

А.В. Соловьев

зучение тектонических процессов



анализа

ТРУДЫ ISSN 0002-3272 ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

А.В. Соловьев Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES GEOLOGICAL INSTITUTE



TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE

Founded in 1932 Vol. 577

A.V. Soloviev

Investigation of the tectonic processes at the convergent settings of lithosphere plates

Fission-track dating and structural analysis



MOSCOW NAUKA 2008

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Основаны в 1932 году Вып. 577

А.В. Соловьев

Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит

Методы трекового и структурного анализа



МОСКВА НАУКА 2008

Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук *С.Д. Соколов*

Редакционная коллегия:

М.Г. Леонов (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов (заместитель главного редактора), К.Е. Дегтярев, Ю.В. Карякин (ответственный секретарь), Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов, С.Д. Соколов, М.Д. Хуторской

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук Е.В. Бибикова, доктор геолого-минералогических наук С.В. Руженцев

На переплете: треки спонтанного распада U²³⁸ в природном кристалле апатита. Фото любезно предоставлено профессором Дж.И. Гарвером (Юнион Колледж, США)

. Труды Геологического института / Геол. ин-т РАН. – М. : Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М. : Наука, 1964– . – ISSN 0002-3272.

Вып. 577: Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит : методы трекового и структурного анализа / А.В. Соловьев ; [отв. ред. С.Д. Соколов]. – 2008. – 319 с. – ISBN 978-5-02-034129-6 (в пер.).

В монографии рассмотрены методические основы трекового датирования минералов (fission-track dating). Трековое датирование апатита и циркона позволяет решать разнообразные тектонические задачи. Применение этого метода для изучения тектонических процессов (аккреция, коллизия, эксгумация) дает возможность количественной оценки времени и скорости их развития. Приведены примеры решения тектонических задач методами трекового датирования и структурного анализа для Южной Корякии, Камчатки и Южио-Анюйской зоны.

Для геологов, занимающихся изучением тектонических процессов на конвергентных границах литосферных плит, специалистов, занимающихся поисками месторождений полезных ископаемых, студентов геологических специальностей.

Темплан 2007-І-196

ISBN 978-5-02-034129-6

- © Геологический институт РАН, 2008
- © Соловьев А.В., 2008
- © Российская академия наук и издательство "Наука", продолжающееся издание "Труды Геологического института РАН" (разработка, оформление), 1932 (год основания), 2008
- © Редакционно-издательское оформление. Издательство "Наука", 2008

предисловие

Появлению этой книги я обязан многим людям, прежде всего хочется вспомнить руководителя юношеской геологической партии ГорСЮТур "Полюс" (г. Нижний Тагил) С.Г. Корякина, педагогический талант и человеческие качества которого привили любовь к геологии еще в школьные годы, а также преподавателей геологического факультета МГУ (М.А. Гончарова, Н.В. Короновского, М.Г. Ломизе, Е.Е. Милановского, В.С. Милеева, А.М. Никишина, Д.И. Панова, Л.А. Сим, В.Г. Талицкого, В.Е. Хаина и многих других).

Огромное влияние на автора оказал Н.А. Богданов, который был бессменным научным руководителем сначала дипломной работы, а затем кандидатской диссертации автора. Несмотря на очень сложную ситуацию в науке в 90-х годах прошлого века, Н.А. Богданов создал крайне благоприятные условия для проведения полевых работ на Камчатке и создания трековой лаборатории в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН.

Настоящую любовь к Камчатке привил автору большой знаток камчатской геологии М.Н. Шапиро, его знания и полевой опыт очень помогли при сборе полевого материала, осмыслении и публикации полученных результатов. Постановка многих задач, решение которых приводится в книге, происходила при непосредственном участии М.Н. Шапиро.

Появление этой книги было бы невозможно без длительного и весьма плодотворного сотрудничества с профессором Дж.И. Гарвером (Юнион Колледж, Скенектади, США) и профессором М.Т. Брэндоном (Йельский университет, Нью-Хевен, США), начавшегося в 1993 г. и продолжающегося до сих пор. В 1998–1999 гг. Дж.И. Гарвер организовал стажировку, в результате которой автор освоил методику трекового датирования, Дж.И. Гарвер оказал огромную поддержку при создании лаборатории трекового датирования в Москве.

Автор благодарит Дж.К. Хоуригана (Университет Калифорнии, Санта Круз, США) за участие в полевых работах, предоставление материалов U/Pb SHRIMP датирования, совместную разработку модели тектонической эволюции Срединного хребта Камчатки. Автор признателен М.М. Аракелянц, Г.Е. Бондаренко, М.Е. Булену, В.Е. Вержбицкому, А.Е. Голдыреву, Е.С. Григоренко, А.Б. Кирмасову, Е.Ю. Коротеевой, А.Б. Кузьмичеву, К.А. Крылову, А.В. Ландеру, Г.В. Ледневой, Д.А. Лопатиной, М.В. Лучицкой, Т.Н. Палечек, Р.М. Палечек, П. Райнерсу, В.Н. Синельниковой, М.И. Тучковой, Е.А. Щербининой за многолетнюю поддержку и сотрудничество. В работе оказали помощь сотрудники Н.Я. Щербачева и И.С. Ипатьева

из лаборатории минералогического и трекового анализа под руководством В.В. Ляховича. Также выражаю благодарность М.В. Алексютину, Е.В. Бибиковой, В.С. Буртману, В.С. Вишневской, А. Картеру, Д.В. Коваленко, Ю.О. Егорову, Е.А. Константиновской, Б.А. Марковскому, В.М. Моралеву, С.А. Паланджяну, О.М. Розену, Е.Г. Сидорову, Б.И. Слядневу, С.Д. Соколову, Н.И. Филатовой, А.И. Ханчуку, А.К. Худолею, В.Д. Чеховичу, П.А. Чеховичу, С.В. Шипунову за рекомендации и плодотворные дискуссии, которые оказались весьма полезны при написании работы. Считаю своим долгом выразить признательность всем рецензентам моих статей, чьи замечания очень помогали более стройно и логично представить полученные данные.

Работа выполнялась в лаборатории тектоники окраинных морей Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН (1992–2004), с 2004 г. – в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН. Исследования финансировались Российским фондом фундаментальных исследований (проекты № 97-05-79025, № 98-05-79056, № 98-05-64525, № 01-05-79112, № 02-05-64967, № 05-05-64066) и Национальным научным фондом (NSF, США, гранты EAR 94-18990, EAR 94-18989, OPP-9911910). В 1998–2000 гг. исследования финансировались по гранту 5-го конкурса-экспертизы Комиссии РАН по работе с молодежью. В 2003–2005 гг. работы были поддержаны в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6, в 2004–2005 гг. – финансировались Американским фондом гражданских исследований и развития для независимых государств бывшего Советского Союза (CRDF RG1-2568–MO-03) и Фондом содействия отечественной науке.

введение

Изучение тектонических процессов, происходивших в областях конвергенции литосферных плит, является фундаментальной научной проблемой современной геотектоники. Исследования динамики и кинематики тектонических процессов (аккреция, коллизия, эксгумация) путем оценки времени и скорости их развития, направлений перемещения становятся все более актуальными в последние десятилетия. Возможность постановки таких задач связана в первую очередь с развитием методик геохронологических и структурно-кинематических исследований. В книге приводятся оригинальные примеры решения тектонических задач методами трекового датирования (fission-track dating) циркона и апатита и структурно-кинематического анализа. Методические приемы реконструкций тектонической эволюции показаны на примере юга Корякского нагорья и Камчатки. В качестве дополнительного материала привлекаются данные, полученные по Южно-Анюйской зоне (Западная Чукотка и остров Большой Ляховский). Количественная характеристика тектонических процессов весьма актуальна в свете прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых. Так, например, реконструкция термальной истории терригенных пород методом трекового датирования апатита весьма важна для оценки зрелости органического вещества и прогноза нефтегазоносности.

Цель работы – изучение особенностей тектонических процессов, происходивших в областях конвергенции литосферных плит, на примере Северо-Востока России. В качестве опорного региона были выбраны юг Корякского нагорья и Камчатка, где в мезозое и кайнозое широко проявились процессы аккреции, коллизии и эксгумации. В основу книги положены оригинальные материалы, собранные автором во время полевых работ в 1992–2004 гг. на юге Корякского нагорья и Камчатке. В работе учтены литературные и фондовые материалы по рассматриваемым регионам. Образцы из Южно-Анюйской зоны предоставлены Г.Е. Бондаренко (ГИН РАН), с о-ва Большой Ляховский – А.Б. Кузьмичевым (ГИН РАН).

Методом трекового датирования проведено определение возраста цирконов из 80 образцов, получено около 3800 определений возраста единичных зерен циркона. Апатит датирован из 70 образцов (около 2300 определений отдельных зерен). Получены датировки другими изотопными методами: U/Pb (2 образца), Rb/Sr (1 образец), K/Ar (4 образца), (U–Th)/He (5 образцов). Датирование циркона и монацита методом U/Pb SHRIMP проведено Дж.К. Хоуриганом (Университет Калифорнии, Санта Круз, США) по образцам автора (6 образцов – анализ возраста обломочных цирконов, 8 образцов – определение возраста магматогенных или метаморфогенных цирконов, 5 образцов – датирование метаморфогенного монацита). (U–Th)/Heдатирование выполнено для 5 образцов П. Райнерсом (Йельский университет, Нью-Хевен, США). Биостратиграфические исследования образцов проводились Т.Н. Палечек (ГИН РАН, радиолярии), Е.А. Щербининой (ГИН РАН, нанопланктон), Е.Ю. Барабошкиным (МГУ, моллюски), В.Н. Синельниковой (ГИН РАН, двустворки, гастроподы), С.И. Ступиным (ГИН РАН, фораминиферы), Д.А. Лопатиной (ГИН РАН, споры и пыльца).

Методы исследований делились на полевые и лабораторные. Полевые исследования опирались на геологические наблюдения и крупномасштабное картирование ключевых участков, анализ пликативных и дизъюнктивных деформаций для определения ориентировки осей палеонапряжений, изучение кинематических индикаторов в зонах разломов для определения направлений перемещения. При отборе проб для геохронологического изучения в первую очередь уделялось внимание структурной позиции образца, что в ряде случаев имеет огромное значение при интерпретации данных.

Выделение апатита, циркона, монацита, амфибола и биотита из проб проводилось в лаборатории минералогического и трекового анализа под руководством В.В. Ляховича (ГИН РАН). Подготовка препаратов для трекового анализа осуществлялась в лабораториях трекового датирования Юнион Колледжа (Скенектади, США) и Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН. Препараты облучались в реакторе Университета штата Орегон (США). Подсчет треков проводился на установках в Юнион Колледже (Скенектади, США), в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН, а затем в Геологическом институте РАН. При датировании использован метод внешнего детектора.

Трековое датирование (fission-track dating) – метод определения времени остывания минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (²³⁸U), накапливающихся в природных минералах в ходе геологической истории. Трековый возраст отражает время остывания минерала ниже температуры закрытия трековой системы (например. [Fleischer et al., 1964; Шуколюков и др., 1965; Wagner, Van den Haute, 1992]). В этом смысле трековые возрасты соответствуют времени формирования для быстро остывших вулканических пород (возраст извержения) или отражают время остывания пород при выведении с глубинных уровней (возраст эксгумации).

Детритовая термохронология – это методика, опирающаяся на трековое датирование отдельных зерен минералов из осадков, она позволяет проследить связь между тектоническими процессами и седиментацией. Осадочные породы содержат минералы различного трекового возраста, которые поступили в осадок из источников с разной термотектонической историей. Это позволяет реконструировать эволюцию источников сноса во времени. Изучение возраста отдельных зерен циркона дает возможность: а) проводить стратиграфические корреляции; б) определять возраст отложений, не содержащих фауны; в) реконструировать источники сноса терригенного материала и г) изучать эксгумационную эволюцию пород питающих провинций.

Трековое датирование циркона и апатита и структурно-кинематический анализ впервые применены для анализа геодинамики Южной Корякии и Камчатки, а также Южно-Анюйской зоны. Методические разработки, приведенные в работе, можно использовать при датировании "немых" терригенных толщ и геологическом доизучении территорий. Новые датировки и структурно-кинематические данные позволяют более обоснованно подойти к вопросу прогноза месторождений полезных ископаемых, так как касаются вопросов перемещения комплексов и их становления в современной структуре.

Первая часть книги посвящена рассмотрению методических основ трекового датирования, возможностей и ограничений метода и делится на три главы. В первой главе представлены физические основы метода трекового датирования, во второй – описана концепция отжига треков, в третьей – освещены методические принципы решения тектонических задач методом трекового датирования, а также приводятся некоторые конкретные примеры из литературных источников. Во второй части рассматриваются примеры изучения тектонических процессов методом трекового датирования и структурно-кинематического анализа, в основе которых лежат оригинальные данные автора. Четвертая глава посвящена изучению тектонических процессов, происходивших на северо-восточной окраине Азии в позднем мезозое-кайнозое. Реконструкции тектонической эволюции приводятся для Западной Камчатки, Лесновско-Укэлаятского прогиба (юг Корякии, Камчатка), Лесновско-Ватынского надвига, Восточно-Камчатской аккреционной призмы, Срединного хребта Камчатки. В пятой главе приводятся примеры применения трекового датирования для комплексов Южно-Анюйской зоны (Западная Чукотка и остров Большой Ляховский).

Часть І

ТРЕКОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ: МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ, ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ

Глава 1

основы метода трекового датирования

В начале 60-х гг. прошлого века американскими исследователями был разработан новый метод определения возраста минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (²³⁸U), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории [Price, Walker, 1963]. В англоязычной литературе метод получил название *fission-track dating method*. Новый метод, в отличие от существовавших на тот момент методов изотопного датирования, не требовал измерения количества того или иного изотопа массспектрометром, а опирался на подсчет радиогенных нарушений (треков), сформированных за счет спонтанного деления атомов ²³⁸U. Было показано, что подсчет треков в минералах можно проводить при помощи оптического микроскопа, так как их размер может быть увеличен путем химического травления определенным реагентом [Price, Walker, 1962]. Метод начал весьма активно развиваться, и уже в 1964 г. был опубликован список из 30 минералов, в которых наблюдались треки деления урана [Fleischer, Price, 1964].

