванско-Филиппинской островодужной системе с двумя вулканическими поясами – Лусон-Тайванским и Филиппинским.

В Малокурильской палеоостроводужной системе над сейсмофокальной зоной с

южным падением формировался *Матакотанский магматический пояс* [23; 25; 28]. В пояс включаются вулканические образования матакотанской свиты, а также отрядненский, ноторо-томаринский и малокурильский магматические комплексы. Время формирования пояса, по изотопным и структурно-геологическим данным, – поздний кампан (77 млн лет) – даний (61 млн лет, см. табл. 1).

*Позднешикотанский магматический пояс*, выделяемый в объеме шикотанской офиолитовой ассоциации (шикотанские габброиды, димитровские слоистые дайки и зеленевская свита) и шошонитов малокурильского комплекса, формировался с начала маастрихта (71 млн лет, см. табл. 1) до конца палеоцена (55 млн лет) и имел северную полярность сейсмофокальной зоны.

Таким образом, в пределах Малокурильской палеоостроводужной системы, находившейся, по палеомагнитным данным, в стационарном субширотном положении на 30-35° с.ш. в альбе – палеоцене [Голонко, 1992; Баженов и др., 1984, 2002; и др.], реконструируется формирование трех магматических поясов.

Данные по Nd-Sr-изотопии базальтоидов трех описанных поясов [32] свидетельствуют о заложении Малокурильской системы на литосферном фундаменте палеозойско-мезозойского Южно-Охотоморского пояса, формировавшегося в пределах Южно-Курильского поднятия. В координатах  $\epsilon_{Nd}$ - $\epsilon_{Sr}$  аналитические точки малокурильских пород ( $\epsilon_{Nd} = 6.2 \div 7.3$ ;  $\epsilon_{Sr} = -14.6 \div -11.6$ ) попадают в поле вулканитов современных энсиалических островных дуг Японской и Аляснской, которые обладают развитой палеозойско-мезозойской литосферой, смещающей изотопный состав эффузивов в сторону меньшей деплетированности. Южно-Курильское поднятие в мезозойское время, по-видимому, обладало такой же мощной и широкой по размаху литосферой, которая влияла на изотопный состав малокурильских пород, но которая была эродирована в позднем мелу глубинными процессами встречной субдукции, протекавшими при формировании Малокурильской островодужной системы. Поэтому на о-вах Кунашир и Итуруп четвертичные базальты и андезиты Южно-Курильского поднятия обладают деплетированными (энсиматическими) изотопными характеристиками –  $\epsilon_{Nd} = 6.9 \div 9.7$ ;  $\epsilon_{Sr} = -22.3 \div -15.5$  [32].

Представленные данные по изотопной геохимии свидетельствуют об автохтонном происхождении раннемезозойских охотоморских гранитоидов; т.е. существенно снижается вероятность ледового разноса для последних.

**Защищаемое положение 2.** *Тектоническое районирование и магматические пояса на структурах Охотско-Курильского бассейна.* Тектоническая структура Охотско-Курильской бассейна (при тектоническом районировании дна моря за основу принята схема Г.С. Гнибиденко [1979] с небольшими дополнениями) к концу палеогена (предполагается, что Южно-Охотская впадина раскрылась не ранее миоцена [Рождественский, 1993; и др.]) была представлена (рис. 1) двумя обширными впадинами, ТИНРО (в площадь данной структуры на рис. 1 включены также прогиб Шелихова и впадина Северная) и Дерюгина, и семью крупными поднятиями: (1) Охотским сводом, или Охотским поднятием; (2) валом Кашеварова с приподнятыми морфоструктурами Ионы и Кашеварова; поднятиями (3) Большерецким, (4) Института Океанологии, (5) Академии наук СССР, (6) Северо-Курильским и (7) Южно-Курильским. Центральнокурильское поднятие – скорее всего, часть поднятия Академии наук, фрагментированного в позднем кайнозое при раскрытии Южно-Охотской впадины. Магматические пояса поднятия Срединного хребта Камчатки также рассматриваются в этом разделе.

В северной части Охотского моря в юго-восточном направлении протягивается на расстоянии около 700 км овалообразное *поднятие Охотского свода*. От впадины Северной поднятие отграничено *Северо-Охотским разломом* [Гнибиденко, 1979], а на юго-западе кромка свода плавно погружается под толщу рыхлых отложений (мощность местами достигает 4-5 км) *Кашеваровского прогиба*. Далее на юго-восток расположено *Большеерецкое поднятие* (юго-западное ответвление данной структуры также называют валом Лебеда), плавно погружающееся под кайнозойские образования Южной Камчатки [Гнибиденко, 1979] и, вероятно, острова Парамушир. Сведений о составе и возрасте магматических пород обоих поднятий почти нет. По-видимому, глубоко погребенный юго-восточный участок Большеерецкой морфоструктуры составляет основание Камчатского полуострова (к югу от Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций) и северного фланга Северо-Курильского поднятия. В соответствии с последними данными [Богданов, Добрецов, 2002], предполагается происхождение *Охотско-Большеерецкого блока* как позднеюрско-раннемелового океанического вулканического плато, что подтверждается драгированием лимбургитов (см. рис. 1), сходных по составу с валанжинскими лимбургитами океанского поднятия Маркус-Уэйк [31, 29, 17, 18, 21, 22].

*Вал Кашеварова* протягивается на юго-восток от северного берега Охотского моря на расстояние около 600 км через выступы фундамента банок Ионы и Кашеварова. Помимо магматических (изотопный возраст поздняя юра – эоцен) и метаморфических пород, с вала были драгированы алевроаргиллиты, вмещающие раковины двусторчатых моллюсков, относящихся к позднеюрской борельной группе *Monotis ochotica* (Keys.) [Бычков и др., 1989]. Среди метаморфических пород эпидот-амфиболитовой фации на банке Кашеварова обнаружены гранат-биотит-мусковитовые плаггиогнейсы и гранат-биотит-амфиболовые гнейсы аналогичные плаггиогнейсам и кристаллосланцам малкинской серии (PZ<sub>3</sub> – T) Срединнокамчатского массива [Авченко и др., 1987]. Сходство отмечается по составу минералов и по уникальным футлярообразным гранатам. 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 интрузий гранитоидов *Срединнокамчатского кристаллического массива*, представляющего собой южный сегмент *Срединнокамчатского поднятия*. Rb-Sr изохронное датирование [Виноградов, Григорьев, 1994] выявило здесь наряду с позднемеловыми также альбские, аптские и валанжинские интрузивы.

Таким образом, для поднятий Срединнокамчатского и вала Кашеварова можно предполагать геотектоническое развитие в единой линейной структуре с позднего палеозоя до середины мела. В позднем триасе эта единая структура находилась в зоне высоких широт северного полушария Земли (*Monotis ochotica* в отложениях вала Кашеварова).

С выходов акустического фундамента и уступов *поднятия Института океанологии* были драгированы магматические породы раннеапт-раннесеноманского и раннекампанского возрастов.

Далее на юго-восток через цепь локальных воздыманий фундамента под

рыхлыми отложениями поднятие Института океанологии связано с южным флангом *Северо-Курильского поднятия*. Допозднекайнозойские образования драгированы на юге поднятия (осевая зона подводного хребта Витязь и крутые склоны глубоководного пролива Крузенштерна) и представлены вулканоплутонической ассоциацией пород баррем-туронского и палеогенового возрастов [28, 29, 31].

Обширное *поднятие Академии наук СССР* простирается в широтном направлении на расстояние 400 км при ширине, достигающей 300 км. Поднятие Академии наук – одна из самых изученных подводных структур Охотского моря [Геодекан и др., 1976; Гнибиденко, 1979; Красный и др., 1981; Васильев и др., 1984, 1985, 1986; Леликов, Маляренко, 1994; и др.]. Коренные породы поднятия представлены эффузивами основной, средней и кислой групп, кварцевыми диоритами, диоритами, монцититами, гранодиоритами, гранитами, осадочными (песчаники, алевролиты) и метаморфическими (зеленые сланцы, гранитогнейсы) породами. При исследовании нормативных составов гранитоидов поднятия Е.П. Леликовым и А.Н. Маляренко [1994] на диаграмме альбит-анортит-ортоклаз 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 поднятия Академии наук.

С охотоморского склона острова Симушир (*Центральнокурильское поднятие*) драгированы пермско-триасовые и сеноманские гранодиориты (см. табл. 1). 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 неогене.

Структура *Южно-Курильского поднятия* прорвана магматитами, соответствующим по возрасту всем периодам геохронологической шкалы, начиная с карбона (см. табл. 1).

В соответствии с принципами выделения магматических поясов все известные результаты изотопного датирования пород подводных и наземных консолидированных выступов структур Охотско-Курильского бассейна сгруппированы и представлены в табл. 1. Как видно на схеме магматических поясов всего Охотоморского региона (рис. 1), в пределах бассейна выявлено 10 поясов, сформировавшихся в позднепалеозойско-раннекайнозойское время над 9-ю различными зонами 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 “коллизонное 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 либо трансформному плитному разделу, наиболее древнему для данного региона. Другими словами, тектонический палеолинеамент – это совокупность фрагментов (морфоструктур) древней островной дуги или трансформного разлома. В ходе тектонической эволюции верхней оболочки планеты единая структура тектонического

палеолинеамента могла подвергнуться фрагментации на отдельные блоки, которые в дальнейшем перемещались в пространстве и становились 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 палеолинеament** состоит из поднятий Южно-Курильского и Академии наук; общая протяженность объединенной структуры – около 1200 км. Палеолинеament соответствует **Южно-Охотоморскому магматическому поясу** [26, 28], проявлявшему активность с позднего палеозоя до валанжина и имевшему северную полярность в соответствии с данными по петрохимической зональности пород на поднятии Академии наук. По палеомагнитным данным [Голионко, 1992; Баженов и др., 1984; и др.], в позднемеловую эпоху Южно-Курильское поднятие имело субширотное простирание и находилось на 30° с.ш. Вместе с тем, на всем Южно-Охотоморском линеamente со 134 до 105 млн лет тому назад отмечается перерыв в магматической активности. В этот отрезок времени мегаплита Кула (Изанаги), занимавшая пространство Северо-Западной Пацифики, двигалась в северо-северо-западном направлении со скоростью не менее 20 см/год [Engelbreton 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 южнее экватора. Здесь же Южно-Охотоморский линеament, по-видимому, располагался в течение позднего палеозоя – начала валанжина в составе одноименной стационарной субдукционной магмопродуктивной системы.

Северный сегмент субмеридионального **Камчатско-Кашеваровского палеолинеамента** включает в себя поднятия Срединнокамчатское, вала Кашеварова, Института океанологии, Северо-Курильское и прослеживается на расстоянии более 2000 км. Северный сегмент палеолинеамента, находившийся в триасе и позднее в высоких широтах, соответствует **Камчатско-Кашеваровскому магматическому поясу**, формировавшемуся в барреме-туроне и, видимо, имевшему западную полярность. Ниже будет показано, что линеament, по-видимому, простирался до экваториальной зоны, включая в себя Восточно-Сахалинское поднятие в качестве южного сегмента.

Также по простиранию Камчатско-Кашеваровского линеамента в пределах Срединнокамчатского поднятия А.И. Ханчуком [1985] выявлен **Квахонский магматический пояс** (поздняя юра – ранний мел). Судя по обилию сходных по возрасту пород (см. табл. 1), пояс также формировался и на валу Кашеварова. Геохимическими исследованиями [Тарарин, 1989; Бондаренко, 1999] установлен энзиматический островодужный генезис квахонских вулканитов. Расположенный к западу от пояса Омгонский террейн, включающий блоки океанических образований, позволяет предполагать восточную полярность Квахонской островной дуги.

Кроме упомянутых выше (1) Южно-Охотоморского, (2) Камчатско-Кашеваровского и (3) Квахонского, в Охотско-Курильском бассейне предлагается также распознавать еще 7 магматических поясов: (4) Раннешикотанский, (5) Академический, (6) Матакотанский, (7) Позднешикотанский, (8) Макаровский, (9) Трансохотоморский, (10) Протокурильский и Курильский.

Геология и особенности формирования 3 поясов Малокурильской палеостроводужной системы – **Раннешикотанского, Матакотанского и Позднешикотанского** – рассмотрены ранее (см. Положение 1).

**Академический пояс** (поздний альб - ранний сенон), расположенный на поднятии Академии наук, формировался синхронно с Раннешикотанским поясом (см. табл. 1) и, по-видимому, 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 островная дуга [Геодекян и др., 1976; Гнибиденко, Ильёв, 1976; и др.]).

Магматические породы короткоживущего раннекампанского **Макаровского пояса** драгированы с поднятий вала Кашеварова и Института океанологии. Поднятие Института океанологии стало амагматичным, очевидно, в результате столкновения с двигающимся с юга поднятием Академии наук.

После упомянутого события южнее поднятия Академии наук формируется новая зона субдукции и начинается формирование **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 коллизии Охотоморского геоблока. С тихоокеанской стороны геоблока формируется новая зона субдукции и начинается формирование **Протокурильского магматического пояса** (средний-поздний палеоген – ранний этап формирования Курильского пояса), породы которого встречаются на Большерецком (вулканогенные вилочинская и паратунская свиты Южной Камчатки), Северо- и Южно-Курильском поднятиях (подводный хребет Витязя, о-в Шикотан).

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**, распространенного в пределах Большеекурильского наложенного поднятия, объединяющего Южно-Курильскую, Северо-Курильскую, Большерецкую и вновь образованную Центральнокурильскую морфоструктуры.

В раннем миоцене после раскрытия Южно-Охотской впадины Охотоморский регион приобретает современные очертания (см. рис. 1).

**Магматический пояс Восточно-Сахалинского поднятия**, – южного сегмента Камчатско-Кашеваровского палеолинеамента. Здесь автором выделяется три магматических дуги – **Шельтингская ( $J_3-K_{1vlg}$ ), Токоро-Озерская ( $K_{1alb}-K_2$ ) и Учирская ( $K_2стр-таа$ ).**

В геологические образования Шельтингской дуги включаются (1) шельтингская граувакковая толща ( $J_{2-3}$  – по радиоляриям [20, 24, 28]), (2) Набильский аккреционно-субдукционный террейн (148, 131 млн лет – возраст зеленых сланцев [Ханчук и др., 1988, 1989]), (3) известково-щелочные риолиты (140 млн лет) и (4) предположительно бониниты с повышенными содержаниями К и Ва (см. табл. 2). Образования 1, 3 и 4 расположены в районе мыса Шельтинга, а Набильский террейн (2) – к востоку от последнего, в осевой зоне Восточно-Сахалинских гор, поэтому восстанавливается восточная полярность Шельтингской дуги.

В районе мыса Шельтинга также расположен Шельтингский габбро-

бронзититовый массив, сформированный, скорее всего, в карбон–среднеюрский отрезок времени (см. табл. 1), когда Камчатско-Кашеваровский линеамент представлял собой трансформный разлом, на южном фланге которого находилось Прото-Восточно-Сахалинское поднятие. За счет плавления шельтингского габбро-бронзититового субстрата, по всей видимости, и был получен весь спектр бонинитовых магм как Шельтингской, так и Учирской магматических дуг.

Токоро-Озерская и Учирская дуги будут описаны в 4 и 5 защищаемых положениях.

*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 (вместе с сегментами Монероно-Самаргинской дуги Сихотэ-Алиня и Северного Сахалина [Симаненко и др., 2004] протяженность пояса составляет около 2000 км). **Китаками-Монеронская дуга представляет собой западный ископаемый структурно-тектонический линеамент** Охотоморского региона. Полярность Китаками-Монеронского пояса – западная, что обусловлено восточным расположением метаморфизованных офиолитов группы Сорачи (высокобарный пояс Камуикатан) по отношению к магматическим образованиям пояса.

*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 составного магматического линеамента. В различных местах Тайгоносского пояса описаны вулканитовмещающие разрезы от верхнепермского до готеривского возрастов. В триасовых слоях Тайгоносской дуги найдены раковины борельных норийских монотисов [Похиалайнен, 1989; Геология СССР. Т. 30., 1970], аналогичных кашеваровским, что говорит о развитии структуры в относительно высоких широтах. По прямым и косвенным данным [Заборовская, 1978], можно предполагать, что вулканическая дуга начала развиваться на структуре внутриокеанического поднятия, возникшего на рубеже среднего и позднего палеозоя. Л.М. Парфеновым с соавторами [Parfenov et al., 1978] по содержанию  $K_2O$  в вулканических породах на п-овах Кони и Пьягина было определено северное направление падения палеозоны Бениоффа-Заварицкого для Тайгоносского пояса. Об этом же свидетельствует положение Пенжинского террейна аккреционной призмы в структуре дуги. *Таким образом, Тайгоносский пояс развивался с перми до неокома на структуре борельной внутриокеанической островной дуги, представляющей собой один из наиболее древних тектонических субдукционных линеаментов Охотоморского региона – Тайгоносский палеолинеамент.* Тайгоносская дуга 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.