Методика химического травления была применена не только для изучения треков распада урана, но и для исследования нарушений (треков). создаваемых в твердом веществе другими заряженными частицами. Таким образом. регистрация треков в твердых веществах быстро нашла применение в различных областях науки: в ядерной физике, в изучении космических лучей, геологии и биологии. В 1975 г. опубликована книга "Ядерные треки в твердых телах", представившая широкий обзор изучения треков [Fleischer, Price, Walker, 1975], в одной из глав этой монографии приводилось подробное описание метода определения возраста минералов по трекам спонтанного деления урана. В России книга была переведена на русский язык [Флейшер и др., 1981]. За почти сорокалетнюю историю развития метода написаны тысячи статей и несколько монографий (например, [Durrani, Bull. 1987; Wagner, Van den Haute, 1992]).

В переводе на русский язык метод получил название датирование по трекам осколков деления урана [Шуколюков и др., 1965]. Для краткости предлагается использовать термин "трековое датирование". В российской литературе основы метода наиболее полно изложены в переводных изданиях [Флейшер, Прайс, Уокер, 1981; Фор, 1989].

Около 40 лабораторий в мире используют трековый анализ для решения геологических проблем, в России существует несколько лабораторий, одна-

ко данных получено очень мало. Почему в России не популярен метод трекового датирования? Когда впервые в 60-х гг. были обнаружены треки деления урана, появилась надежда, что трековый метод заменит традиционное U/Pb-датирование (например, [Fleischer et al., 1964]). Несколько лабораторий начали стремительно развивать эту методику, среди них были и советские ученые – проф. Ю.А. Шуколюков, А.Н. Комаров, Л.Л. Кашкаров, В.Л. Кошкин и другие [Шуколюков, Комаров, 1966; Шуколюков, 1970]. Однако стало ясно, что трековая система достаточно сложна и что треки подвергаются воздействию термальных событий и, таким образом, трековый возраст редко соответствует времени формирования породы. В 80-х гг. методика испытала возрождение, так как было определено, что трековый возраст отражает термальную историю, а не время формирования пород. В начале 90-х гг. методика быстро развивалась, и было основано множество новых лабораторий. Исторически сложилось так, что развитие отечественных трековых лабораторий пришлось на время распада Советского Союза и значительного ухудшения российской научной инфраструктуры. В этой главе рассматриваются современные достижения трекового анализа, его возможности и ограничения для решения геологических и тектонических задач.

1.1. Треки в твердых телах

При прохождении через твердое вещество быстрая заряженная частица оставляет нарушение на атомном уровне, ориентированное вдоль траектории ее движения. Эти нарушения называются ядерными треками (или треками заряженных частиц), а материал, в котором регистрируются треки, - детектором. Длина треков различна и изменяется в пределах от менее чем одного микрона до нескольких миллиметров в зависимости от заряда и энергии частицы, при движении которой они были сформированы, и вещественного состава детектора. Поперечное сечение треков измеряется несколькими наномикронами. При воздействии химического реагента вещество детектора растворяется быстрее в местах линейных нарушений (треков), что позволяет увеличить размер треков и сделать их видимыми в оптический микроскоп [Price, Walker, 1962]. Треки, не подвергавшиеся травлению химическим реагентом, обычно называют скрытыми треками, а их наблюдение возможно только с помощью электронного микроскопа при увеличении 50 000 [Silk, Barnes, 1959]. Размеры и свойства скрытых треков изучали многие ученые (например, [Albrecht et al., 1982; Yada et al., 1987]). Основные выводы этих исследований могут быть суммированы в следующем виде. Скрытые треки тяжелых заряженных частиц в минералах имеют центральную зону сильных нарушений размером 5 · 10-9 м и меньше в поперечнике, эта зона окружена более слабыми нарушениями, охватывающими ~10 · 10-9 м. Вариации в размерах треков зависят прежде всего от структуры детектора и энергии частиц.

При формировании трека происходит серия взаимодействий заряженной частицы с атомами и электронами твердого вещества, в результате чего частица теряет свою кинетическую энергию и в конечном итоге останавливается. Процесс потери частицей энергии подробно рассмотрен в [Fleischer et al., 1975; Durrani, Bull, 1987]. Отметим, что взаимодействие частицы с электронами атомов детектора лишь замедляет ее движение, но не влияет на траекторию, в то время как столкновение частицы с атомами не только значительно снижает ее



Рис. 1. Три стадии формирования трека [Fleischer et al., 1975]

А – ионизация атомов решетки при движении заряженной частицы (нестабильное состояние): Б – электростатическое перемещение атомов от своих позиций; В – релаксация напряженного состояния в окружающем ненарушенном пространстве

энергию, но и может быть причиной изменения направления движения. Теория формирования треков до сих пор находится в стадии разработки. Наиболее популярная гипотеза предложена Р. Флейшером с соавторами (1975). Согласно этой гипотезе формирование трека происходит в три стадии (рис. 1): 1) заряженная частица при прохождении через твердое вещество вызывает ионизацию атомов кристаллической решетки и оставляет вдоль траектории движения положительно заряженные ионы: 2) соседние положительно заряженные ионы отталкиваются друг от друга и занимают промежуточные позиции, оставляя вакантные позиции или дефекты; 3) локальные напряжения кристаллической решетки распределяются шире путем эластической релаксации.

Атомная структура треков до настоящего времени является предметом дискуссии. В общем подразумевается. что нарушения представляют собой узкую зону смещенных атомов. Однако детальные исследования показыва-

ют более сложную картину. Были предложены две модели, описывающие атомную структуру треков. Одна из них разработана французскими физиками и предполагает, что структура трека характеризуется двумя типами дефектов – крупными и точечными – и не является непрерывной по всей длине (например. [Dartyge et al., 1981]). Другая модель предложена немецкими учеными. которые показали протяженную структуру трека и описали трек как непрерывный цилиндр с гауссовым распределением плотности нарушений в радиальном направлении (например, [Albrecht et al., 1986]).

1.2. Деление ядер радионуклидов и формирование треков

Деление ядер – один из процессов распада тяжелых радиоактивных нуклидов. При делении нестабильное ядро распадается на два дочерних фрагмента приблизительно одинакового размера. Деление ядер может происходить как спонтанно, так и быть индуцировано при бомбардировке нейтронами, протонами или другими частицами. Примерами реакций деления могут быть

 $^{252}Cf \rightarrow ^{108}Ru + ^{140}Xe + 4n + Q$ (спонтанное деление),

 235 U + $n \rightarrow ^{236}$ U $\rightarrow ^{90}$ Kr + 143 Ba + 3n + Q (индуцированное деление)

[Wagner, Van den Haute, 1992]

При делении ядер высвобождается несколько нейтронов и значительное количество энергии (около 210 МэВ). Эта энергия освобождается в основном в форме кинетической энергии (около 170 МэВ) двух фрагментов ядра, которые разлетаются в противоположном направлении с большой скоростью и несут высокий положительный заряд. При прохождении через кристаллическую решетку твердого вещества эти фрагменты и формируют линейные дефекты, называемые треками.

Способность спонтанного деления характерна только для нуклидов с атомным номером $Z \ge 90$ и атомной массой $A \ge 230$, это Th, Pa, U, Np, Pu и др. Но только ²³²Th и два изотопа урана (²³⁵U и ²³⁸U) встречаются в природных материалах в концентрациях, которые могут быть измерены. Как видно из данных табл. 1, треки спонтанного деления, наблюдаемые в природных материалах, в основном сформированы за счет деления ²³⁸U. Два других изотопа урана и торий имеют слишком низкое содержание и/или гораздо более длинный период полураспада, чтобы производить количество треков спонтанного деления, сравнимое с количеством треков распада ²³⁸U.

В то время как спонтанное деление ядер радионуклидов есть обычное природное явление, индуцированное деление происходит в природе очень редко, когда имеется значительная концентрация тяжелых элементов (например, урана), а также высокий поток энергии (γ -излучение) или частиц (нейтроны или α -частицы). Такие условия известны на урановой шахте Окло (Габон, Африка), представляющей собой уникальный природный ядерный реактор, где индуцированное деление урана весьма значительно [Петров, 1977]. Шахта Окло является исключением, обычно в природе не происходит индуцированного деления радионуклидов, а природные треки в подавляющем большинстве представляют собой продукт спонтанного деления ²³⁸U. Это главный постулат, на котором основан метод трекового датирования природных веществ. Отметим, что в природных материалах наблюдается еще один вид треков, это треки α -частиц. Они имеют очень короткую длину (0,02–1 мкм) и формируются за счет отдачи α -частиц тяжелыми нуклидами при реакциях распада U–Pb, Th–Pb. Треки спонтанного деления

Таблица 1. Содержание и период полураспада четырех нуклидов,
распространенных в природе и способных к спонтанному делению
[Holden, 1989; Wagner, Van den Haute, 1992]

Нуклиды	Содержание относи- тельно ²³⁸ U	Период полураспада, лет	Период полураспада спон- танным делением, лет	
²³² Th	4	$1,40 \cdot 10^{10}$	$1,0 \cdot 10^{21}$	
²³⁴ U	$5,44 \cdot 10^{-5}$	$2.46 \cdot 10^{5}$	1,5 · 10 ¹⁶	
²³⁵ U	$7,25 \cdot 10^{-3}$	$7,04 \cdot 10^{8}$	$1,0 \cdot 10^{19}$	
²³⁸ U	1	$4,47 \cdot 10^{9}$	8,2 · 10 ¹⁵	



Рис. 2. Схематическая иллюстрация разницы в потере энергии вдоль траектории движения для легкого и тяжелого фрагмента при делении ядра радионуклида [Wagner, Van den Haute, 1992]

Потери энергии за счет взаимодействия с электронами кристаллической решетки твердого вещества происходят почти вдоль всей траектории движения частицы. Ядерные коллизии играют важную роль только на конечной стадии (пунктирная линия). R_n и R_r – длина нарушения (трека), оставленного легким и тяжелым фрагментом соответственно

 238 U и треки α -частиц невозможно спутать из-за значительной разницы в длине, однако нарушения, вызванные α -распадом, играют важную роль при химическом травлении треков спонтанного деления [Gleadow, 1981].

При делении материнского ядра оба фрагмента получают равный момент импульса ($M_{\rm T}V_{\rm T} = M_{\rm n}V_{\rm n}$), однако ни масса, ни кинетическая энергия частиц не равны. Легкий фрагмент получает бо́льшую скорость и сохраняет ионизирующую способность на большей дистанции (рис. 2).

1.3. Увеличение треков путем химического травления

Наблюдение скрытых треков, сечение которых измеряется несколькими наномикронами, возможно только при помощи трансмиссионного электронного микроскопа, и раннее изучение треков в слюде проводилось именно этим методом [Silk, Barnes, 1959]. Для визуального исследования треков при помощи оптического микроскопа были разработаны методики увеличения размера треков или визуализации. Наиболее популярная и широко применяемая методика химического травления основана на том, что места радиогенных нарушений (скрытые треки) в первую очередь подвергаются растворению химически агрессивным реагентом [Price, Walker, 1962; Price, Walker, 1963]. При химической травлении минерал или стекло погружается в соответствующий химический реагент, который растворяет места дефек-



Рис. 3. Треки спонтанного деления урана (238 U) в природном кристалле апатита, увеличенные путем химического травления HNO₃

Фотография предоставлена проф. Дж.И. Гарвером (Юнион Колледж, Скенектади, США)

тов и увеличивает размер треков (рис. 3). Подбору химического реагента для травления того или иного детектора, его концентрации и времени травления посвящены тысячи публикаций.

Обобщение методик травления стекол и минералов приведено в [Fleischer et al., 1975; Wagner, Van den Haute, 1992]. В табл. 2 приводятся усло-

Материал	Химический реагент	Температура, °С	Время
Апатит	0,5% (~0,1 N) – 65% HNO ₃	20–30	10–80 c
Стекло:			
основное	5–20% HF	23	1-5 мин
обсидиан	48% HF	23	60 c
Слюда:			
биотит	20% HF	23	l2 мин
мусковит	48% HF	23	10-40 мин
Циркон	H ₃ PO ₄	375-500	1 мин
	20 г NaOH: 5 г H ₂ O (~100 N)	220	0,2-4 час
	HF (48%): H ₂ SO ₄ (98%) (1:1)	150-180	2-9 час
	8 г NaOH: 11,5 г КОН (эвтектический)	200-220	2-70 час
	NaOH: KOH: LiOH: H ₂ O (6:14:1)	200	2-5 час
	(эвтектический)		

Таблица 2. Условия химического травления треков для их визуализации в некоторых природных материалах [Wagner, Van den Haute, 1992]

вия травления треков для нескольких минералов, наиболее часто используемых при геологических исследованиях, список более чем из 50 минералов и стекол приведен в работе [Wagner, Van den Haute, 1992].

1.4. Наблюдение треков при помощи оптического микроскопа

Одним из главных достоинств метода трекового датирования является его дешевизна. Для того чтобы проводить трековый анализ не нужны дорогостоящие приборы (например, масс-спектрометр), необходим только оптический микроскоп. Идеально для целей трекового датирования подходит микроскоп, оснащенный как проходящим, так и отраженным светом. и установкой, позволяющей перемещать препарат в горизонтальной плоскости (*x*–*y*-контроль) одной рукой (рис. 4). Вторая рука исследователя должна быть свободна и осуществлять изменение фокусировки микроскопа, так как это необходимо для правильной идентификации треков. Для подсчета треков и измерения их длины увеличение микроскопа должно быть 1250× и выше. Можно использовать два типа высокосильных объективов (100×): для подсчета в иммерсионных жидкостях либо для "сухого" метода.

Идентификация трека базируется на следующих критериях (рис. 3) [Fleischier et al., 1975]:

- трек это линейный дефект ограниченной длины (< 20 μm);
- трек прямолинеен;
- треки не имеют предпочтительной ориентировки;
- треки исчезают после нагревания выше определенной температуры.



Рис. 4. Микроскоп для трекового датирования с установкой автоматизированного перемещения лабораторного препарата (лаборатория минералогического и трекового анализа, Геологический институт РАН) На первый взгляд подсчет треков представляется тривиальной задачей, однако изучение показывает, что навыки и опыт исследователя играют важную роль при трековом датировании. На особенностях учета персональных данных исследователя мы остановимся в разделе 1.5.4.