Вулканические и плутонические образования **Валагинского магматического пояса** выделяются в объеме интрузивов и мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ островодужного происхождения, широко распространенных в зонах Восточного и Среднего хребтов Камчатки. В соответствии с палеонтологическими данными [Аккреционная..., 1993], эти толщи относятся к кампану-данию и объединяются в террейн Валагинской внутриокеанической островной дуги, аккретированной к северо-восточной окраине Азии на рубеже мела и палеогена

[Шапино, 1995; Парфенов и др., 1993; Константиновская, 2002; и др.]. Палеомагнитными исследованиями [Баженов и др., 2002; и др.] установлен также быстрый (20 см/год) позднесенонский северный дрейф активного Валагинского пояса, что, по-видимому, возможно только в режиме трансдукции [28], проявлявшейся, вероятно, с обеих сторон дуги. Несмотря на энсиматический генезис, в Валагинской дуге отмечается широкое развитие высококалевых шашонит-латитовых серий (табл. 2), ультраосновные члены которых предложено именовать валагинитами [12, 14]. Валагинская дуга (встречносубдукционная система) является внешним террейном в составе Охотоморского геоблока.

**Защищаемое положение 3.** По результатам детальных исследований, сведенных в [Monograph..., 1986], в центральной зоне о-ва Хоккайдо (пояс Хидака) описаны выходы океанической коры от пермского до раннемелового возрастов. Снос материала в зону Хидака шел как с запада, так и с востока, на основании чего был сделан вывод о существовании на северо-западе мезозойской Пацифики палеоокеана, закрывшегося в результате сближения наземных поднятий, ограничивавших водный бассейн с запада и востока. Фрагменты литосферы палеоокеана, который предложено называть Хидака-океаном, перекрыты валанжин-сантонскими турбидитами аккреционных клиньев супергруппы Хидака, следовательно, океан закрывался в меловое время.

Обобщая более широкие и поздние материалы, включая авторские по о-ву Сахалин [19, 23, 24, 27, 28, 30], во всей Хоккайдо-Сахалинской складчатой системе (ХССС) можно условно выделить три меридиональных мегазоны: Западную, Центральную и Восточную. Западная и Восточная мегазоны сложены комплексами поднятий магматических дуг, в узком межколлизиионном пространстве которых – Центральной мегазоне – запечатаны фрагменты коры палеоокеана.

В центральной зоне Сахалина (Тонино-Анивский п-ов, осевая полоса и западные отроги Восточно-Сахалинских гор) также выделяются меловые аккреционно-субдукционные террейны Тонино-Анивский, Озерский, Сусунайский [Жаров, 2004], Набильский [Ханчук, 1993] и др. с включениями блоков позднепалеозойско-мезозойской океанической коры. Т.е. Центральная, Хидака-Анивская мегазона ХССС является по существу междуговым сутурным поясом, учитывая насыщенность этой области фрагментами океанической литосферы.

Западная мегазона ХССС представлена Китаками-Монероно-Самаргинским палеоостроводужным линеаментом [Симаненко, 1991; 28, 30]. Фундамент дуги сложен домеловыми террейнами Южного и Северного Китаками, изученными на о-вах Хонсю и Хоккайдо [Monograph..., 1986; Pre-Cretaceous..., 1990]. Палеоподнятие Китаками-Монеронской дуги было западным коллизировавшим геоблоком при закрытии Палео-Хидака-океана.

Восточная мегазона сложена комплексами дуг Токоро-Восточно-Сахалинского поднятия. Возраст двух наиболее древних магматических дуг поднятия – позднеюрско-валанжинский (Шельтингская дуга) и альбско-позднемеловой (Токоро-Озерская дуга). Т.е. с конца валанжина до конца альба в магмоактивности Восточно-Сахалинского поднятия отмечается перерыв, в течение которого эта морфоструктура, скорее всего, находилась в движении на плите Кула (Изагаги), господствовавшей в то время в северо-западном сегменте Палеопацифики [Engebretson et al., 1985; Кононов, 1989]. Токоро-Восточно-Сахалинское поднятие было восточной коллизировавшей структурой при закрытии Хидака-океана.

Прежде чем приступить к реконструкции движений краевых структур

палеоокеана, рассмотрим особенности магматизма Южно-Курильского поднятия, где в мезозое завершили формирование два пояса. Это доготеривский (> 134 млн лет) Южно-Охотоморский [23, 26, 28] и альб-сантосский (105-82 млн лет) Раннешикотанский [23, 25, 28]. Т.е. в пределах как Южно-Курильского, так и Восточно-Сахалинского поднятий отмечается валанжин-альбский перерыв в надсубдукционной магматической активности.

Как видно, отмечается жесткая корреляция периодов субдукции под поднятия, обрамляющие Хидака-Анивскую сутурную зону с запада и востока, и, в соответствии с расчетами по движению плит в мезозойской Пацифике [Engelbreton et al., 1985], можно сделать ряд выводов по этапам зарождения, существования и закрытия бассейна Хидака-океана в поздней юре – среднем мелу. По палеомагнитным данным, принимается субстабионарное положение Южно-Курильского поднятия на 30° с.ш. в позднем мелу.

1 этап. На рубеже средней и поздней юры (165-160 млн лет) происходит заложение субмеридионального поднятия Шельтингской дуги к северу от восточного фланга субширотной Южно-Охотоморской дуги, уже в триасе-юре сформировавшейся субстабионарно (принцип малоподвижного состояния надсубдукционных поднятий над "заякоренными" в упругой мезосфере субдуктирующимися плитами [Зоненшайн, Савостин, 1979, и др.] на 15-20° ю.ш. в Западной Пацифике. Палеоширота рассчитывается по расстоянию, пройденному плитой Кула за отрезок времени 130-105 млн лет (амагматичный период на поднятиях восточной границы Хидака-океана), по [Engelbreton et al., 1985]. Вместе с поднятием Шельтингской дуги возникают как сам Хидака-океан, так и его восточная граница, к которой также, по-видимому, принадлежали поднятия Квахонской дуги Срединного хребта Камчатки и вала Кашеварова. Северным пределом океана служило поднятие Тайгоносской дуги, а западную границу, вероятно, формировала цепь из блоков-микроконтинентов (Курсегава, Абакума, Южный Китаками и др.), сосредоточенных вдоль субмеридиональной трансформной зоны (в берриасе, с началом формирования Китаками-Монеронского пояса, трансформная граница была преобразована в субдукционную). На юге Хидака-океан открывался в бассейн Палеопацифики. Примерно в таких границах Хидака-океан (в данном случае это внутриокеаническое мега море, но которое крупнее сходных по типу морей Филиппинского и Фиджи) существовал до конца валанжина (рис. 3).

2 этап. В конце валанжина (~ 130 млн лет) после сближения Южно-Курильского поднятия с подошедшей с юга Кула-Тихоокеанской спрединговой системой происходит отрыв под поднятием плотной, тяжелой и мощной части слэба от близспрединговой, легкой и тонкой пластины. В результате теряется связь нависающей литосферы с оторванной и быстро тонущей в мезосфере частью слэба, о чем свидетельствует прекращение магматизма в пределах структур (Шельтингское и Южно-Курильское поднятия). По тем же причинам начинается северо-северо-западный дрейф тех же структур вместе с плитой Кула (скорость ~ 200 км/млн лет) навстречу стационарно формирующейся вдоль западной границы Хидака-океана Китаками-Монеронской дуге (рис. 3, врезка). Это означает неуклонное сокращение площади палеоокеана в течение готерив-среднеальбского отрезка времени (130-105 млн лет), за который подвижные амагматичные краевые поднятия восточной границы палеоокеана преодолели путь более 5000 км до столкновения с западными.

3 этап. В середине альба (~ 107-105 млн лет) происходит торцевое столкновение Китаками-Монеронского и Южно-Курильского (~ 30° с.ш.) и фронтальное –

Китаками-Монеронского и Восточно-Сахалинского поднятий, в узком межколлизиионном пространстве которых оказались зажаты остатки литосферы Палео-Хидака-океана. Процессы альбской коллизии структур подтверждаются прекращением извержений в Китаками-Монеронской дуге (блокировка зоны субдукции региональными телами) и, напротив, возрождением магматизма на блокирующем Южно-Курильско-Академическом поднятии (Шикотанско-Академический пояс), под которое начала погружаться плита Кула.