1.5. Прииципы метода трекового датирования

1.5.1. Теоретическое уравнение расчета трекового возраста

Метод трекового датирования не имеет принципиальных отличий от других методов изотопного датирования, основанных на естественном радиоактивном распаде нестабильного родительского атома в стабильный дочерний. Таким образом, трековое датирование базируется на классическом уравнении, описывающем скорость распада радионуклида:

$$dN_{\rm p}/dt = -\lambda N_{\rm p},\tag{1.1}$$

где dN_p/dt – скорость изменения числа атомов родительского нуклида; λ – постоянная распада, характеризующая свойства конкретного нуклида. Постоянная распада является вероятностью того, что атом распадется за определенный промежуток времени [Фор, 1989]. Интегрирование уравнения (1.1), считая, что (N_p)₀ – начальное число атомов родительского нуклида, когда t = 0, дает

$$N_{\rm p} = (N_{\rm p})_0 \mathrm{e}^{-\lambda_t}.\tag{1.2}$$

Это уравнение описывает изменение числа атомов родительского нуклида во времени, и оно может быть переписано в виде

$$(N_{\rm p})_0 = N_{\rm p} e^{\lambda t}. \tag{1.3}$$

Число атомов дочернего нуклида ($N_{\rm g}$), образовавшихся в результате распада родительского, определяется уравнением

$$N_{\rm n} = (N_{\rm p})_0 - N_{\rm p}. \tag{1.4}$$

Подставив значение (N_p)₀ из уравнения (1.3) в (1.4), получим

$$N_{\rm n} = N_{\rm p}(e^{\lambda t} - 1).$$
 (1.5)

Уравнение (1.5) позволяет вычислить число атомов радиогенного (дочернего) стабильного элемента в любой момент времени t при условии, что первоначальное число атомов родительского нуклида равно N_p и число атомов дочернего нуклида в момент времени t = 0 равно нулю. Уравнение (1.5) является универсальным для всех изотопных методов определения возраста, включая трековое датирование.

Как было показано в работе [Price, Walker, 1963] и рассмотрено в пункте 1.2, в большинстве случаев образование треков в природных материалах связано со спонтанным делением ²³⁸U. Плотность треков осколков деления ²³⁵U и ²³²Th незначительна. При трековом датировании измеряется число треков спонтанного деления ²³⁸U вместо измерения количества дочернего нуклида. Однако распад ²³⁸U происходит не столько за счет деления, сколько за счет эмиссии α -частиц, на чем основаны методы U/Pb-датирования.

2 А. В. Соловьев

Значения постоянных распада спонтанного распада (λ_i) и распада за счет эмиссии α-частиц (λ_α) вместе дают постоянную распада (λ) ²³⁸U [Holden, 1989]. Отсюда следует

$$N_{\rm s} = \lambda_{\rm f} / \lambda^{238} \mathrm{U}(\mathrm{e}^{\lambda t} - 1), \tag{1.6}$$

где N_s – число треков спонтанного деления ²³⁸U, λ_f/λ – число распадов вследствие спонтанного деления относительно общего числа распадов ²³⁸U. Так как $\lambda_{f} \ll \lambda_{\alpha}$ (~8,5 · 10⁻¹⁷ год⁻¹ \ll 1,5 · 10⁻¹⁰ год⁻¹), то можно принять, что $\lambda = \lambda_{\alpha}$. Если решить уравнение (1.6), получим

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln[(\lambda_{\alpha}/\lambda_{f})(N_{s}/2^{38}\mathrm{U}) + 1].$$
(1.7)

Из уравнения (1.7) ясно, что расчет трекового возраста базируется на измеренном количестве треков спонтанного деления (N_s) и числе атомов ²³⁸U в определенном объеме вещества. Определение количества атомов ²³⁸U также основано на подсчете треков. Для этого образец облучается в ядерном реакторе потоком тепловых нейтронов, в результате происходит индуцированное деление ²³⁵U, и число таких событий равно

$$N_i = ^{235} U \sigma \phi, \tag{1.8}$$

где ϕ – доза тепловых нейтронов (нейтрон · см⁻²), а σ – сечение индуцированного деления ²³⁵U тепловыми нейтронами (см. 1.5.3). Отношение ²³⁵U/²³⁸U есть константа I = 1/137,88, тогда

$$N_i = ^{238} \text{UI}\sigma\phi. \tag{1.9}$$

Комбинация уравнений (1.7) и (1.9) дает

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln[(\lambda_{\alpha}/\lambda_{i})(N_{s}/N_{i})I\sigma\phi + 1].$$
(1.10)

Уравнение (1.10) является фундаментальным для метода трекового датирования. Для вычисления трекового возраста необходимо определить отношение (N_s/N_i) количества треков спонтанного деления к количеству треков индуцированного деления и измерить дозу нейтронов.

1.5.2. Практическое уравнение расчета трекового возраста

Для практического использования уравнение (1.10) должно быть несколько модифицировано [Wagner, Van den Haute, 1992]. Количество треков спонтанного и индуцированного деления определяется в некотором объеме, т.е. оценивается плотность треков ρ_s и ρ_l. В действительности подсчет треков производится не в трехмерном пространстве, а на плоскости. Для учета этого должен быть введен геометрический фактор (g_s и g_i). Кроме того, учитываются $\eta_{s,i}$ – фактор эффективности травления, $f(t)_{s,i}$ – фактор времени травления, q_{s.i} – фактор наблюдения.

Таким образом, плотность треков спонтанного и индуцированного деления определяется соответственно, как

$$\rho_s = g_s N_s \eta_s f(t)_s q_s, \tag{1.11}$$

21 1 A V (1 10)

$$\rho_i = g_i N_i \eta_i f(t)_i q_i, \tag{1.12}$$

Геометрический фактор является константой и равен 1 для внутренних поверхностей или 0,5 для внешних поверхностей. Значения η, f(t), q определяются методиками травления и наблюдения треков спонтанного и индуцированного деления. Уравнение (1.10) можно переписать в виде:

 $t = 1/\lambda_{\alpha} \ln[(\lambda_{\alpha}/\lambda_{f})(\rho_{s}/\rho_{i})QGI\sigma\phi + 1], \qquad (1.13)$ где $G = g_{i}/g_{s}, \ Q = \eta_{i}f(t)_{i}q_{i}/\eta_{s}f(t)_{s}q_{s}.$

1.5.3. Константы трекового датирования

Константа спонтанного распада 238U. Начиная с открытия распада ²³⁸U путем спонтанного деления [Flerov, Petrzhak, 1940], проводилось множество определений константы спонтанного деления урана различными методами: прямые измерения в ионизационной камере, радиохимические методы измерения продуктов деления, накопление природных треков в слюде и других детекторах, анализ образцов с известным возрастом. Известно более 30 определений, однако исследователи получали различные значения константы спонтанного распада ²³⁸U в интервале от 6,5 · 10-17 rog^{-1} до 11,8 · 10⁻¹⁷ год⁻¹ [Wagner, Van den Haute, 1992]. Незнание точного значения λ_{ℓ} в годы становления трекового датирования как стандартного метода геохронологии послужило причиной скептицизма у многих исследователей. Наиболее точным значением на сегодняшний день считается 8.46 · 10-17 год-1 [Galliker et al., 1970], и ему соответствует значение периода полураспада $t_{1/2} = 8,19 \cdot 10^{15}$ лет. Чтобы избежать систематических погрешностей, связанных с неточностью определения постоянной спонтанного распада ²³⁸U, было предложено проводить Z-калибровку [Hurford, Green, 1982; Hurford, 1998], особенности которой будут рассмотрены в 1.5.4.

Сечение индуцированного деления ²³⁵U тепловыми нейтронами. Чтобы решить уравнение (1.10) или (1.13) вычисления трекового возраста, необхоимо знать (ф) дозу тепловых нейтронов (нейтрон/см²), а точнее, скорость индуцированного распада ²³⁵U, вызванного данной дозой. Скорость любой активированной реакции описывается как

$$R = \sigma_0 \phi$$
,

(1.14)

где ϕ – доза тепловых нейтронов (нейтрон/см²), а σ – сечение индуцированного деления ²³⁵U тепловыми нейтронами. Сечение индуцированного деления может быть представлено как отношение количества нейтронов, индуния ровавших реакцию за единицу времени, к общему потоку нейтронов (нейтрон · см⁻² · с⁻¹). Сечение измеряется в барнах (1 барн = 10⁻²⁴ см²). Наиболее современная оценка значения сечения индуцированного деления ²³⁵U тепловыми нейтронами соответствует 584,25 · 10⁻²⁴ см² [Wagner. Van den Haute, 1992].

Измерение дозы тепловых нейтронов (ф) проводится с помощью стеколозиметров с известным содержанием урана, которые облучаются вместе с зучаемыми образцами. При трековом анализе обычно используются стекла-стандарты Национального бюро стандартов (Вашингтон, США) SRM961–SRM964 (содержание U 500, 50, 1 и 0,1 г/т соответственно) или Мувся стекла в Корнинге (штат Нью-Йорк, США) СN1 и CN5 (содержание 39,81 и 12,17 г/т соответственно) [Hurford, 1998]. Нейтронная доза может быть вычислена как

$$\phi = B\rho_d,\tag{1.15}$$

где ρ_d – плотность треков индуцированного деления в стеклах-дозиметрах, а *B* – коэффициент пропорциональности (нейтрон/трек).

1.5.4. Z-калибровка: применение возрастных стандартов

В 70-х годах прошлого века среди ученых, занимавшихся трековым датированием, начались споры о систематических погрешностях метода, связанных с неточностью определения постоянной спонтанного деления ²³⁸U (λ_{j}) и с трудностями измерения дозы нейтронов (ф) [Fleischer et al., 1975]. Для того чтобы избежать этих проблем, при трековом датировании было предложено проводить калибровку с помощью минералов-стандартов [Hurford, Green, 1982; Hurford, 1998], возраст которых определен другими методами. Если ввести калибровочный фактор Z

$$Z = QI\sigma/\lambda_{\rm fr} \tag{1.16}$$

то уравнение вычисления возраста (1.13) можно переписать:

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln[(\lambda_{\alpha})(\rho_s/\rho_i)GZ + 1].$$
(1.17)

Значение Z может быть получено путем облучения минерала-стандарта с известным возрастом (t_s) вместе с минералами, возраст (t_u) которых неизвестен. Так как облучение производится в одинаковых условиях, то доза нейтронов (ф) и процедура анализа (Q) будут идентичны для стандарта и исследуемого образца. Z может быть определено как

$$Z = (e^{\lambda \alpha ts} - 1)/\lambda_{\alpha} (\rho_s / \rho_i)_s G.$$
(1.18)

Подставим Z в уравнение (1.17) и получим

$$t_u = (\rho_s / \rho_i)_u GZ, \tag{1.19}$$

где

$$Z = t_s / (\rho_s / \rho_i)_s G. \tag{1.20}$$

Отсюда следует, что

$$t_{u} = ((\rho_{s}/\rho_{i})_{u}/(\rho_{s}/\rho_{i})_{s})t_{s}.$$
(1.21)

Уравнение (1.21) позволяет рассчитать неизвестный возраст образца из простого отношения плотности треков в нем и в возрастном стандарте.

Разработанная для практического применения ζ-калибровка состоит из двух этапов [Hurford, Green, 1982]. Во-первых, чтобы получить ζ-фактор, нужно облучить вместе возрастные минералы-стандарты и стекла-дозиметры. Плотность треков в стекле-дозиметре пропорциональна дозе нейтронов (уравнение (1.15)), значит, можно переписать уравнение (1.18):

$$\zeta = (e^{\lambda \alpha ts} - 1)/\lambda_{\alpha} (\rho_s / \rho_i)_s G \rho_d = Q I \sigma / \lambda_{f}, \qquad (1.22)$$

ζ-фактор (год см-2) позволяет вычислить неизвестный возраст минерала:

$$t_u = 1/\lambda_\alpha \ln[(\lambda_\alpha)(\rho_s/\rho_i)_u \rho_d G\zeta + 1].$$
(1.23)

Калибровочный коэффициент, персональный для каждого исследователя [Hurford, Green, 1982; 1983], можно получить с помощью ζ-метода. Для этого подсчитываются треки для минералов-стандартов. Каждый исследователь должен провести 30–50 калибровочных подсчетов и получить свое персональное значение ζ-фактора, которое зависит от персональных особенностей подсчета. Несмотря на это ζ-фактор колеблется в определенных пределах [Hurford, 1998]. Например, для апатита, калиброванного по стеклудозиметру SRM 612, ζ-фактор варьирует в интервале от 310 до 360 [Wagner, Van den Haute, 1992]. Таким образом, калибровку должен проводить каждый исследователь для каждого минерала (апатита, циркона, сфена), который планируется использовать для датирования.

1.5.5. Аналитические методики трекового датирования

Для определения трекового возраста применяются две аналитические методики: 1) анализ групп зерен (grain-population method), 2) анализ отдельных зерен (grain-by grain method) [Wagner, Van den Haute, 1992; Gallagher et al., 1998]. Первая методика использовалась в основном на ранних этапах развития трекового датирования, так как при ее использовании анализируется навеска зерен совместно, таким образом часто теряется важная геологическая информация. Вторая методика, позволяющая датировать отдельные зерна, активно используется в современном трековом анализе.

Анализ групп зерен. При анализе навесок обычно используются несколько сотен минеральных зерен. Зерна разделяются на две навески с кратным числом зерен. В одной навеске подсчитываются треки спонтанного деления урана, а в другой – треки индуцированного деления. Возможны два пути анализа. Первый способ, когда кристаллы для подсчета треков индуцированного деления облучают, полируют и протравливают. В этом случае в кристаллах сохраняются и треки спонтанного деления, и треки индуцированного деления, т.е. сумма ($\rho_s + \rho_i$). Плотность треков индуцированного деления вычисляется путем вычитания плотности треков спонтанного деления. полученной по первой навеске, из суммы. Второй способ, когда кристаллы для подсчета треков индуцированного деления предварительно отжигаются (подробно условия отжига треков будут рассмотрены в гл. 2), а затем облучаются, и после этого анализируется плотность треков индуцированного деления.

Метод успешно используется для датирования вулканических стекол. апатита [Wagner, Van den Haute, 1992], здесь главное допущение – распределение урана в кристаллах одинаково. Таким образом, этот метод нельзя использовать, если в образце предполагается наличие гетерогенных минералов с анизотропным распределением урана, имевших различную термальную историю.

Анализ отдельных зерен. Этот метод позволяет избежать предположения об изотропном распределении урана и датировать единичные зерна минералов, так как анализируются плотности треков спонтанного и индуцированного деления в одном и том же зерне. Отдельные зерна анализируются тремя способами: вторичным травлением, вторичной полировкой, методом внешнего детектора (external detector method) [Hurford, Carter, 1991].



Рис. 5. Метод внешнего детектора [Hurford, Carter, 1991]

Метод вторичного травления заключается в следующем. Сначала в кристалле протравливаются и подсчитываются треки спонтанного деления. Затем кристалл облучается и снова протравливается, в том же кристалле подсчитывается суммарная плотность треков спонтанного и индуцированного деления. Разность данных второго и первого подсчетов дает плотность треков индуцированного деления. Этот метод нельзя применять для датирования кристаллов с высокой плотностью треков спонтанного распада (древних по возрасту и/или с высоким содержанием урана). Метод активно применялся в прошлом, в частности, для датирования слюд [Fleischer et al., 1975].

Метод вторичной полировки опирается на следующую последовательность действий. Сначала подсчитываются треки спонтанного деления, затем кристалл вторично полируется, чтобы удалить протравленные треки спонтанного деления с изучаемой поверхности. Затем кристалл облучается, протравливается вторично, и в нем подсчитываются треки индуцированного деления. Метод применялся для датирования стекол [Комаров и др., 1972; Комаров, Райхлин, 1976; Wagner, Van den Haute, 1992], цирконов [Комаров, Илюпин, 1978].

Метод внешнего детектора с применением Z-калибровки [Hurford, 1990] наиболее часто применяется в современном трековом анализе. Принципиальная схема для метода внешнего детектора приведена на рис. 5 [Hurford, Carter, 1991]. Главное преимущество данного метода заключается в том, что он позволяет не только датировать отдельные зерна, но и даже участки зерна.

При использовании метода внешнего детектора кристалл полируется, в нем протравливаются треки спонтанного деления, затем кристалл накрывается низкоурановым детектором (обычно мусковитом) и отправляется для облучения в реактор. При облучении тепловыми нейтронами происходит индуцированное деление ²³⁵U (см. 1.5.1), при делении тяжелые частицы пролетают через границу кристалл-детектор и оставляют зеркальный образ кристалла на детекторе. После облучения детектор протравливается, и в нем можно наблюдать треки индуцированного деления, что позволяет оценить содержание урана в кристалле. При анализе треки спонтанного деления подсчитываются в кристалле, а треки индуцированного – в детекторе.

Таким образом, метод внешнего детектора можно применять для датирования кристаллов с анизотропным распределением урана и для образцов, в которых встречаются разновозрастные зерна, например, детритовых.

Технические особенности подготовки лабораторных препаратов для трекового датирования (выделение мономинеральных фракций. подготовка препаратов, полировка, подготовка к облучению и т.д.) подробно рассмотрены, например, в [Wagner, Van Den Haute, 1992; Garver, 2002; Geotrack International Pty Ltd, 2003].

1.5.6. Анализ данных и оценка ошибок

Рассмотрим, что же такое "трековый возраст" и каким образом он вычисляется. Обычно трековый возраст является некоторой "средней" оценкой, полученной из возрастов отдельных зерен. В публикациях, посвященных трековому анализу, можно найти три типа оценки "среднего" возраста: средний (mean), совокупный (pooled) и центральный (central) [Gallagher et al., 1998]. Средний возраст — это среднее арифметическое отношений треков спонтанного и индуцированного деления для отдельных датированных зерен. Совокупный возраст — это сумма треков спонтанного деления, деленная на сумму треков индуцированного деления, для всех датированных зерен, т.е. совокупный возраст рассчитывается как возраст "одного" кристалла, состоящего из отдельно датированных кристаллов. Процессы радиоактивного распада, включая деление урана, относятся к процессам, называемым случайными. Распределение событий (деление) наилучшим образом описывается пуассоновским распределением, т.е. данные подсчета (количество треков спонтанного и индуцированного деления) распределены в соответствии с пуассоновским распределением. Отклонения в распределении данных от пуассоновского распределения оцениваются с помощью χ^2 -теста, например [Galbraith, Laslett, 1993; Brandon, 1992; Brandon, 1996]. Центральный возраст представляет собой средневзвешенное логнормального распределения возрастов отдельных зерен [Galbraith, Laslett, 1993]. Когда отклонения данных от пуассоновского распределения незначительны, то оценки среднего, совокупного и центрального возраста близки. Если отклонения значительны, что обычно связано с присутствием в образце разновозрастных зерен, то эти оценки сильно различаются. Оценке ошибок трековых датировок посвящено множество публикаций, анализ которых приводится в [Wagner, Van Den Haute, 1992].

Для вычисления трековых возрастов отдельных зерен и "среднего" возраста образца существует несколько прикладных компьютерных программ. Наиболее современная и универсальная программа Zetaage 4.7 создана профессором М.Т. Брэндоном (Йельский университет, США). Программа доступна для любого анонимного пользователя по электронному адресу http://love.geology.yale.edu/~brandon. Эта программа использовалась для всех расчетов, которые приводятся в данной работе.

В последние годы все большее значение придается не вычислению "срецнего" трекового возраста, а анализу распределения трековых возрастов отдельных зерен, так как это дает больше информации для решения различных геологических задач. В частности, при работе с детритовыми образцами "средняя" оценка возраста вообще лишена смысла. В образце могут присутствовать несколько разновозрастных популяций минералов, тогда встает другая задача – как правильно разделить эти популяции и оценить ошибку определения для каждой из них. Для разделения разновозрастных популяций используется метод, изложенный в работах [Galbraith, Green, 1990; Brandon, 1992; Brandon, 1996], основные принципы которого состоят в следующем. Предполагается, что наблюденная выборка (возрасты отдельных зерен) содержит несколько популяций разновозрастных минералов, причем в каждой популяции возраст распределен по единому модельному закону. В нашем исследовании использовано биномиальное приближение. Оценка параметров модели и, в частности, положение пиков распределений для отдельных популяций проводится методом максимума правдоподобий. Число популяций выбирается согласно критерию минимизации ошибок оцениваемых параметров (критерий χ² для ошибок оцениваемых параметров). В нашем исследовании для разделения разновозрастных популяций были использованы программы BinomFit 1.8 и BinomFit 1.0 for Windows [Brandon, 2002], созданные М.Т. Брэндоном (Йельский университет, США) с использованием алгоритма [Galbraith, 1988]. Модификация и улучшение первой версии программы BinomFit 1.8 были проведены И.С. Борейко (ИЛ РАН) при участии автора, в результате чего появилась программа BinomFit 1.0 for Windows. Программы доступны для любого анонимного пользователя по электронному адресу http://love.geology.yale.edu/~brandon.

Г.зава 2

отжиг треков

2.1. Концепция температуры закрытия системы

Развитие методов изотопной геохронологии привело к появлению таких понятий, как истинный возраст, кажущийся возраст и температура закрытия изотопной системы, см. например [Dobson, 1973; Фор, 1989; Интерпретация...., 2001; Левский и др., 2003].

Истинный возраст породы (минерала) соответствует интервалу времени между ее формированием и настоящим временем. Под формированием для магматических пород понимают время кристаллизации, для осадочных - время осадконакопления (или литификации). Сложнее дело обстоит с метаморфическими породами, для которых следует различать возраст протолита и возраст метаморфизма. Кажущийся возраст – это возраст породы (минерала), полученный каким-либо изотопным методом и отличающийся от истинного возраста. Температура закрытия (или температура блокирования) изотопной системы – это температура, при которой скорость потерь того или иного изотопа за счет диффузии становится незначительной по сравнению со скоростью его накопления [Фор. 1989]. Значение кажущегося возраста, измеренное при датировании. препставляет собой промежуток времени с момента, когда исследуемый минерал последний раз остыл ниже температуры закрытия изотопной системы, при условии, что с этого момента изотопная система оставалась закрытой. Разные изотопные системы в различных минералах и породах имеют разные температуры закрытия, см. например [Dobson, 1973; Фор, 1989; Harland et al., 1990; Интерпретация...., 2001]. Трековая система также имеет разные температуры закрытия для разных минералов.

2.2. Зависимость отжига треков от T и t

Исчезновение (отжиг) треков зависит от температуры (T), времени (t), давления, химического растворения и ионизирующей радиации, см. например [Fleischer et al., 1965; Wagner, Van Den Haute, 1992; Gallagher et al., 1998]. Наиболее важными факторами являются температура и время. Для того чтобы описать процесс отжига треков, нужно выяснить, насколько уменьшается плотность треков (а также их длина) в зависимости от температуры и продолжительности нагрева. Процент потерянных треков в зависимости от температуры и времени описывается прямыми Аррениуса (рис. 6) [Naeser, Faul, 1969]. На графике T-t линии, помеченные символом "0%", характеризуют условия, при которых не происходит потеря треков, а линии с символом "100%" определяют условия, когда теряется 100% треков. Так, при продолжительности прогрева 1 млн лет треки в апатите отжигаются полностью при температуре 175 °С.



только после того, как порода остыла ниже температуры закрытия трековой системы. Температура закрытия различна для разных минералов (рис. 7), что позволяет применять трековое датирование для изучения термальных событий. Наиболее часто для решения геологических задач ис-



Лабораторному изучению изменения плотности и длины треков при повышении температуры и времени воздействия посвящено множество публикаций, например [Gleadow, Duddy.

Рис. 7. Температуры закрытия трековой системы в минералах, остывающих с разной скоростью [Haack, 1977; Sharma et al., 1980; Bal et al., 1983]

Температура закрытия определяется как температура, ниже которой в минерале сохраняется 50% треков



Рис. 6. График *T*-*t*, отжиг треков в апатите и сфене [Naeser, Faul, 1969] Пояснения см. в тексте

Если апатит остывает в течение 1 млн лет от 175 до 50 °С, треки начинают накапливаться при температуре ниже 175 °С, но полная их сохранность достигается после остывания до 50 °С. Эффективная температура закрытия трековой системы соответствует значению, когда сохраняется 50% треков.

Отжиг (исчезновение) треков осколков деления урана в большинстве минералов происходит при температуре более 300 °C, т.е. треки накапливаются и сохраняются в кристаллах



Рис. 8. Процесс отжига треков индуцированного деления в апатите из комплекса Дуранго (экспериментальные данные Geotrack International, 2003]

a−*e* − треки: *a* − неотожженные, *б* − после нагрева до 260 °С, *в* − после нагрева до 310 °С, *г* − после нагрева до 352 °С, *e* − после нагрева до 366 °С. Время нагрева 1 час

1981; Tagami et al., 1990]. В частности. график, приведенный на рис. 7, в области измерений построен по экспериментальным данным. В качестве примера на рис. 8 приведены лабораторные данные по отжигу треков в апатите. Множество исследований проводится и для природных объектов, в частности, для образцов из скважин, где температура и время воздействия на



Рис. 9. Уменьшение плотности треков в апатите из скважины Отвай (Австралия) в зависимости от температуры [Gleadow, Duddy, 1981]

 ρ_0- плотность треков спонтанного деления в апатите на поверхности (трековый возраст 120 млн лет), $\rho-$ плотность треков в апатите из скважины

минералы известны [Gleadow, Duddy, 1981]. Таким образом, можно получить точки на графике (рис. 7) в области экстраполяции для времени воздействия, равного миллионам лет. Для апатита из скважины в бассейне Отвай (Австралия) показано, что плотность треков закономерно уменьшается в интервале температуры 60–125 °С, а при 125 °С треки полностью исчезают, т.е. апатит имеет "нулевой" трековый возраст (рис. 9) [Gleadow, Duddy, 1981].

2.3. Длина треков и ее использование

Длина треков измеряется с помощью цифровой планшетки, калиброванной для таких измерений [Dumitru, 1993]. Треки распределены в трехмерном пространстве случайным образом. Изучение плотности треков проводится на плоскости, т.е. в двухмерном пространстве. При измерении длин треков стремятся получить максимальную длину, так как она отражает характер укорочения треков. Используются два типа треков: поверхностные и "скрытые" (confined) (рис. 10). Поверхностные треки пересекаются с полированной поверхностью кристалла, значит, получить значение длины трека, близкое к максимальному, можно в редких случаях, когда угол между треком и поверхностью очень мал. "Скрытые" треки – это треки под поверхностью, их травление возможно, когда агрессивный химический реагент проникает в глубь кристалла по трещине или кливажной плоскости (рис. 10). Длины и распределение длин "скрытых" треков дают наилучшее представление о распределении длин треков [Gleadow, Brown, 1999], измеряются субгоризонтальные треки (< 15°). Длина "скрытого" трека может быть измерена с точностью до 0,2 мкм, обычно выполняется 50-100 измерений длины треков. Данные представляются в виде гистограммы (интервал 1 мкм) распределения длин, указывается среднее значение длины и стандартное отклонение от среднего [Gallagher et al., 1998].

Воздействие температуры и времени на треки в минералах приводит не только к их потере, изменению плотности, но прежде всего к изменению характеристик самих треков. Одним из фундаментальных параметров трекового анализа является длина треков, несущая информацию о термической истории минерала. Изучение длины треков и формы распределений длин



Рис. 11. Распределение длины треков в зависимости от температуры в скважине, пробуренной в бассейне Отвай (Австралия). При изменении температуры варьируют длина треков и форма их распределения [Gleadow et al., 1983]



Рис. 12. Пример трех разных термальных историй для осадочного бассейна и зависимость распределения длин треков в кристаллах апатита от скорости и характера остывания [Gleadow, Brown, 1999]

способствует пониманию того, что же значит полученный трековый возраст. Длина треков, не подвергавшихся температурному воздействию после формирования, остается постоянной и равной ~15 мкм. Изучение образцов, отобранных из скважин, показало, что возраст апатита уменьшается с глубиной и увеличением температуры (рис. 9). При исследовании этих образцов было сделано еще одно важное открытие – длина треков и их распределение в кристаллах апатита изменяются закономерно в зависимости от температуры (рис. 11), что позволяет проследить эволюцию палеотемпературы с высокой точностью. В результате исследования образцов из скважин в бассейне Отвай [Gleadow et al., 1983] был предложен метод реконструкции термальной истории нефтегазоносных бассейнов на основе численного моделирования процесса отжига в кристаллах апатита. см. например [Ketcham et al., 2000]. Для того чтобы провести такое моделирование, необходимо знать трековый возраст остывания кристалла и характер распределения длин треков в апатитах из данного образца. Эти данные позволяют реконструировать тренд остывания и выведения на поверхность того или иного образца.