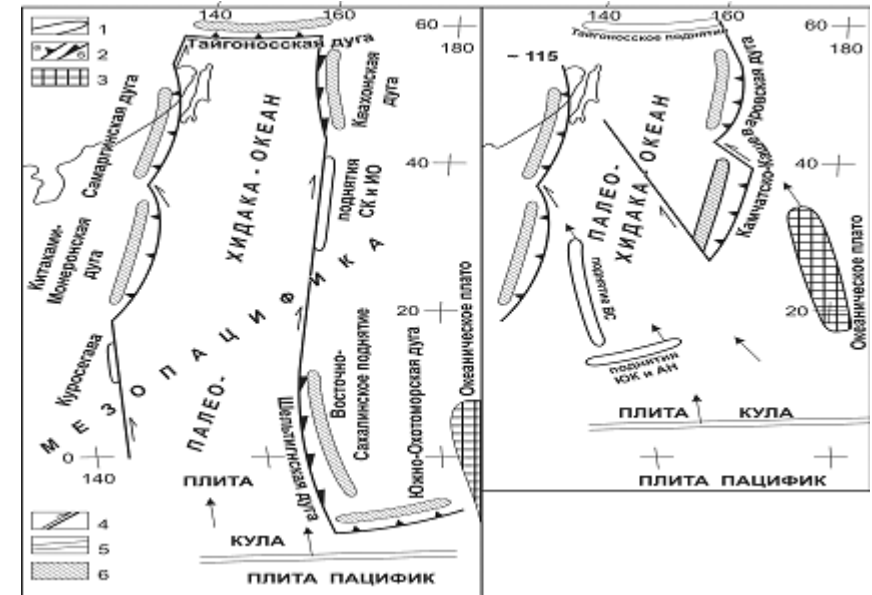
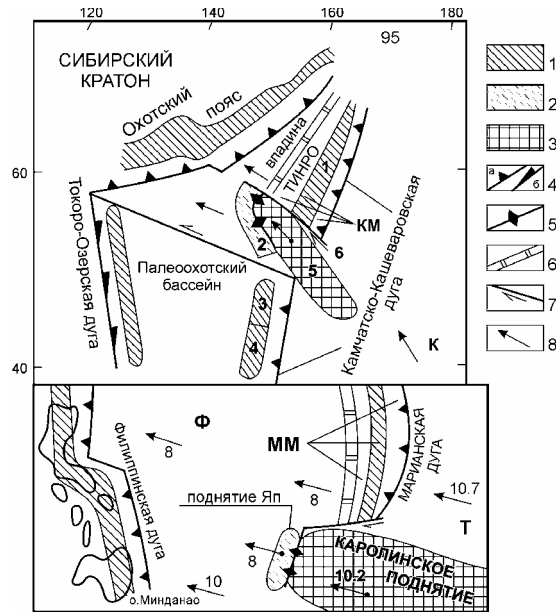


Рис. 3. Палео-Хидака-океан в субстабионарных границах 140-135 млн тому назад (по [30] с дополнениями). 1 – контуры краевых поднятий палеоокеана, 2 – зоны фронтальной (а) и косой (б) субдукции, 3 – океаническое вулканическое плато, 4 – трансформные разломы, 5 – Кула-Тихоокеанская спрединговая система, 6 – супрасубдукционный магматизм на окраинных структурах палеоокеана. Стрелками показаны направления движения плит и структур. Тонкий контур – современная восточная окраина Азии. Южно-Охотоморская дуга – поднятия Южно-Курильское и Академии наук; Океаническое плато – Охотское и Большерецкое поднятия; СК и ИО – поднятия Северо-Курильское и Института океанологии; Квахонская дуга – поднятия Срединнокамчатского и вала Кашеварова. На врезке показана геодинамическая обстановка в регионе ~ 115 млн лет тому назад.

Через 2-3 млн лет в результате надвигания Шикотанско-Академической дуги на литосферу Палеопацифики по оси Хидака-Анивского сутурного пояса началось раскрытие одноименного моря (см. Защищаемое положение 4), через пределы которого плита Кула начала поглощаться под Токоро-Озерскую дугу и Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный пояс.

Ранее в исследовании автора (см. Положение 2) был выявлен весьма нетипичного простирания баррем-туронский Камчатско-Кашеваровский магматический пояс, распространенный в пределах поднятий Срединнокамчатского, вала Кашеварова, Института океанологии и южной части Северо-Курильского. Необычное

петлевидное изгибание магматического линеамента в направлении континента позволяет предполагать коллизию Камчатско-Кашеваровской дуги с двигавшимся со стороны океана геоблоком Охотского свода, находящимся ныне внутри "петли" (см. рис. 1). По-видимому, в начале альба произошло столкновение островной магматической дуги, "заякоренной" над стационарной зоной субдукции, с дрейфовавшим на плите Кула поднятием Охотского свода, представлявшим собой, по Н.А. Богданову и Н.Л. Добрецову [2002], вулканогенное океаническое плато. В середине альба – туроне (время активности Охотского пояса), вероятно, осуществлялось внедрение в пределы Палеоохотского бассейна коллизионной Кашеваровско-Охотской структуры до столкновения ее с окраиной Азии (рис. 4). После этого прекращается магматическая активность и Камчатско-Кашеваровской дуги, и Охотского пояса. В результате поперечное смещение Камчатско-Кашеваровского линеамента по Северо-Охотскому разлому достигло более 1000 км. Более поздние левосторонние движения по Прикамчатскому разлому в результате среднекампанского столкновения поднятий Академии наук и Института океанологии отделили Большерецкое поднятие от Охотского свода и Малко-Петропавловскую зону дислокаций – от Северо-Охотского разлома (см. рис. 1).



**Рис. 4.** Палеогеодинамическая схема Северо-Охотоморского региона для сеномана, по [29, 31]. 1 – магматический пояс (сегмент пояса), прекративший формирование после коллизии с движущимся поднятием; 2 – зоны коллизии; 3 – зоны спрединга; 4 – векторы движения плит и структур (цифры около стрелок на врезке – скорости движения, см/год). Остальные условные знаки см. на рис. 3. Цифрами обозначены поднятия: 1 – Срединнокамчатское, 2 – вала Кашеварова, 3 – Института океанологии, 4 – Северо-Курильское (южный сегмент), 5 – Охотского свода; 6 – Северо-Охотский трансформный разлом. К – плита Кула, КМ – Камчатская микроплита, Ф – Филиппинская плита, Т – Тихоокеанская плита, ММ – Марианская микроплита.

На врезке показана плитно-тектоническая схема Южно-Филиппинского региона для настоящего времени, по [Plate-tectonic map..., 1987] с упрощениями.

Следует отметить, что Н.А. Богданов и Н.Л. Добрецов [2002], опираясь на геофизические данные по строению земной коры, считают, что весь ансамбль положительных и отрицательных охотоморских структур (исключение – Южно-Охотская глубоководная впадина) был сформирован как единое океанское вулканическое плато (Охотское) на плите Кула в конце юры. В Охотском море, однако, изверженных пород, вполне соответствующих по составу магматитам океанских вулканических поднятий и гор пока не обнаружено. Вместе с тем, с

океанического склона Южной Камчатки, фундаментом которой, вероятно, является Большерецкое поднятие [Гнибиденко, 1979], были драгированы высокотитанистые оливин-клинопироксеновые пикритобазальты – лимбургиты [Неверов и др., 1980] (состав:  $\text{SiO}_2 - 40.3$ ;  $\text{TiO}_2 - 2.4$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 13.4$ ;  $\text{FeO} - 11.5$ ;  $\text{MgO} - 13.2$ ;  $\text{CaO} - 9.9$ ;  $\text{Na}_2\text{O} - 3.2$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 0.7$  мас. %). Подобные породы являются членами типовых мезозойских (досреднемеловых) анкармит-лимбургит-трахибазальтовых вулканических ассоциаций подводных поднятий (Маркус-Уэйк, Калахан) Тихого океана [17, 18, 21, 22]. Эти и изложенные ранее данные позволяют предполагать, что Охотско-Большерецкий блок является древним океанским вулканическим воздыманием, а вал Кашеварова, поднятия Института океанологии и Северо-Курильское (южная часть) представляют собой фрагменты баррем-туронской надсубдукционной структуры.

Представленная выше реконструкция сопоставима с миоцен-современной южно-филиппиноморской геодинамической обстановкой, авторская интерпретация которой по материалам из [Лутц, 1980; Plate-tectonic map..., 1987] приводится ниже (рис. 4, врезка).