В зависимости от характера остывания (или эксгумации) пород форма распределения длин треков в кристаллах будет иметь разный вид. Если порода быстро остывает и выводится на поверхность (путь *a* на рис. 12), то распределение длин треков будет узким возле моды с длиной треков 15 мкм. Если порода достаточно долго находится в зоне отжига (около 100 °C, путь бна рис. 12), то распределение длин треков будет широким и треки будут укорочены. Если же порода остывает медленно и монотонно (путь *в* на рис. 12), то распределение будет иметь два пика, а треки будут тоже укорочены. Таким образом, не только плотность треков, но их длина является важной характеристикой при трековом анализе.

2.4. Зона частичного отжига треков (РАZ)

Для описания процесса отжига треков используется понятие "зона частичного отжига" (partial annealing zone, PAZ) (рис. 13). Зона частичного отжига – это температурный интервал, в котором существующие в минерале треки отжигаются лишь частично. Это хорошо иллюстрирует и рис. 9, в интервале температуры от 60 до 125 °C плотность треков изменяется от 100 до 0%. Нахождение кристалла в пределах зоны частичного отжига отражается также и на длине треков (рис. 11, 12).

Нижний и верхний температурные пределы зоны частичного отжига обычно определяются по числу отожженных треков и соответствуют 10% и

90%. Так, в общем случае для природного циркона зона частичного отжига ограничивается интервалом от 180 до 240 °С при времени прогрева от 1 до 25 млн лет, а для апатита – от 40 до 120 °С. Нижний предел зоны частичного отжига определяет температуру, при которой треки только начинают отжигаться. Если принять, что средний тем-

Рис. 13. Концепция зоны частичного отжига [Wagner, Van Den Haute, 1992]

Выделяются три зоны: І – зона нестабильности (треки не сохраняются), II – зона частичного отжига (РАZ), III – зона полной стабильности (треки не отжигаются)



пературный градиент, характерный для континентальной коры, составляет 25 °С/км и средняя поверхностная температура – ~10 °С, то неотожженные треки (первичный трековый возраст) сохраняются в апатите до глубины около 1,2 км, а в цирконе – до 7 км [Brandon, Vance, 1992; Brandon et al., 1998].

Другое важное понятие, применяемое при трековом датировании, – "эффективная температура закрытия". Закрытие трековой системы происходит во время охлаждения породы в пределах зоны частичного отжига на рубеже эффективной температуры закрытия, этот момент фиксирует трековый возраст образца. Статистически эффективная температура закрытия соответствует температуре, при которой становится устойчивым более чем 50% треков [Wagner, Van Den Haute, 1992]. Если принять, что образец монотонно остывает в условиях, типичных для геологических процессов (скорость остывания от 1 до 30 °С/млн лет), то эффективная температура закрытия для циркона будет соответствовать 215–240 °С [Brandon, Vance, 1992].

2.5. Свойства минералов, влияющие на отжиг треков

Как было показано выше, при возрастании температуры длина и плотность треков уменьшаются. Температурный интервал, в котором происходит отжиг треков, варьирует для разных минералов. Остановимся на свойствах апатита и циркона, так как эти минералы наиболее часто используются для решения геологических задач.

2.5.1. Апатит

Концепция температуры закрытия для трековых систем, т.е. температуры, при которой в минерале "фиксируется" кажущийся возраст, является слишком большим допущением [Dobson, 1973]. Например, для апатита температура закрытия трековой системы наиболее часто принимается равной 110 ± 10 °C, однако геологические примеры показывают, что значительный отжиг происходит и при 60 °C [Gleadow, Duddy, 1981]. Эта температура принимается как нижняя граница зоны частичного отжига (см. 2.4), однако известно, что треки индуцированного деления в апатите на 1–1,5 мкм длиннее, чем треки спонтанного деления в одном и том же образце, не испытавшем дополнительных нагревов [Green, 1988], т.е. частичный отжиг треков происходит в апатите даже при близповерхностных температурах при длительном воздействии (миллионы лет). Многие исследования показывают, что связь между скоростью отжига треков и температурой, временем, длиной треков является нелинейной.

Экспериментальный отжиг апатита (например, рис. 8) и экстраполяция для геологических временных интервалов (106–108 лет) позволяют предсказать пределы зоны частичного отжига для апатита от 60 до 110 °C, при неопределенности около 10 °C (например, [Laslett et al., 1987]).

Важной характеристикой для апатита, влияющей на свойства отжига треков, является его химический состав, в частности, соотношение компонентов Cl, F, OH [Gleadow, Duddy, 1981: Donelick, 1991]. Показано, что хлорсодержащий апатит более устойчив к отжигу треков, чем фторсодержащий. Влияние содержания OH и других элементов менее изучено.



Рис. 14. Примеры возможных вариантов термальной истории (верхние графики) и модельное распределение длин треков в апатите (нижние графики) [Lanslett et al., 1987]

В модели использовано 20 треков, формирующихся через равные промежутки времени в течение всего периода термальной истории. *I*/*I*₀ – степень укорочения треков, вычисляется как отношение длины треков в некоторый момент времени к начальной длине треков. Горизонтальные пунктирные линии на верхних графиках ограничивают зону частичного отжига треков (от 60 до 110 °C). СО – стандартное отклонение для измерений длин треков. Остальные пояснения см. в тексте

Несмотря на ряд ограничений, связанных с моделью отжига треков (химический состав, экстраполяция для геологических интервалов времени и пр.), апатит активно используется для количественной оценки термальной истории пород верхней части земной коры (температура ниже 120–130 °C и время от 1 до 100 млн лет).

При использовании апатита для решения геологических задач очень важную роль приобретает изучение длин треков.

Рассмотрим пример, приведенный на рис. 14. Графики на рис. 14. А показывают случай постепенного (линейного) нагревания. Все треки имеют

3 А. В. Соловьев

близкие значения длин, которые отражают максимум палеотемпературы. Распределение длин треков унимодальное, симметричное, треки укорочены (около 10 мкм). Отметим, что вычисленный трековый возраст не связан с каким-либо событием в истории, т.е. не несет никакого геологического смысла. Графики на рис. 14, Б представляют результат постепенного (линейного) охлаждения. Каждый трек отражает разную максимальную палеотемпературу. Распределение длин треков унимодальное, асимметричное. Трековый возраст также не связан ни с одним отдельным событием, хотя отражает время (77 млн лет), когда образец остыл ниже эффективной температуры закрытия трековой системы. Быстрое остывание показано на графиках рис. 14, В. Все треки образовались после эпизода остывания, их длина близка к максимальной (около 15 мкм). Распределение унимодальное, узкое. Трековый возраст реально отражает время события (остывания). История нагревания-охлаждения рассмотрена на графиках рис. 14, Г. Часть треков сформирована в период нагревания, другие – в период охлаждения, поэтому распределение длин треков бимодальное и очень широкое. Трековый возраст напрямую не связан ни с временем остывания, ни с временем максимума палеотемператур. Таким образом, при интерпретации данных трекового датирования апатита важно знать распределение длин треков.

2.5.2. Циркон

Свойства отжига треков в цирконе изучены меныше, чем в апатите. Экспериментальные нагревы циркона [Tagami et al., 1990; Наѕеbe et al., 1994; Yamada et al., 1995] проводились при температуре от 350 до 750 °C для интервалов времени от 4.5 мин до 416 дней. На основе этих экспериментов была сделана экстраполяция для геологического интервала времени ($10^{6}-10^{8}$ лет) [Tagami et al., 1996], интервал зоны частичного отжига был оценен в 200–350 °C. На основании других экспериментов и геологических доказательств были предложены и другие оценки. Например, А. Харфорд (1986), основываясь на сравнении трековых данных по циркону с другими геохронологическими данными, пришел к выводу, что РАZ для циркона составляет 240 ± 50 °C. Эффективная температура закрытия для циркона оценивалась в 215–240 °C [Brandon, Vance, 1992] при скорости остывания от 1 до 30 °C/млн лет. Наиболее современная оценка РАZ: 194 ± 18 °C [Bernet et al., 2002].

Свойства циркона, которые влияют на отжиг треков, пока изучены слабо [Rahn et al., 2004; Garver et al., 2004; Garver et al., 2005]. В первую очередь исследователи обращают внимание на нарушенность структуры циркона треками α-распада, аномальное содержание урана, отношение урана и тория и другие параметры. Как было показано в работе [Garver, Bartholomew, 2001], отжиг треков при пониженных значениях температуры (~200 °C) происходит в зернах циркона со структурой, сильно нарушенной треками α-распада и с повышенным содержанием урана.

Таким образом, циркон имеет более высокую температуру закрытия трековой системы, чем апатит. Циркон можно использовать для изучения термальной истории более глубинных уровней земной коры.

Глава З

ПРИМЕНЕНИЕ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

3.1. Области применения трекового датирования

Трековый возраст в физическом значении – это период времени, в течение которого происходило накопление треков в кристалле. Трековый возраст может нести какую-либо геологическую информацию, а может не нести (см. 2.5.1, рис. 14). Поэтому нужно иметь ввиду четкое различие между "физическим измерением" и "геологической интерпретацией" трековых возрастов. Интерпретация трековых возрастов не всегда тривиальна и требует тщательного анализа полученного материала, а также учета геологических факторов.

Подчеркнем основные постулаты (подробно изложены в гл. 1 и 2), которые необходимо знать, чтобы правильно понимать и интерпретировать трековые данные [Wagner, Van Den Haute, 1992]:

 – различные геологические параметры, такие как температура, время, давление, гидротермальное воздействие, ионизирующая радиация, могут разрушать треки спонтанного деления урана в кристаллах. Главным фактором является температура;

 – влияние температуры на отжиг треков в зависимости от времени воздействия описывается прямыми Аррениуса (рис. 6). Чем больше времени выдерживается образец, тем при меньшей температуре происходит отжиг треков;

– исчезновение треков не происходит моментально, отжиг треков – это градиентный процесс. Температурный интервал, в котором происходит отжиг треков, называют зоной частичного отжига (PAZ). В наиболее общем виде зона частичного отжига для апатита определяется как 60–110 °C (± 10 °C) [Laslett et al., 1987], для циркона 240 \pm 50 °C [Hurford, 1986] или 194 \pm 18 °C [Bernet et al., 2002]. Эффективная температура закрытия циркона оценена как 215–240 °C [Brandon, Vance, 1992];

– термальная устойчивость треков варьирует у разных минералов. Увеличение термальной стабильности треков происходит в следующем порядке: апатит – циркон – сфен. На свойства отжига апатита влияет его химический состав. Например, треки в хлорсодержащем апатите более устойчивы, чем во фторсодержащем апатите [Gleadow, Duddy, 1981];

 в процессе отжига уменьшается не только плотность треков, но и уменьшается их длина. Изучение длин треков в апатите очень важно для правильной интерпретации данных.

Трековое датирование применяется для решения широкого круга задач в геологии. Как традиционный метод тефрохронологии трековое датирование применяется для определения возраста вулканических стекол [Кашкаров и др., 1985; Комаров, 1985; Wagner, Van Den Haute, 1992; Gallagher et al., 1998; Кузьмин, Попов, 2000]. Метод активно используется и для датирования импактитов [Комаров, Райхлин, 1976; Кашкаров и др., 2000]. Применение метода в четвертичной геологии подробно рассмотрено в [Dumitry, 2000].
Современные исследования. использующие трековое датирование, направлены на датирование фаунистически бедных разрезов, реконструкцию источников сноса терригенного материала, изучение эксгумации орогенных поясов и установление термальной истории осадочных бассейнов [Wagner, Van Den Haute, 1992; Gallagher et al., 1998; Garver et al., 1999a; Garver et al., 2000a; Соловьев и др., 2000a; Соловьев, 2002; Bernet, Garver, 2005]. Трековое датирование применимо для изучения динамики тектонических процессов (аккреции, коллизии, эксгумации) путем количественной оценки времени и скорости их развития. Трековый возраст отражает время остывания минерала ниже определенного порога или температуры закрытия. В этом смысле трековые возрасты соответствуют времени формирования для быстро остывших вулканических пород (возраст извержения) или отражают время остывания медленно поднимающихся с глубины пород в результате эксгумационных процессов (возраст эксгумации).

3.2. Датирование терригенных отложений, корреляция разрезов, реконструкция источников сноса

Детритовая термохронология – это методика, которая позволяет оценивать возраст остывания пород в источниках сноса на основании изучения трекового возраста детритовых минералов из осадочных разрезов. Остывание пород в источниках сноса может быть связано с различными геологическими процессами, такими как эксгумация пород с глубинных уровней, магматизм (в частности, вулканическая активность). Главное достоинство детритовой термохронологии состоит в том, что эта методика позволяет проследить во времени связь между тектоническими процессами и седиментацией. Первые работы в этой области появились почти 20 лет назад [Hurford et al., 1984; Baldwin et al., 1986; Kowallis et al., 1986; Naeser et al., 1987]. К настоящему времени детритовая термохронология является весьма популярным методом изучения тектонических процессов, особенно в геодинамически активных регионах мира [Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994a,b; Carter et al., 1995; Gallagher et al., 1998; Garver et al., 1999a,b; Garver et al., 2000a,b; Соловьев и др., 2001в; Шапиро и др., 2001а; Соловьев и др., 2002а; Soloviev et al., 2002; Бондаренко и др., 2003; Богданов и др., 2003].

Треки в **апатите** устойчивы только в приповерхностных условиях (при температуре ниже 60 °C и на глубине выше 2 км), что ограничивает применение апатита в детритовой термохронологии. Хотя известен ряд исследований, где анализировалось распределение возраста обломочного апатита, не испытавшего отжига [Corrigan, Crowley, 1992; Rohrmann et al., 1995; Garver et al., 1999а]. Обычно апатит в детритовой термохронологии используется для изучения современных речных и морских осадков. Анализ распределения трековых возрастов детритовых цирконов из современных осадков – при отсутствии неоген-четвертичного вулканизма – позволяет оценить скорость эксгумации пород в источниках сноса (подробнее см. 3.3). Такие исследования известны для Гималаев [Rohrmann et al., 1995], Британской Колумбии (Канада) и Новой Зеландии [Garver et al., 1999а].



Рис. 15. Цирконы из песчаников (обр. 96JG-7) Укэлаятской зоны (Корякское нагорье) [Garver et al., 2000b]

Крвсталлы циркона разного генезиса и возраста. Цвет пирконов напрямую связан с плотностью треков с-распада и/или деления ядер урана [Garver, Kamp, 2002]. Метамиктовые (окрашенные окатанные – 2, 5, 11. 16, 19, 28) зерна имеют древний возраст остывания. Прозрачные идиоморфные кристаллы (8, 9, 15, 17. 25) характеризуют молодой возраст остывания. являются материалом первого цикла седиментации обычно связаны с вулканическим (магматическим) источником

Циркон чаще применяют для решения задач методом детритовой термохронологии, так как треки сохраняются при бо́льших значениях температуры (до 200 °C). Это позволяет применять циркон для изучения обломочных зерен в осадках, не погружавшихся глубже ~7 км.

Детритовая термохронология опирается на трековое датирование отдельных зерен минералов из осадков и используется при изучении питающих провинций осадочных бассейнов и реконструкции эксгумационной истории орогенных систем. Осадочные породы содержат минералы с различным трековым возрастом, которые поступили в осадок из источников с разной термотектонической историей (рис. 15). Это позволяет реконструировать эволюцию источников сноса во времени. Изучение возраста отдельных зерен циркона дает возможность: а) определять возраст отложений, не содержащих фауны; б) проводить стратиграфические корреляции; в) реконструировать источники сноса терригенного материала.

Концепция отжига (исчезновения) треков очень важна при изучении детритовых минералов из осадочных пород, сформированных в условиях сноса с активных континентальных окраин в бассейны, прилегающие к ним. С одной стороны, при прогрессивной эксгумации породы с глубины на поверхность в определенный момент происходит ее "остывание", т.е. порода поднимается выше уровня температуры закрытия трековой системы. С этого момента начинается формирование и накопление треков в кристаллах минералов, и возраст, определенный по этим минералам, будет соответствовать возрасту остывания породы или, другими словами, возрасту эксгумации породы в источнике сноса. С другой стороны, вулканические породы и близповерхностные интрузии остывают мгновенно в геологическом времени, это означает, что значения трекового возраста минералов из вулканогенных и интрузивных пород близки к возрасту формирования этих пород. Обломочные зерна, остывшие в результате разных термальных событий, поступают в осадочный бассейн. Они имеют разный трековый возраст. В результате в разрезах таких осадочных бассейнов сохраняется информация о возрасте термальных событий в источниках сноса, и она может быть использована пля реконструкции этих событий. Погружение осадочных разрезов на постаточно большую глубину или локальный прогрев могут быть причинами "вторичного" отжига (исчезновения) треков, в этом случае теряется информация об источниках сноса, но появляется возможность проследить постседиментационную тектоническую историю бассейна.

На основании вышесказанного, при датировании детритовых зерен из осадочных пород, сформированных в активных областях, мы вправе ожидать нахождение зерен с различным возрастом. В связи с этим весьма важным становится вопрос о разделении популяций зерен, поступивших в бассейн из разных источников и имеющих разный возраст. Статистическая методика разделения разновозрастных популяций была предложена [Galbraith, Creen, 1990; Galbraith, Laslett, 1993] и модифицирована (см. 1.5.6) [Brandon, 1992]. Современная методика позволяет не только разделить популяции (рис. 16), но и определить средний возраст каждой популяции. ошибку и ширину пика [Brandon, 1996; Brandon, 2002].

Возраст осадочной толщи может быть определен методом трекового датирования, если во время седиментации в непосредственной близости от осадочного бассейна происходила вулканическая деятельность [Kowallis et al., 1986; Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994a,b]. Это утверждение основано на том, что цирконы, которые формировались в результате вулканической деятельности, синхронной осадконакоплению, попали в бассейн достаточно быстро после образования. Таким образом, возраст наиболее молодой популяции цирконов, чаще всего представленных бесцветными идиоморфными кристаллами (рис. 15), близок к возрасту формирования толщи.

Обломочный материал, сносимый с активных дуг, несет информацию о времени вулканизма и внедрения близповерхностных интрузий, в этом случае одна из популяций обломочного циркона должна быть связана с синхронным вулканизмом (рис. 15). Возрасты детритовых цирконов из терригенных отложений обычно распределены в широком возрастном диапазоне (рис. 16). Для датирования отложений важна наиболее молодая популяция, или "минимальный возраст" [Galbraith, Laslett, 1993], этот возраст определяет нижний предел возраста осадконакопления отложений, так как отложения всегда моложе содержащихся в них обломков.



Рнс. 16. Распределение значений трекового возраста циркона в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) и выделенные разновозрастные популяции (Р1, Р2, Р3) [Соловьев и др., 2001]

Р1 - 53,9 ± 3,4; Р2 - 87,5 ± 6.2; Р3 - 176.5 ± 23.8 млн лет (±1о)

В данной работе (см. гл. 4) детритовая термохронология [Bernet, Garver, 2005] использована для датирования, корреляции и определения источников сноса отложений, накопившихся вдоль Евразиатской окраины в мелу–палеогене [Garver et al., 1998; Garver et al., 2000b; Соловьев и др., 20016, в, г; Шапиро и др., 2001а, 6; Соловьев и др., 2002а, 6; Soloviev et al., 2002; Богданов и др., 2003]. В отложениях практически не содержится определимых органических остатков. Для внутреннего контроля некоторые образцы были отобраны из разрезов с хорошим биостратиграфическим контролем [Соловьев и др., 20016; Soloviev et al., 2002]. В работе показано, что трековый возраст молодой популяции цирконов из песчаников соответствует возрасту толщ, определенному по органических источников, действующих синхронно осадконакоплению, быстро переносится и осаждается в разрезах прилегающих к ним бассейнов.

Кроме того, методы детритовой термохронологии использованы для реконструкции кайнозойской эволюции Восточно-Камчатской аккреционной призмы (см. гл. 4) [Шапиро и др., 2004; Соловьев и др., 20046]. Эта же методика легла в основу исследований терригенных отложений Южно-Анюйской сутуры (см. гл. 5) [Бондаренко и др., 2002; Бондаренко и др., 2003; Soloviev et al., 2003; Kuzmichev, Soloviev, 2004].

Таким образом, при изучении отложений, не испытавших после формирования нагрев выше 200–240 °С (захоронение глубже 7 км), трековое датирование циркона позволяет определить их возраст, коррелировать





Трековый возраст первой популяции цирконов из песчаников (обр. 11115/99) – 86,0 ± 6,1 млн лет. Возраст блока терригенных пород Лесновской серии определен по нанопланктону из аргиллитов как кампанский (83,7–71,5 млн лет)

разрезы и устанавливать источники сноса терригенного материала. Апатит применяется в основном при исследованиях современных или неогеновых осадков, не претерпевших прогрева выше 60 °C (захоронения глубже 2 км).

3.3. Изучение скорости эксгумации комплексов питающих провинций

Одно из современных направлений трекового анализа – это датирование апатита и циркона из стратиграфических разрезов с целью изучения эксгумации комплексов – источников терригенного материала [Cerveny et al., 1988; Garver, Brandon, 1994a,b; Rohrmann et al., 1996; Garver et al., 1999a,b; Garver et al., 2000a; Bernet et al., 2001; Bernet, Garver, 2005]. Это направление ставит своей целью изучение временной взаимосвязи между тектоническими процессами, формированием рельефа, эрозией, климатом и седиментацией в орогенных поясах Земли. Каждая питающая провинция (блок, комплекс) поставляет в прилегающий бассейн обломочные зерна с определенным трековым возрастом, значения которого зависят от термальной истории этой провинции. Остановимся на рассмотрении терминов, которые разные авторы используют в разных значениях: "эксгумация", "эрозия" и "денудация". В этой главе термины используются в значениях, которые предложены в одной из наиболее современных работ, посвященных эксгумационным процессам (Ring et al., 1999]: эксгумация – это история выведения пород на поверхность за счет тектонических и/или поверхностных процессов; эрозия – это удаление (перемещение) пород с поверхности при некотором градиенте рельефа за счет механических и химических процессов; денудация – это удаление (перемещение) пород тектоническими и/или поверхностными процессами в определенной точке на поверхности или ниже поверхности земли.

Различают несколько типов эксгумации пород с глубинных уровней 'Ring et al., 1999] за счет эрозии, сбросовых движений, пластичного утонения коры. Трековый анализ применим для изучения эксгумации, когда породы перемещаются с глубинных уровней вверх. пересекают изотермы, соответствующие температуре закрытия трековых систем в минералах. достигают поверхности, эродируются, и обломочные зерна транспортируются в осадочные бассейны (рис. 18). Если выведение пород происходит достаточно равномерно на определенных интервалах времени, не происходит резких перемещений изотерм и изменения температурного градиента, то трековый анализ дает разумные оценки скорости эксгумации.

В процессе выведения к поверхности породы проходят изотерму в момент (t_c), соответствующую температуре закрытия трековой системы (T_c^0) и расположенную на глубине Z_c , и движутся к поверхности (T_s^0) (рис. 19). Достигая поверхности, породы эродируются в момент (t_c), переносятся и осаждаются в момент (t_d). Оценка скорости эксгумации может быть дана согласно [Garver et al., 1999а]:

$$\varepsilon_m = \left[\left(T_c - T_s^0 \right) / G \right] / dt, \tag{3.1}$$

где G – геотермический градиент, $dt = (t_d - t_c)$ – разница между временем закрытия трековой системы в минерале и временем его осаждения в бассейне, при условии, что разница между временем эрозии и осаждения стремится к нулю ($t_d - t_c \sim 0$).

Конечно, в уравнении (3.1) две переменные G и t_c трудно определить точно, особенно для палеоусловий. Однако разные ситуации могут быть промоделированы путем подстановки разных значений. Допущениями являются линейное изменение геотермического градиента с уменьшением глубины и температура закрытия той или иной трековой системы.

В (3.1) $dt = (t_d - t_c)$ обычно называют временем запаздывания (lag time) [Garver et al., 1999а; Garver et al., 2000а]. Рассмотрим два случая оценки скорости эксгумации. При трековом датировании обломочных минералов из современных речных или морских осадков t_d равно 0. При анализе распределения значений трекового возраста молодая популяция зерен дает время запаздывания. т.е. интервал времени между остыванием зерна ниже температуры закрытия (на определенной глубине) и попаданием его в современные осадки. Если в регионе для этого времени не выявлена никакая магматическая (вулканическая) активность, то может быть оценена скорость выведения пород на



Рис. 18. Схематическая диаграмма, демонстрирующая взаимосвязь эксгумации, эрозии и седиментации [Garver et al., 1999а]

Прогрессивно (от t₁ к t₃) выведенные породы подвергаются эрозии и транспортируются в прилегающий бассейн, в разрезах которого "записывается" история эксгумационного процесса



Рис. 19. Идеализированная схема перемещения минерального зерна с глубинного уровня в бассейн [Garver et al., 1999a]

Пояснения см. в тексте

поверхность. В литературе приводится много примеров таких оценок, например [Сегveny et al., 1988; Garver et al., 1999а]. Когда изучаются древние осадочные породы, изучаемые разрезы должны быть датированы либо независимыми методами (биостратиграфическими, изотопными), либо при помощи трекового анализа. Так, например, если при анализе трекового распределения возраста доказано, что первая популяция зерен связана с синхронным вулканизмом (т.е. ее возраст близок к возрасту седиментации), то разность между возрастом второй и первой популяции дает время запаздывания [Garver et al., 2000b]. Значит, может быть оценена скорость эксгумации отдельных блоков области питающей провинции.

Изучение скорости эксгумации комплексов питающей провинции проведены нами (гл. 4) для Евразиатской континентальной окраины (Охотско-Чукотский вулканический пояс) для конца мела-эоцена [Garver et al., 2000b; Соловьев и др., 2000a]. Размывавшийся материал окраины осаждался в преддуговом бассейне – Лесновско-Укэлаятском прогибе. В осадочных породах этого прогиба "записана" история эксгумации и эрозии блоков Охотско-Чукотского вулканического пояса.

3.4. Изучение термальной истории осадочных бассейнов

Устойчивость треков в минералах зависит от температуры и времени (гл. 1, 2), это обусловило применение трекового анализа для реконструкции термальной истории осадочных бассейнов. Множество исследований посвящено изучению апатита, так как температурный интервал зоны частичного отжига треков в апатите (60–110°±10 °C) очень близок к температурному диапазону, в котором происходит генерация углеводородов (рис. 20).



Рис. 20. Зависимость устойчивости трековой системы в апатите (зона частичного отжига) и интенсивности нефтегазообразования от температуры, по [Kanstler et al., 1978; Gleadow et al., 1983; Wagner, Van Den Haute, 1992; Arne, Zentilli et al., 1994] с изменениями



Рис. 21. Расчетные кривые образования газов из угля в ходе углефикации [Хант, 1982; De Burne et al., 2000] и зоны отжига треков в апатите [Laslett et al., 1987] и цирконе [Brandon, Vance, 1992]

Формирование нефти и газа в осадочных бассейнах, как известно. происходит при определенных температурных условиях: образование жидких углеводородов протекает наиболее интенсивно в интервале от 60 до 130 °C, а газообразных углеводородов – в интервале 130-220 °С при скорости нагрева 1÷10 °С/млн лет [Quigley, Mackenzie, 1988]. Образование метана из угля в ходе углефикации происходит в интервале 80-230 °С, а наиболее интенсивная генерация угольного метана характерна для интервала 150-230 °C [Хант, 1982; Rightmire, 1984: De Bruin et al., 2000]. Температура является одним из наиболее важных факторов, влияющих на процессы нефте- и газогенерации, а знание термальной истории того или иного осадочного бассейна необходимо для прогноза его потенциальной нефтегазоносности [Хант, 1982; Вассоевич, 1986; Конторович, Меленевский, 1988]. Таким образом, при прогнозных и поисковых работах важно знать не только максимум палеотемпературы, до которой нагревались осадки, но и изменение температуры во времени. Если максимум палеотемпературы оценивается по степени зрелости органического вещества (по отражающей способности витринита), то изменение палеотемпературы во времени может быть определено только трековыми датировками.