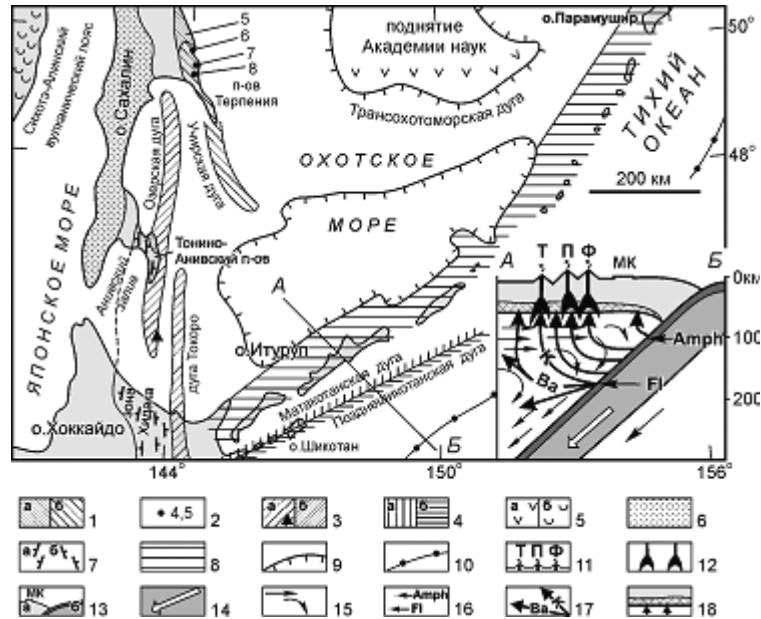
В конце миоцена океаническое Каролинское поднятие, движущееся на Тихоокеанской плите, столкнулось с поднятием Яп, 6-7 млн лет тому назад представлявшим собой магноактивный южный участок Марианской дуги. В результате активной ныне северный сегмент Марианской дуги остался на месте над погружающейся и "заякоренной" в упругой мезосфере океанической пластиной, а ставший амагматичным южный сегмент (поднятие Яп) начал западный дрейф на фронте "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 и современную филиппиноморскую геодинамические обстановки (см. рис. 1, 4), можно отметить следующее: 1) Камчатская микроплита вполне корректно сопоставляется с Марианской микроплитой, 2) Камчатская и Охотская магматические дуги – с Марианской и Филиппинской дугами, 3) вал Кашеварова и Охотский свод – с поднятиями Яп и Каролинским, 4) впадина ТИНРО – с впадиной Филиппинского моря, 5) рифт впадины ТИНРО – с Марианским рифтом, 6) Северо-Охотский трансформный разлом – с Япско-Марианским разломом, 7) прогиб Кашеварова – с впадиной желоба Яп (коллизионные зоны на рис. 4 и врезке).

Таким образом, линеament магматической палеодуги был дезинтегрирован и трансформирован в петлевидную форму после коллизии с дрейфовавшим на плите Кула океанским вулканическим плато, представленным в современной структуре Охотского моря Охотско-Большерецким геоблоком.

**Защищаемое положение 4.** Из позднесенонских магматических структур региона (рис. 5) Озерско-Учирская встречносубдукционная<sup>1</sup> палеоостроводужная система Восточного Сахалина не была описана ранее.

<sup>1</sup> Ввиду редкости феномена встречно падающих и сходящихся на глубине сейсмофокальных зон, терминология для сопутствующих этому процессов и явлений не разработана; в настоящей работе островодужные системы со встречно падающими зонами Бениоффа называются встречносубдукционными или биполярными, соответственно, системы с одной сейсмофокальной зоной именуется моносубдукционными или монополярными.



**Рис. 5.** Схема расположения позднеценонских магматических дуг и четвертичного Курильского вулканического пояса в Южно-Охотском регионе. 1–7 – структуры позднеценонских магматических дуг: 1 – Учирская дуга: *a* – Рымникский субтерреин сочленения дуги со спрединговым океаническим хребтом, *б* – Котиковский субтерреин вулканической дуги (нерасчленившиеся образования вулканогенной учирской свиты и вулканомиктовых турбидитов котиковской серии); 2 – места отбора проб и номера анализов вулканических пород Учирской дуги в табл. 2 (5 – Рымникский субтерреин; 6 – район мыса Шельтинга; 7 – мыс Беллинсгаузена; 8 – мыс Минский); 3 – поднятия дуг Озерской и Токоро на суше и под осадочным чехлом моря (*a*) и выходы на дневную поверхность аккреционной призмы Озерской дуги (*б*, чайкинская толща Озерского террейна); 4 – ареалы магматизма Матакотанской (*a*) и Позднешикотанской (*б*) дуг; 5 – вулканоплутонические комплексы Трасохотоморской дуги (*a*) и Сихотэ-Алинского пояса (*б*); 6 – Западно-Сахалинский терреин преддугового прогиба Сихотэ-Алинского пояса; 7 – меловые аккреционные призмы в зоне Хидака и Южного Сахалина с восточной (*a*) и западной (*б*) вергентностью геологических масс; 8 – четвертичный Курильский вулканический пояс; 9 – Южно-Охотская глубоководная впадина по изобате 3000 м; 10 – ось глубоководного Курильского желоба; *разрез А–Б*: 11 – геохимические зоны четвертичного вулканизма Курильской дуги (Ф – фронтальная, П – промежуточная, Т – тыловая); 12 – очаги магм и подводящие каналы; 13 – надсейсмофокальная литосфера (*a*) и океаническая литосфера с корой (*б*), по [Honda, Uyeda, 1983] (МК – выходы на дно моря комплексов Малокурильской палеоостроводужной системы); 14 – направление поддвига Тихоокеанской плиты; 15 – направления перемещения масс астеносферы, втягиваемой в конвекцию нисходящим движением слэба [Honda, Uyeda, 1983]; 16 – глубинные уровни дегидратации амфибола, 7Å-клинохлора, серпентина (*Amph*) и флогопита, 14Å-клинохлора (*Fl*) в коре погружающегося слэба, по [Авдейко и др., 1992]; 17 – наиболее вероятные направления подъема и рассеивания флюидов и связанных с ними К, Ва, Rb, Sr в конвектирующей надсубдукционной астеносфере; 18 – амфиболитизация и флогопитизация подошвы литосферы в потоках флюидов.

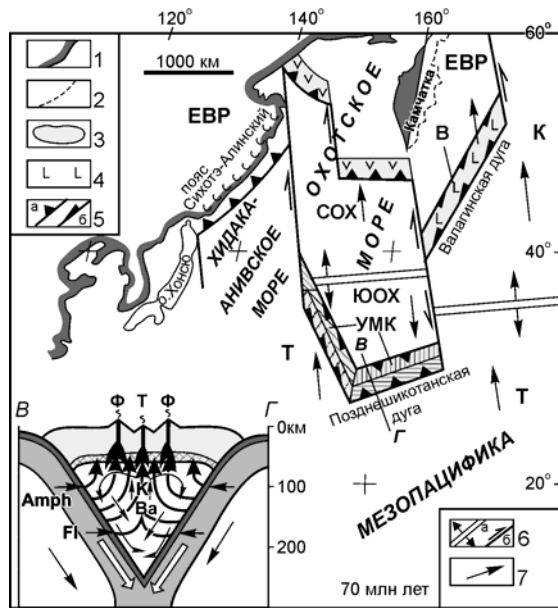
Озерско-Учирская система образована кампан-маастрихтскими Озерской и Учирской островными дугами. В Учирской островной дуге (см. рис. 5) – террейне – автором выделяется Рымникский субтерреин сочленения срединно-океанического хребта с островной дугой и Котиковский субтерреин наземно-мелководноморской вулканической, т.е. собственно островной дуги. Рымникский субтерреин сложен кремнисто-вулканогенной с прослоями аргиллитов рымникской серии и залегающей на ней вулканогенно-терригенной с прослоями кремней березовской серии. Отложения серий вмещают кампан-маастрихтские радиолярии [Казинцова, 1988]. Среди существенно измененных эффузивов террейна отмечаются как низко-, так и высокотитанистые разности, что, по-видимому, свидетельствует о сочленении спредингового центра с синхронно формировавшейся островной дугой. К югу в районе мыса Шельтинга Рымникский субтерреин фациально замещается Котиковским субтеррейном. Котиковский субтерреин (серия свит) сложен осадочно-вулканогенными образованиями учирской свиты и ее фациальными аналогами – вулканомиктовыми турбидитами заслоновской, туровской и ольдонской свит [Гранник, 1978]. Учирская свита тяготеет к восточному побережью Сахалина, а турбидитовые разрезы (задуговой бассейн) в основном распространены к западу. Палеонтологический возраст Учирской свиты (по иноцератам) – кампан-маастрихт [Гранник, 1978]; изотопный возраст вулканических пород также соответствует позднему сенону – 74, 72 и 67 млн лет (см. табл. 1). К югу от полуострова Терпения литифицированные отложения Учирской дуги прослеживаются в виде выходов акустического фундамента в осевой зоне подводного вала Терпения [Гнибиденко, 1979].

В Учирской дуге ярко выражена тектоническая и геохимическая зональности субсинхронного вулканизма. Для северной части дуги (Рымникский субтерреин) было характерно внедрение высокотитанистых и N-MORB-магм в зоне сочленения со спрединговым хребтом (см. табл. 2). Южнее, на мысе Шельтинга извергалась низкокальциевая серия вулканитов с бонинитовой тенденцией – фронтальная геохимическая зона дуги. В 30 км к югу на мысе Беллинсгаузена формировалась вулканоструктура умереннощелочных трахибазальтов–трахиандезитов – промежуточная зона дуги. И еще в 7-8 км к юго-юго-западу на мысе Минском изливались щелочные калиевые трахибазальты–трахиандезиты (см. табл. 2) – тыловая зона Учирской дуги. Таким образом, тектоническая и геохимическая зональности террейнов и вулканических серий Учирской дуги свидетельствуют о юго-западном падении сейсмофокальной зоны в этом палеомагматическом поясе.