Плотность и длина треков зависят от температуры: если температура повышается, то в кристаллах начинается отжиг (исчезновение) треков и как

следствие "омоложение" возраста (кажущийся возраст) (рис. 20). Температурный интервал зоны отжига в апатитах очень близок к главной зоне нефтеобразования (рис. 20), а температурный диапазон зоны отжига в цирконе соответствует зоне интенсивной генерации угольного метана в процессе углефикации органического вещества (рис. 21). Таким образом, трековое датирование позволяет проследить термальную историю единичного минерального зерна, горной породы и осадочного бассейна в целом.

3.4.1. Роль Т-t-воздействия при генерации углеводородов

Образование углеводородов в промышленных количествах происходит в определенных температурных (глубина) и временных границах. Взаимосвязь между временем и температурой определяется понятием энергии активации E_a . Связь между температурой и скоростью реакции (в данном случае реакции преобразования органического вещества в углеводороды) выражается уравнением Аррениуса:

$$R = A e^{-(E_a/RT)}.$$
(3.2)

где R – константа скорости реакции, связанная с изменением концентрации исходного вещества во времени; А – частотный фактор; E_a – энергия активации; R – универсальная газовая постоянная, T – температура в градусах Кельвина.

Частотный фактор – это константа, характеризующая частоту соударений молекул в таком состоянии, когда возможна реакция. Энергия активации – это количество энергии. которое должна поглотить молекула или комплекс молекул для разрыва связей и образования новых продуктов [Хант, 1982].

Согласно уравнению Аррениуса температура может компенсироваться временем в зависимости от величины энергии активации. На основе уравнения Аррениуса Дж. Коннан (1974) построил график температурновременной зависимости для определения порогов интенсивного образования углеводородов в осадочных бассейнах (рис. 22). Этот график можно использовать при оценке перспектив газоносности того или иного осадочного бассейна. В бассейнах, где значения геотермического градиента низкие, а скорости осадконакопления высокие (нижний левый угол рис. 22), осадочные отложения незрелые и неперспективные для поисков нефти и газа. Бассейны, в которых геотермические градиенты высокие, а скорости аккумуляции осадков низкие (верхний правый угол рис. 22), также малоперспективны. Области, перспективные на нефть и газ, находятся в определенных температурно-временных границах. Чтобы пользоваться этим графиком, нужно знать максимальные температуры, воздействию которых подвергались осадочные толщи, и время выдержки пород при этих температурах. Максимальную температуру, которая воздействовала на осадки, можно определить путем измерения отражательной способности витринита. Время воздействия повышенных температур можно восстановить, анализируя данные о геологических событиях в



Рис. 22. Связь между температурой и временем процесса образования нефти и газа, по [Connan, 1974] с изменениями, линии отражательной способности витринита, по [Хант, 1982]

конкретном регионе, однако это только косвенные данные. Единственный прямой метод, позволяющий судить о продолжительности пребывания осадочной толщи в определенных температурных условиях, — это трековый анализ возраста детритовых минералов из терригенных разрезов. Для оценки перспектив газоносности термическая история бассейна важнее, чем современные температуры пород.

Температурно-временная диаграмма Коннана (рис. 22) является достаточно упрощенной, так как она была построена для непрерывно погружающихся бассейнов. При построении этой модели не учитывались многие факторы, влияющие на термическую историю бассейна, такие как аплифт (воздымание), эрозия, вулканизм, региональный орогенез, перерывы в осадконакоплении. Диаграмма Коннана (рис. 22) неприменима к бассейнам, где происходило периодическое чередование погружений и воздыманий. Если прогибание бассейна и погружение осадков не являлось непрерывным, то может пройти длительное геологическое время, в течение которого богатые органическим веществом породы не будут способны генерировать углеводороды. Таким образом, способность соответствующего типа пород генерировать углеводороды может быть определена путем реконструкции термальной истории материнских отложений.

Наибольшее количество компонентов природного газа образуется на стадии катагенеза. Исследование образования природного газа при катагенезе углистого вещества показывает, что азот начинает выделяться к концу стадии каменных углей с высоким выходом летучих. На рис. 21 показано количество азота, углекислого газа и метана, образующихся во время углефикации. Соотношение объемов метана, углекислого газа и азота, выделяющихся на стадии углефикации от торфа до полуантрацита, составляет приблизительно 10 : 4 : 1. Так как интенсивность выделения метана при углефикации возрастает при увеличении температуры, то относительно хорошим показателем метаноносности будет степень метаморфизма углей. Одним из наиболее широко применяемых показателей степени метаморфизма углей является отражательная способность витринита [Хант, 1982].

Отражательная способность витринита позволяет оценить максимальную палеотемпературу, воздействию которой подвергались угли. Отражательная способность витринита связана пропорциональной зависимостью с многими другими параметрами преобразования органического вещества на постседиментационных стадиях. На рис. 22 представлена модифицированная диаграмма Коннана, на которой показаны время и температура начала и конца генерации нефти и газа и нанесены линии отражательной способности витринита. Эти линии позволяют более точно определять зоны, к которым приурочены максимумы генерации газа.

3.4.2. Преимущества трекового анализа при реконструкции термальной истории осадочного бассейна

Трековый анализ апатита и циркона применяется для количественной оценки термальной истории осадочного бассейна, степени зрелости органического вещества (ОВ) при прогнозе нефтегазоносности и поисках нефти и газа. Трековый анализ позволяет решать геологические и тектонические задачи, которые невозможно решить другими геологическими, палеонтологическими, геохимическими и изотопными методами:

- позволяет проследить изменение геотермического градиента во времени;

– дает возможность определить степень зрелости ОВ по образцам из поверхностных обнажений и выделить участки, где термальная история толщ была благоприятна для генерации углеводородов;

 – может быть использован для изучения континентальных толщ, для которых применение органических методов проблематично;

– применим для отложений любого возраста, включая ранний палеозой и докембрий;

 использует апатит и циркон – минералы, широко распространенные почти во всех терригенных осадочных породах; – позволяет оценить палеотемпературу по разрезу с точностью до $\pm 5 \div 10$ °C и определить время температурного воздействия с точностью до $\pm 10\%$.

Трековый анализ в отличие от других методов (например, анализ отражающей способности витринита) дает возможность проследить изменение палеотемпературы во времени.

3.4.3. Региональные примеры реконструкции термальной истории методом трекового анализа

Классическими примерами успешного применения трекового анализа для прогноза нефтегазоносности и поисков нефти, широко известными в научной литературе, являются нефтяное поле Теджон (Калифорния) [Naeser et al., 1989; Naeser et al., 1990; Wagner, Van Der Haute, 1992] и бассейн Отвай (Юго-Восточная Австралия) [Gleadow et al., 1983].

Бассейн Теджон (рис. 23), расположенный в Калифорнии, сложен кайнозойскими осадочными образованиями.

Бассейн разделен на два блока сейсмически активным разломом. Блок Бассейна значительно опущен по сравнению с блоком Теджон. По крайней мере с миоцена блок Теджон занимает более высокую тектоническую позицию (4 км эоцен-голоценовых осадочных отложений) относительно блока Бассейна (7.6 км миоцен-голоценовых отложений). Различная тектони-



Рис. 23. Долина Сан-Хуан (юго-запад США) и местоположение бассейна Теджон

Рыс. 24. Зависимость значений трекового озраста апатитов и цирконов от глубины отбъра из скважин в нефтяном поле Теджон Naeser et al., 1990]

Сывременный геотермический градиент одинаков вием блоках (22 °С/км). но кажущийся возраст ватина стремится к иулю на меньшей глубине и состае низкой температуре в блоке Теджои стриховые линии), чем в блоке Бассейна (штрихтиктир), что указывает на разную термотектоническую историю блоков

ческая история блоков позволяет предполагать и разную термальную историю (рис. 24).

Трековый анализ апатита и циркона был проведен для изучения термотектонических различий двух блоков в прошлом. Образцы отобраны из скважин. Возраст апатита одинаков до глубины 3 км в обоих блоках (рис. 24), затем наблюдается существенная разница –



в блоке Теджон кажущийся возраст апатита уменьшается от 60 млн лет до 0 на интервале от 3 до 4 км, а в блоке Бассейна – только на глубине от 4 до 5,5 км. Нулевой кажущийся возраст в блоке Теджон наблюдается при современной температуре 115 °C, а в блоке Бассейна – при 140 °C. Разница в 25 °C для разных блоков указывает на разную термальную историю, т.е. осадки блока Бассейна находились в условиях, близких к современным (температура и глубина), в течение более короткого интервала времени по сравнению с осадками в блоке Теджон. На основании этих данных был сделан вывод о разной степени зрелости углеводородов в этих блоках и предсказан интервал наиболее продуктивных глубин.

На примере бассейна Отвай, расположенного на юго-востоке Австралии, было показано, что апатит является хорошим индикатором палеотемпературы [Gleadow et al., 1983]. Бассейн Отвай заполнен вулканокластическими осадками, возраст которых был определен трековыми датировками циркона и сфена, как раннемеловой. Бассейн сформировался в условиях растяжения на пассивной континентальной окраине и подвергся прогрессивному прогреву, начиная с раннего мела. Исследование образцов, отобранных из скважин, показало, что возраст апатита уменьшается с глубиной и увеличением температуры (рис. 9). При изучении этих образцов было сделано еще одно важное открытие – длина треков и их распределение в кристаллах апатита изменяются весьма закономерно в зависимости от температуры (рис. 11), что позволяет проследить эволюцию палеотемпературы с высокой точностью.

В результате открытий, сделанных по образцам из скважин в бассейне Отвай, был предложен метод реконструкции термальной истории нефтегазоносных бассейнов на основе численного моделирования процесса отжига в кристаллах апатита, например [Ketcham et al., 2000]. Для того чтобы провести такое моделирование, необходимо знать трековый возраст кристалла и характер распределения длин треков в апатитах из данного образца. Эти данные позволяют реконструировать тренд остывания и выведения на поверхность того или иного образца.

3.5. Изучение скорости воздымания (аплифта) орогенных систем

Изучение скорости воздымания горных систем во времени является одной из важных и сложных проблем современной геотектоники. Формирование и эволюция рельефа зависят от многих факторов, эта система представляет собой результат интегрального взаимодействия эндогенных (тектонические силы, магматизм) и экзогенных (климат, эрозия, седиментация) факторов. В зависимости от интенсивности и соотношений этих факторов выделяют условно три фазы развития конвергентных орогенов: воздымания, устойчивости и разрушения [Jamieson, Beaumont, 1989; Bernet et al., 2001]. На первой стадии скорость воздымания опережает скорость эрозии, т.е. формируется контрастный рельеф. На второй стадии скорости воздымания и эрозии приблизительно равны, контрастность рельефа сохраняется, но абсолютные отметки гор не увеличиваются. Третья стадия характеризуется преимуществом эрозии, контрастность рельефа уменьшается, затем наступает стадия пенепленизации.

Изучение скорости воздымания – очень трудная геологическая задача. Так как трековый анализ дает количественную информацию о процессах остывания, то его можно использовать для оценки скоростей воздымания, эрозии и тектонической денудации.

3.5.1. Построение кривых остывания

Разные изотопные системы в разных минералах имеют разные температуры закрытия (см. 2.1, а также [Dobson, 1973; Фор, 1989; Интерпретация...., 2001]). Таким образом, датируя когенетичные минералы разными геохронологическими методами (в том числе и трековым), можно реконструировать кривую остывания того или иного геологического объекта. Кривая остывания, построенная таким образом, приведена на рис. 25 [Hurford, 1986].

Остывание пород в геологических условиях может быть связано с абсолютно разными процессами и в разных условиях. Интрузии, внедрившиеся в земную кору, остывают с разной скоростью, что зависит от глубины внедрения, состава интрузии и других факторов. Остывание может быть связано с эксгумацией пород с глубинных уровней, с завершением гидротермальной активности. Таким образом, при построении кривых остывания геологических объектов необходимо привлекать дополнительную информацию, учитывать геологические особенности объекта исследований.



Рнс. 25. Кривая остывания, построенная по данным разных термохронометров [Hurford, 1986] Датирован образец из Швейцарских Альп. Для датировок: горизонтальная линия – ошибка определения возраста (±25), вертикальная – интервал температуры закрытия трековой системы

В гл. 4 будет приведен пример построения кривых остывания для сиенитовых массивов Срединного хребта Камчатки на основе комплексного анализа термохронологических данных [Соловьев, 20036; Хоуриган и др., 2004].

3.5.2. Оценка скорости воздымания

Еще на ранних стадиях развития трекового анализа было показано, что в областях расчлененного рельефа значения трекового возраста апатита дают положительную корреляцию с высотой отбора пробы [Wagner, Reimer, 1972; Wagner et al., 1977]. Датирование проб, последовательно отобранных по вертикали, использовалось для оценки скорости воздымания (рис. 26).

Оценка скорости воздымания горных сооружений базируется на некоторых допущениях и упрощениях [Gallagher et al., 1998]: 1) остывание пород происходит вследствие подъема, связанного с эрозией; 2) не учитывается влияние зоны частичного отжига; 3) подразумевается, что породы перемещаются вверх перпендикулярно изотермам; 4) современное положение образцов в вертикальном разрезе соответствует палеоположению в земной коре. Рассмотрим ограничения, которые связаны с допущениями, упомянутыми выше.

1. Остывание пород, которое происходит вследствие подъема, связанного с эрозией, – это лишь частный случай. Хорошо известно, что выведение (экс-



Рнс. 26. График зависимости значений трекового возраста апатита от высоты отбора проб для Альп [Wagner et al., 1977]

Наклон прямых отражает скорость воздымания (график в левом верхнем углу). Данные отражают остывание вследствие денудации. Процесс отжига треков не учитывался. Измерения длины треков не использовались до середины 80-х гг.

гумация) пород и, следовательно, их остывание может происходить в условиях растяжения за счет сбросовых движений согласно модели эволюции метаморфических ядер кордильерского типа [Wernicke, 1981; Miller et al., 1983; Lister, Davis, 1989; Скляров и др., 1997]. Общая картина термальной эволюции в этих случаях [Dokka et al., 1986; Johnson et al., 1997] значительно отличается от картины, связанной с денудационным подъемом. В случае эксгумации комплексов сбросовыми движениями происходит не эрозионная денудация, а тектоническая. Образцы, отобранные в лежачем крыле сброса, дают сходное распределение возраста, но крутой наклон прямой на графике возраст – высота (см. рис. 26) не означает, что скорость эрозии была высокой и что существовал горный рельеф. Однако при изучении тектонических процессов, связанных с растяжением, трековый анализ часто применяют для реконструкции геотермального палеоградиента, скорости сбросовых движений, иногда геометрии первичного детачмента, например [Foster et al., 1993; Miller et al., 1999].