Антиподом Учирской дуги в островодужной системе является линейное поднятие акустического фундамента, простирающееся в северном направлении в осевой зоне залива Терпения [Гнибиденко, 1979] и образованное положительной структурой *Озерской дуги*. Озерская дуга протягивается субпараллельно Учирской в 50-70 км к западу от нее. Выходы Озерской дуги на дневную поверхность закартированы на северо-востоке Тонино-Анивского полуострова (Озерский терреин) [Жаров, 2004] и идентифицированы как аккреционная призма в структуре поднятия островной дуги. В кампан-маастрихтском турбидитовом матриксе призмы (чайкинская толща) обнаружены обломки островодужных вулканитов. Юго-западная вергентность образований чайкинской толщи свидетельствует о северо-восточном направлении погружения океанической плиты под Озерскую дугу. А встречная вергентность аккреционных призм на Тонино-Анивском п-ове и в зоне Хидака на о-ве Хоккайдо (см. рис. 1, 5) позволяет предполагать существование Хидака-Анивского морского бассейна между дугами Сихотэ-Алинской и Озерской в меловое

время. Аналогичные чайкинским по строению и возрасту толщи известны в зоне Токоро (о-в Хоккайдо) и выделяются как *дуга Токоро* [Баженов и др. 2002].

Кинематические параметры литосферных плит Мезозойской Пацифики [Кононов, 1989] и палеомагнитные данные по позднесенонским магматическим дугам [Баженов и др. 2002] (Озерская дуга –  $26.6^\circ \pm 5.2^\circ$  с.ш.; Матакотанская дуга –  $36.5^\circ \pm 4.0^\circ$  с.ш.; среднее –  $31.5^\circ$  с.ш.; а также Валагинская дуга Камчатки и Корьякии – от  $42.1^\circ \pm 7.1^\circ$  с.ш. до  $51.1^\circ \pm 7.0^\circ$  с.ш.) позволяют восстановить для маастрихта схему конвергентных и дивергентных границ плит в Охотоморском регионе, на юге и юго-западе которого формировались две островодужные системы со встречным падением зон Бениоффа (рис. 6).



**Рис. 6.** Положение позднесенонских островных дуг Охотоморского региона в Мезозойской Пацифике в маастрихте.

1 – континентальная окраина Азии, 2 – восточная граница Камчатки в будущем кайнозое после аккреции Валагинской и Кроноцкой дуг, 3 – надсубдукционные поднятия островных дуг, 4 – вулканические комплексы Валагинской системы (Ирунейская и Валагинская дуги), 5 – зоны фронтальной (а) и косой (б) субдукции, 6 – спрединговые хребты (а) и трансформные разломы (б), 7 – направление движения плит; литосферные плиты: ЕВР – Евразийская, К – Кула, Т – Тихоокеанская, СОХ – Северо-

Охотоморская, ЮОХ – Южно-Охотоморская, УМК и В – Учирско-Малокурильская и Валагинская микроплиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

К началу позднего палеоцена (60 млн лет) энергетически истощается астеносфера под Охотским бассейном, и Охотоморская спрединговая система прекращает свое существование. Как следствие – отмирает Матакотанская дуга, а в Трансохотоморскую субдукционную систему начинает затягиваться Южно-Курильское поднятие, с трудом удерживаемое на месте над погружающимся под Позднешикотанскую активную дугу слэбом, обретшим 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 итоге, геодинамическая обстановка взаимодействия структур в Охотском бассейне в позднем палеоцене оказывается сходной с современной для

Филиппиноморского региона (см. рис. 4): а) Позднешикотанская дуга, расположенная 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 палеорифт – с интрадуговым Марианским рифтом; г) Трансохотоморский магматический пояс – с Филиппинским поясом.

По-видимому, на рубеже палеоцена и эоцена (55 млн лет), погружающаяся под Позднешикотанскую дугу океаническая пластина, достигнув критической величины обратного наклона, разрывается, и Южно-Курильское поднятие, освободившись от своего “якоря”, уходит в северный дрейф вместе с Тихоокеанской плитой. Прекращается активность Позднешикотанской дуги.

В это же время (65-55 млн лет), по-видимому, происходило закрытие Хидака-Анивского бассейна и завершилось формирование Сихотэ-Алинского пояса.

Таким образом, в кампане-палеоцене Палеоохотский бассейн имел срединную спрединговую систему и был окружен с трех сторон магматически активными поднятиями. Сходная геодинамическая обстановка наблюдается сейчас в объединенном бассейне морей Соломонова и восточной части Кораллового. Здесь площадь бассейна с трех сторон окружена поднятиями активных магматических дуг – Новобританской, Соломоновой и Вануату; а срединная спрединговая система представлена рифтом Вудларк.

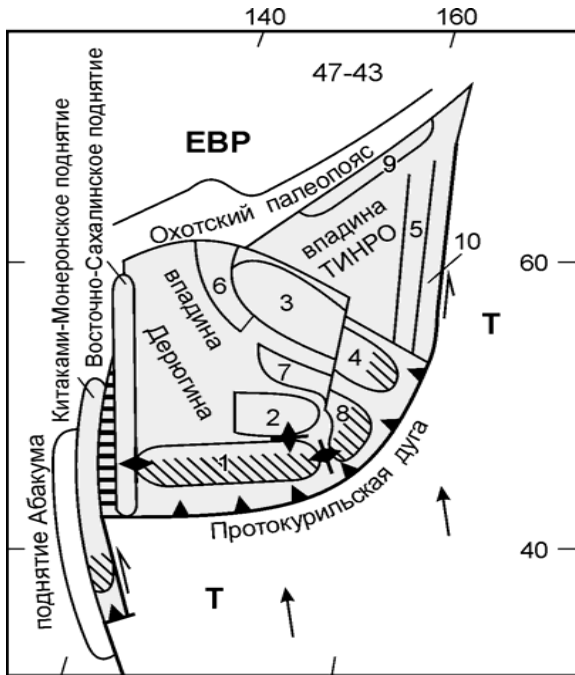
47-45 млн лет тому назад Южно-Курильская структура после дрейфа сталкивается с поднятиями Восточно-Сахалинским на западе и Академии наук и Северо-Курильским – на востоке. Происходит закрытие интрадугового бассейна, вмещающего шикотанские офиолиты, с надвиганием по Центральношикотанскому шву южной половины Южно-Курильского поднятия на северную (см. рис. 2). Завершается коллизия **Охотоморского геоблока**, или в терминах террейновой концепции – **Охотоморского супертеррейна** (рис. 7). После коллизии прекращается активность Трансохотоморского пояса. Синхронно формируется зона субдукции под активизировавшуюся Протокурильскую дугу, 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.1).

**Защищаемое положение 5.** Рассмотрим зональность вулканических поясов на примере встречно- и моносубдукционных систем региона.

Среди геохимических особенностей магматизма над встречно падающими сейсмофокальными зонами главной является весьма высокая насыщенность К и Ва серий вулканических пород тыловых зон дуг. Так, содержания К в основных вулканитах тыловых зон дуг встречносубдукционных Озерско-Учирской и Малокурильской систем в среднем в 2.2 раза больше, чем в тыловых базальтах монополярной Курильской дуги (см. табл. 2). А насыщенность барием (величина Ва/Са) тыловых базальт-андезитовых серий дуг биполярных систем в 3–3.5 раза выше насыщенности этим элементом соответствующих ассоциаций моносубдукционных вулканитов. Данные по камчатским сенонским шошонитам (Валагинская дуга) свидетельствуют, что Ирунейский (хребет Срединный) и Валагинский (хребет Восточный) вулканические линейменты формировались над разными, но встречно падающими зонами Бениоффа (см. рис. 6 и табл. 2).

Скорее всего, высокая насыщенность флюидофильными К, Sr и Ва тыловых вулканических зон дуг встречносубдукционных систем объясняется концентрацией





**Рис. 7.** Палеогеодинамическая схема Охотоморского региона для среднего эоцена. Цифрами обозначены структуры поднятий: 1 – Южно-Курильского, 2 – Академии наук, 3 – Охотского свода, 4 – Большеречского, 5 – Срединнокамчатского, 6 – вала Кашеварова, 7 – Института океанологии, 8 – Северо-Курильского, 9 – Тайгоносского (Кони-Тайгонская палеодуга), 10 – Валагинского (Валагинская палеодуга). Горизонтальная штриховка – Хидака-Анивский сутурный пояс (зона). Темным фоном выделена область завершившего коллизии Охотоморского геоблока.

этих элементов в узком мантийном клине между двух плотных непроницаемых слэбов и неизбежного попадания флюидов и несомых ими элементов в надсейсмофокальные магмы в процессе формирования вулканических поясов (см. рис. 6, разрез). Напротив, в моносубдукционных системах, во-первых, в надсейсмофокальном пространстве в 2 раза меньше флюидофильных элементов, поскольку дегидратации подвергается кора не двух, а одного погружающегося слэба; и, во-вторых, происходит рассеивание флюидов и связанных с ними элементов в конвектирующей астеносфере, как показано на разрезе рис. 5.

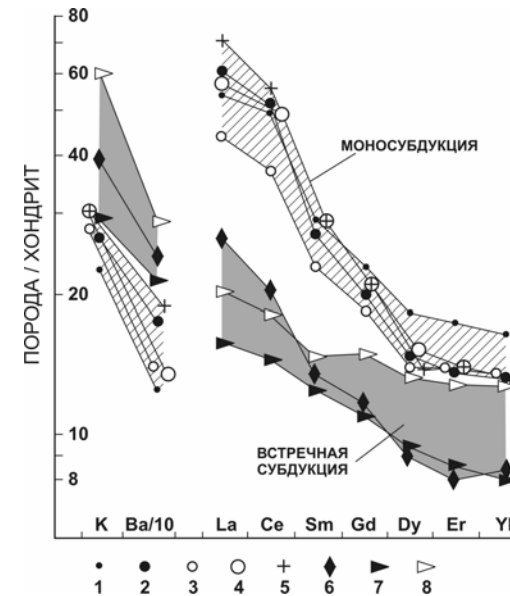
При анализе содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) в базальтоидах тыловых зон встречно- и моносубдукционных систем (см. табл. 2 и рис. 8) наблюдается обратная картина – абсарокиты биполярных Малокурильской и Валагинской систем обеднены РЗЭ, в то время как субщелочные базальты монополярной Курильской дуги имеют повышенные содержания лантаноидов.

Из представленных материалов следуют ряд выводов.

1. Насыщение флюидофильными К, Rb и Ва тыловых вулканических поясов как моно-, так и биполярных островодужных систем происходит в основном в результате глубинной (150-170 км) дегидратации флогопита, содержащегося в коре погружающегося слэба.

2. Основное количество РЗЭ привносится в тыловые вулканические монополярных внутриокеанических дуг задуговой конвектирующей астеносферой, которая, вместе с тем, обеднена К, Rb и Ва по сравнению с мантийным клином над встречно падающими слэбами, блокирующими как рассеивание металлонесущих флюидов из межслэбового клина, так и привнос в него РЗЭ из смежных областей океанической астеносферы.

3. Астеносферные источники существенно богаче РЗЭ, чем субдукционные. Эти выводы наглядно иллюстрируются диаграммой, представленной на рис. 8.

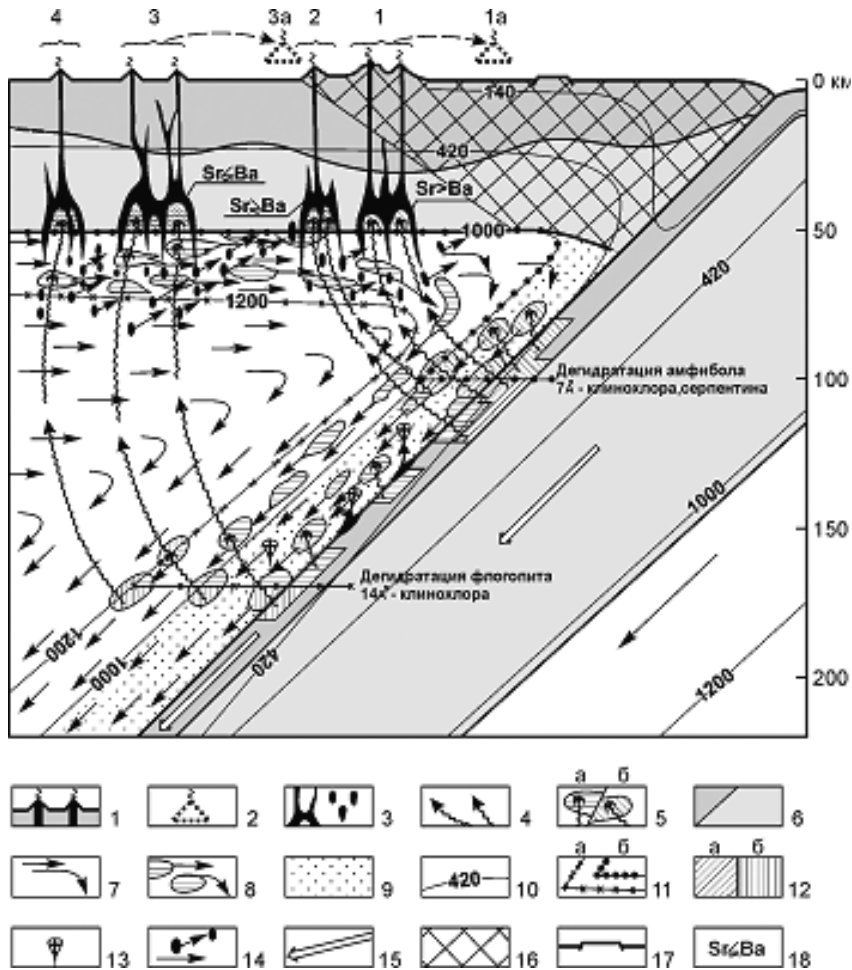


**Рис. 8.** Содержания К, Ва и РЗЭ, нормированные по хондриту [Sun, McDonough, 1989], в базальтах повышенной и высокой калиевоности островных дуг Курило-Камчатского региона. 1-5 – Курильская дуга: 1 – в. Богдан Хмельницкий; 2 – п.в. 8.10; 3 – в. Эбеко; 4 – в. Алайд; 5 – в. Пик Фусса (1, 2 – сегмент о-ва Итуруп; 3-5 – сегмент о-ва Парамушир; 3 – фронтальная; 1, 5 – промежуточная и 2, 4 – тыловая зоны); 6 – абсарокиты тыловой зоны Матакотанской и Позднешикотанской дуг; 7, 8 – абсарокиты (7) и шшониты (8) ирунейской серии в районе перевала Кирганикского Срединного хребта Камчатки (Валагинская островодужная система). 2, 6 и 7 – соответствуют анализам 10, 3 и 9 в табл. 2. 3 и 5 – из материалов Э.Д. Голубевой.

Есть еще одна проблема, которая до сих пор не имеет принципиального решения, – это нарушения геохимической зональности вулканизма по конкретным профилям вкрест простирания Курильской дуги. Как правило, по профилям идет закономерное насыщение пород вулканических серий калием, рубидием и барием от фронтальной к промежуточной и тыловой зонам. Однако по профилям Южного Итурупа, Южного и Северного Парамушира флюидофильные элементы распределены в эффузивах от фронтальной зоны к тыловой явно не закономерно. Например, в базальтах вулкана Пик Фусса (Южный Парамушир, промежуточная зона) содержание окиси калия достигает 2 %, тогда как в базальтах тылового вулкана этого профиля (в. Ширинки, о-в Анциферова) оно составляет 1,6 %. На вулкане Эбеко (Северный Парамушир, фронтальная зона) встречаются как среднекалиевые (1,4 %  $K_2O$ ), так и высококалиевые (1,85 %  $K_2O$ ) базальты (см. рис. 8), а в базальтах тылового вулкана Алайд среднее содержание окиси калия не увеличивается (1,7 – 1,9 %). Особенно значимое нарушение геохимической зональности отмечается для Поперечной зоны Броутона, где нарастание калиевоности и бариевости вулканических идет по существу в обратном направлении – от тыловой зоны к фронтальной (см. книгу Г.П. Авдейко и др. "Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги" [1992]).

Для объяснения случаев нарушения геохимической зональности, а также удаленного положения вулканического пояса от сейсмофокального слоя нами [32] разработана оригинальная петролого-геодинамическая модель (рис. 9), основанная на экспериментальных данных о вытягивании надслэбовой астеносферы в конвекцию нисходящим движением океанической литосферы [Honda, Uyeda, 1983].

Влияние полномасштабной конвекции надслэбовой астеносферы под островными



**Рис. 9.** Модель магнезиообразования в тектоносфере Курильских островов в условиях конвекции астеносферы под дугой, по [32]. Положение разреза тектоносферы показано на рис. 5 (линия А–Б). 1 – фактическое расположение зон четвертичного вулканизма в концепции конвектирующей поддуговой астеносферы (1 – фронтальная, 2 – промежуточная, 3 – тыловая и 4 – дальнетыловая зоны), 2 – наиболее вероятное расположение вулканических зон (1а – фронтальная низкокальциевая и низкобариевая и 3а – тыловая высококальциевая и высокобариевая) в режиме вертикального подъема флюидов (стационарная астеносфера под дугой), 3 – очаги генерации магмы и подводящие каналы, 4 – ориентировочное направление флюидных потоков от областей дегидратации субстрата в условиях конвекции мантии, 5 – метасоматическая флогопитизация (а) и амфиболитизация (б) участков субстрата мантии в потоках флюидов в областях устойчивости флогопита и амфибола; 6 – литосфера с нижней границей коры; 7 – астеносфера и направления её течения (6, 7 – по [Honda, Uyeda, 1983]); 8 – направление движения отдельных блоков в конвектирующей астеносфере; 9 – переходный охлажденный слой перидотитов над океанической литосферой; 10 – геоизотермы, по [Honda, Uyeda, 1983];

Авдейко, 1994]; 11 – критические границы устойчивости флогопита (а) и амфибола (б), по [Tatsumi et al., 1986; Авдейко и др., 1992]; 12 – области генерации флюидных потоков, обогащенных литофильными Rb, Ba, K, Sr в зонах дегидратации амфибола (а) и флогопита (б); 13 – закристаллизовавшиеся в охлажденном слое мантии очаги магм; 14 – вероятные направления перемещения очагов магмогенерации при горизонтальном движении субстрата астеносферы; 15 – направление подвига Тихоокеанской плиты; 16 – литосферный геоблок мел-палеоценовой Малокурильской островодужной системы; 17 – выходы малокурильских комплексов на поверхность Земли; 18 – отношение содержаний Sr и Ba в базальтоидных расплавах.

дугами на геохимию магм еще не обсуждались в научной литературе. Тем не менее, феномен конвекции, по-видимому, действительно существует, поскольку косвенно подтверждается отчетливо дискордантным, более удаленным от оси сейсмофокального слоя положением реальных вулканических поясов (например, для Южных Курил это 130-250 км [Авдейко и др., 1992]; см. рис. 9, усл. знак 1) по отношению к теоретическим (рис. 9, усл. знак 2), которые должны были бы проектироваться, согласно данным по дегидратации амфибола, гидрослюд и флогопита в кровле погружающегося слэба [Tatsumi et al., 1986; Gill, 1981], на расстояние до сейсмофокальной зоны от 100 до 150-170 км при вертикальном подъеме водных флюидов в условиях стационарного состояния надслэбовой астеносферы [Авдейко и др., 1992; Gill, 1981].

Но если, благодаря сцеплению с быстро опускающейся океанической литосферой, астеносфера также вовлекается в направленное течение, то флюиды от подвергающегося дегидратации слэба будут подниматься не вертикально, а по дуге, как показано на рис. 9 и 5. Причем, отделяющиеся вместе с флюидом крупноионные Rb, Ba и K будут доставляться к очагам генерации магм не сразу и не в полном объеме, а должны частично фиксироваться в конвектирующей мантии в составе метасоматического флогопита, проходя через 2 зоны (одна над слэбом, вторая – под литосферой вулканической дуги) температурной устойчивости этого минерала ( $\leq 1200^\circ$  [Tatsumi et al., 1986; Gill, 1981]).

В процессе такого "круговорота" флогопита и входящих в него флюидофильных Rb, Ba и K в конвектирующей астеносфере под Курильской дугой появляются реальные тыловые подводные вулканы, расстояние от которых до осевой плоскости сейсмофокальной зоны достигает 250 км и более (см. рис. 9). Подлитосферные мантийные течения, направленные в сторону желоба, также обуславливают появление магм повышенной калиевоности в промежуточной (влк. Пик Фусса на Южном Парамушире) и даже в низкощелочной фронтальной (п.в. 6.13 и влк. Мильна на о-ве Симушир – Поперечная зона Брутона; влк. Эбеко – Северный Парамушир; и др.) вулканических зонах.

Таким образом, концепция принудительной надслэбовой конвекции астеносферы под островными дугами вполне корректно согласуется и с удаленным от сейсмофокального слоя расположением областей активного вулканизма, и с поперечной геохимической зональностью магм, и с исключениями из правила нарастания Rb, Ba и K в вулканитах от фронтальных к тыловым зонам дуг.

#### Основные публикации по теме диссертации

1. Говоров И.Н., Говоров Г.И., Голубева Э.Д., Василенко Г.П. Геохимия вулcano-плутонических комплексов южной группы Курильских островов //

Вулкано-плутонические ассоциации зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 21-37.

2. Говоров И.Н., **Говоров Г.И.** Геохимия вулканических пород островных дуг // Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. С. 238-258.

3. 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.

4. **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.

5. **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.

6. Симаненко В.П., Щека С.А., **Говоров Г.И.** Особенности геохимии вулканических поясов // Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. С. 379-384.

7. Говоров И.Н., **Говоров Г.И.** Петрохимические особенности вулканических ассоциаций Курильской островодужной системы // Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. С. 179-185.

8. **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.

9. 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.

10. 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.

11. **Говоров Г.И.** Курильский блок // Фундамент тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. С. 140-148.

12. Говоров И.Н., **Говоров Г.И.**, Симаненко В.П., Бадреднинов 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.

13. **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.

14. Говоров И.Н., Бадреднинов З.Г., Дардыкина Л.Н., Тарарин И.А., **Говоров Г.И.** Ультраосновные вулканические породы шошонит-латитовой серии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 2. С. 427-431.

15. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., **Говоров Г.И.** и др. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.

16. **Говоров Г.И.** Базальт-андезитовые ассоциации современных островных дуг // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. С. 44-58.

17. Говоров И.Н., Киселев В.В., **Говоров Г.И.** и др. Автономные анкарамиты гор Маркус-Уэйк (Тихий океан) // ДАН. 1992. Т. 325, N 5. С. 994-998.

18. Говоров И.Н., **Говоров Г.И.**, Симаненко В.П., Мартынов Ю.А. Анкарамитовая ассоциация гор Маркус-Уэйк (Тихий океан) как показатель погребенных древних структур // Геотектоника. 1993. N 4. С. 87-96.

19. **Говоров Г.И.**, Высоцкий С.В., Бойко С.А. Первая находка бонинитов на о. Сахалин // ДАН. 1993. Т.331, № 6. С. 709-712.

20. Vysotsky S.V., Kemkin I.V., **Govorov G.I.** New data on the age of the East Sakhalin Paleoaarc (from the radiolarian data) // 5th Zonenshain conference on plate tectonics. Programme and Abstracts. Moscow, 1995. P. 208-209.

21. Говоров И.Н., **Говоров Г.И.**, Мартынов Ю.А. и др. Горы Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик // Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. С. 120-139.

22. Говоров И.Н., **Говоров Г.И.**, Симаненко В.П. и др. Анкарамит-трахибазальтовая провинция Мид-Пацифик // Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. С. 136-169.

23. **Говоров Г.И.** Охотоморская провинция // Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. С. 369-401.

24. 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.

25. **Говоров Г.И.** Геодинамика Малокурильской палеостроводужной системы по геохронологическим и петрохимическим данным // ДАН. 2000. Т. 372, № 4. С. 521-524.

26. **Говоров Г.И.**, Сеница С.М., Игнатьев А.В. Геохронология и геотектоническое значение раннемезозойских гранитоидов Восточного Охотоморья // ДАН. 2000. Т. 372, № 6. С. 794-795.

27. Ханчук А.И., **Говоров Г.И.** Магматизм и геодинамика Восточносахалинско-Пенжинского линейного элемента в позднем мезозое // ДАН. 2000. Т. 373, № 4. С. 516-519.

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

29. **Говоров Г.И.** Камчатско-Кашеваровский баррем-туронский магматический пояс островодужного типа в Северо-Охотоморском регионе // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики: Материалы Всероссийского совещания. Магадан, 3-6 июня 2003 г. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – Т. 1. С. 172-174.

30. **Говоров Г.И.**, Симаненко В.П. Магматизм и кинематика краевых структур Палео-Хидака-океана (Западно-Охотоморский регион) // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Труды Всероссийского совещания, г. Иркутск, 26–29 августа 2003 г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2003. С. 289-293.

31. **Говоров Г.И.** Меловая коллизия Камчатско-Кашеваровской дуги и дрейфующего океанического плато в Северо-Охотоморском регионе // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Труды Всероссийского совещания, г. Иркутск, 26–29 августа 2003 г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2003. С. 293-297.

32. **Говоров Г.И.**, Сахо В.Г., Журавлев Д.З. Nd–Sr-изотопия и геодинамика альб-четвертичного магматизма Южных Курильских островов // ДАН. 2005. Т. 403, № 1. С. 88-92.

**Дальневосточный Геологический Институт Российской  
Академии Наук**

690022, Владивосток-22, пр-кт 100-летия Владивостоку, 159

Факс: (7 - 4232) 317847

Тел.: (7 - 4232) 318750

URL: <http://www.fegi.ru>

E-mail:

[office@fegi.ru](mailto:office@fegi.ru) - ученый секретарь ДВГИ ДВО РАН Н.А.Чепкая

[director@fegi.ru](mailto:director@fegi.ru) - директор ДВГИ, член-корреспондент РАН А.И.Ханчук