2. При ускорении эрозии образцы, которые находились в зоне частичного отжига треков (PAZ), могут быть быстро выведены на поверхность. Таким образом, в горном рельефе может оказаться эксгумированной и "запечатанной" палеозона частичного отжига (рис. 27). Так как перегиб кривой на графике возраст – высота обычно интерпретируется как изменение скорости воздымания, то в случае эксгумированной зоны частичного отжига интерпретация усложняется. На рис. 27 показано, что образцы. расположенные выше перегиба кривой (помечен звездочкой), имеют треки, сформированные как до, так и после эрозионной денудации, так как они находились в палеозоне частичного отжига. Образцы ниже перегиба накапливали треки после начала денудации. Только значения ниже перегиба кривой (помечен звездочкой) реально отражают скорости остывания и воздымания. Таким образом, данные о длине треков и их распределении в апатите являются



Рнс. 27. Эксгумация зоны частичного отжига треков [Fitzgerald et al., 1995]

А – распределение значений трекового возраста апатита в земной коре с увеличением глубины (пример из бассейна Отвай [Gleadow, Duddy, 1981], см. рис. 9); t₀ – начальный возраст. Денудация в момент времени t₁ обнажает разные уровни профиля остывания. Б – предполагаемая зависимость значений трекового возраста от высоты в вертикальном профиле. В – характерные распределения длин треков. Распределение длин треков бимодально – один пик сформирован до остывания, второй – после. Отметим, что только данные ниже перегиба кривой (помечен звездочкой) реально отражают событие остывания и воздымания

необходимыми для корректной интерпретации материалов при изучении скорости воздымания горных сооружений.

Эксгумированная палеозона частичного отжига была идентифицирована в Центральном хребте Аляски [Fitzgerald et al., 1995], этот пример стал классическим (рис. 28).



Рис. 28. Графики зависимости значений трекового возраста апатита от высоты отбора проб, а также распределения длин треков для некоторых образцов из Центрального хребта Аляски [Fitzgerald et al., 1995]

Перегиб (отмечен звездочкой) соответствует 6 млн лет, с этого момента начинается быстрое остывание. Выше перегиба данные отражают палеозону частичного отжига треков

В некоторых исследованиях применяется методика реконструкции эродированной части разреза ("backstacking" [Brown, 1991]). Эта методика основана на нахождении нижней границы палеозоны частичного отжига. Если из независимых геологических данных известна начальная средняя высота поверхности, то разница между изостатически уравновешенной средней высотой поверхности и рассчитанной высотой будет отражать тектоническую компоненту воздымания.

3. При денудационных процессах происходит адвекция теплового потока и подъем изотерм, это приводит к переоценке скорости денудации [Brown, Summerfield, 1997]. Трудности с интерпретацией данных низкотемпературной термохронологии возникают также в связи с разным положением изотерм в горных областях (рис. 29). Известно, что изотермы ближе к поверхности под речными долинами и глубже под горными вершинами. Величина этого эффекта убывает с увеличением глубины.

Другой осложняющий фактор – это скорость эксгумации и эрозии. Быстрая эксгумация вызывает смещения изотерм. Оценить эффекты, связанные с этим, бывает очень трудно.

4. Современное положение образцов в вертикальном разрезе может не соответствовать их палеоположению в земной коре. Это может происхо-



Рис. 29. Ожидаемые значения возраста остывания для трех геохронометров в зависимости от рельефа [Burbank, Anderson, 2000]

Скорость эрозии одинакова для разных частей и составляет 2 мм/год, рельеф находится в стадии устойчивости, расчеты проведены для нескольких миллионов лет. Zr – циркон (температура закрытия принята равной 220 °C), Ap – апатит (110 °C), He – U–Th/He-система (60 °C). A – термальная структура в горной области; Б – ожидаемые значения возраста остывания; B – температурная эволюция и разница межту значениями возраста остывания апатита в долине и на хребте. Более низкотемпературные системы чувствительнее к изменениям рельефа

дить при горизонтальных перемещениях (надвигообразовании), вращении блоков, образовании складок.

Однако несмотря на все изложенные ограничения и трудности интерпретации, трековый анализ активно используется для оценок скоростей воздымания, эксгумации, эрозии и является одним из немногих методов, позволяющих давать количественные оценки.

3.6. Реконструкция структурной эволюции комплексов

Трековое датирование активно применяется для изучения эволюции структурных неоднородностей земной коры, например, региональных надвигов, сбросов. Множество комплексных исследований на основе структурного анализа и трекового датирования проведено для расшифровки истории эволюции метаморфических ядер кордильерского типа [Dokka et al., 1986; Foster et al., 1993; Johnson et al., 1997; Miller et al., 1999]. Эти исследования позволяют установить связь между деформацией и денудацией, восстановить время и скорость сбросовых перемещений.

Комплексное использование структурно-кинематического и трекового методов (см. гл. 4) позволило реконструировать эволюцию Лесновско-Ватынского надвига (Южная Корякия. Камчатка) [Соловьев, 1997; Соловьев и др., 1998а; Соловьев и др., 2001а,д; Соловьев и др., 20026; Soloviev et al., 2002].

Применение трекового анализа для изучения эволюции пассивных континентальных окраин и внутренних частей континентов подробно рассмотрено в работе [Gallagher et al., 1998].

3.7. Изучение тектонической эволюции аккреционных призм

Формирование аккреционных призм – это процесс, приводящий к наращиванию континентальной коры. Изучение тектонической эволюции аккреционных призм является одной из фундаментальных проблем современной геодинамики, так как позволяет охарактеризовать тектонические процессы, происходящие на конвергентных границах литосферных плит. Описанию аккреционных призм посвящены сотни публикаций. Достаточно детально изучены как современные аккреционные призмы: Каскадия, Перуанская, Южно-Чилийская, Барбадос, Алеутская, Нанкай, так и древние аккреционные призмы: Францисканский комплекс, Олимпийский комплекс, призма о-ва Кадьяк, призма п-ова Тайгонос. Аккреционные призмы в основном состоят из турбидитов, обломочный материал которых, как правило, был снесен с окраин континентов или островных дуг, а также из терригенных меланжей, олистостром и фрагментов океанической коры или коры океанических поднятий. Структура большинства современных и древних аккреционных призм нарушена надвигами, многократно сдваивающими разрез. Таким образом, аккреционные призмы характеризуются дуплексной или чешуйчато-надвиговой структурой.

Трековый анализ достаточно широко применяется для реконструкции различных аспектов эволюции аккреционных призм [Соловьев, 2003а]. Наибольшую информацию этот метод дает при изучении аккреционных призм мезозойско-кайнозойского возраста. Трековый анализ использовался при исследованиях аккреционных призм Шиманто (Япония) [Hasebe et al., 1993; Hasebe et al., 1997; Ohmori et al., 1997; Tagami, Hasebe, 1999; Hasebe, Tagami, 2001], Францисканской (Северная Америка) [Dumitru, 1989: Tagami, Dumitru, 1996], Каскадии (Северная Америка) [Brandon, Vance, 1992; Brandon et al., 1998; Stewart, Brandon, 2004], Барбадос (Карибский регион) [Baldwin et al., 1986], Омгон (Западная Камчатка) [Соловьев и др., 2001г; Soloviev, Garver, 2002; Богданов и др., 2003]. Карагинского о-ва [Шапиро и др., 2004], Восточной Камчатки [Соловьев и др., 20046].

При изучении аккреционных призм трековый анализ применяется для датирования терригенных отложений, определения источников сноса обломочного материала, изучения термальной эволюции пород. Рассмотрим два

наиболее изученных примера – аккреционные призмы Шиманто (Япония) и Каскадия (Северная Америка). Данные по меловой западнокамчатской и кайнозойской восточнокамчатской аккреционным призмам будут приведены во II части (4.2, 4.6, 4.7).

3.7.1. Аккреционная призма Шиманто (Япония)

Пояс Шиманто (Юго-Западная Япония), который детально изучали более 40 лет, фактически является тектонотипом аккреционной призмы (рис. 30) [Taira et al., 1988; Hasebe et al., 1993; Hashimoto, Kimura, 1999; Hasebe, Tagami, 2001]. Пояс Шиманто протягивается более чем на 1500 км от о-ва Окинава до Токио. С севера пояс Шиманто граничит с поясом Самбагава, который сложен меловыми породами, метаморфизованными в условиях фаций высоких давлений. Возраст комплексов аккреционной призмы Шиманто омолаживается с севера на юг от мелового до миоценового. Дуплексная структура аккреционной призмы наиболее ярко показана на примере мелового блока Миямо (п-ов Кии) [Hashimoto, Kimura, 1999]. Этот блок состоит из нескольких чешуй, характеризующихся сходным строением. В основании чешуи залегают океанические базальты, перекрытые пелагическими кремнистыми осадками. Выше разрез надстраивается турбидитами. Однотипное строение чешуй и присутствие в их основании океанических базальтов объясняется тем, что первичный детачмент располагался в верхних горизонтах вулканического комплекса субдуцирующей океанической плиты.

В меловом поясе Шиманто обычно выделяют две структурные единицы: флиш и меланж [Таіга et al., 1988]. Флиш представлен турбидитами (песчаники, алевролиты, редко конгломераты) коньяк-кампанского возраста, тектонически совмещенными с хемипелагическими аргиллитами маастрихтского возраста. В меланже роль матрикса играют рассланцованные аргиллиты, среди которых залегают блоки и пластины, сложенные базальтами, кремнями, кремнистыми аргиллитами. В основном базальты могут быть охарактеризованы как MORB, иногда встречаются щелочные базальты, сходные с вулканитами внутриплитных океанических обстановок [Suzuki, 1988]. Блоки и пластины имеют преимущественно тектонические контакты с матриксом [Таіга et al., 1988]. Возраст отложений блоков и пластин варьрует от валанжина до турона, а возраст матрикса преимущественно кампанский.

Детальный трековый анализ проведен для отложений пояса Шиманто на п-ове Мурото (о. Шикоку) [Hasebe et al., 1993]. Цирконы и апатиты из терригенных отложений – от альбских до нижнемиоценовых – и из блоков в меланже датированы трековым методом. Данные по апатиту показали, что породы, вне зависимости от их возраста, остыли ниже 100 °C около 10 млн лет назад. Трековое датирование циркона позволило сделать вывод, что бо́льшая часть пород не нагревалась выше температуры, характерной для зоны отжига циркона (~190÷260 °C) после накопления, хотя данные для некоторых образцов из меланжа указывают на нагрев выше температуры 260 °C. Было показано, что в аккреционной призме Шиманто присутствуют образцы трех типов, в которых содержатся не-



Рнс. 30. Структурная зональность Юго-Западной Японии [Hasebe, Tagami, 2001]

Границы между поясами – надвиги северного падения; MLT – срединная тектоническая линия. На врезке – тектоническая позиция Японских о-вов и батиметрические данные [Hasebe, Tagami, 2001]: EP – Евразиатская плита, PP – Тихоокеанская плита, PSP – плита Филиппинского моря, RT – желоб Рикю, NT – желоб Нанкай, JT – Японский трог, IBT – Идзу-Бонинский желоб, JS – Японское море, SB – бассейн Шикоку

отожженные цирконы (рис. 31, A), частично отожженные (рис. 31, Б), полностью отожженные (рис. 31, B).

Присутствие цирконов из разных уровней аккреционной призмы, подвергшихся различному температурному воздействию, а также данные по апатиту позволили реконструировать термальную историю, а на ее основе выдвинуть модель тектонической эволюции (рис. 32) [Hasebe et al., 1993]. Реконструированное на основе трековых датировок изменение температуры во времени позволяет проследить процесс аккреции, наращивания и воздымания пакета чешуй. Четко разделяются пластины, аккретированные путем "соскабливания" и путем "подслаивания", так как они имеют различную термальную историю.

Дальнейшее трековое датирование комплексов пояса Шиманто было посвящено выяснению вариации аккреционных процессов вдоль дуги и изучению эксгумации призмы [Hasebe, Tagami, 2001]. В результате этой работы показано, что эксгумация аккреционной призмы контролируется двумя главными механизмами. В соответствии с первым эксгумация комплексов синхронно с продолжающейся аккрецией вызвана процессом "подслаивания" на глубинных уровнях. Второй механизм связан с локальными событиями. Так, на эксгумацию аккреционной призмы влияют: коллизия блоков, изменение субдукционных параметров, возможное ускорение "подслаива-



Рис. 31. Схематическое распределение значений трекового возраста апатита и циркона из терригенных пород в зависимости от температуры нагрева после осадконакопления [Hasebe et al., 1993]

TSZ – зона стабильности треков, PAZ – зона частичного отжига, TAZ – зона полного отжига треков. A – распределение значений трекового возраста в зоне стабильности треков; B – то же в зоне частичного отжига треков; B – то же в зоне полного отжига треков

ния", связанное с увеличением сноса обломочного материала в желоб при возникновении вулканической активности.

Весьма интересны комплексные термохронологические работы, опирающиеся одновременно и на трековый анализ, и на исследования коэффициентов отражательной способности витринита [Hasebe et al., 1997; Ohmori et al., 1997]. Эти исследования позволили проследить последовательность и динамику наращивания мощности аккреционной призмы. Показано, что при стратиграфической мощности турбидитов около 500–1500 м мощность



Рис. 32. Схематическая диаграмма тектонической эволюции: "соскабливание" (offscraping) – "подслаивание" (underplating) при постоянной форме призмы, геотермическом градиенте 20 °C/км и температуре на поверхности 10 °C [Hasebe et al., 1993]

NSB – траектория движения "соскобленной" структурной единицы пояса Северный Шиманто; MHSB – траектория движения "соскобленной" структурной единицы Муротоханто; ТМ – траектория движения "подслоенной" структурной единицы Тей (меланж); APAZ – зона частичного отжига апатита; ZPAZ – зона частичного отжига циркона. Залитые кружки на траектории показывают положение структурных единиц каждые 10 млн лет

аккреционной призмы позднемелового возраста достигала 6,5 км. Термохронологические данные указывают на то, что движения по надвигам между пластинами происходили и после формирования чешуйчатой структуры, например, фиксируются движения в эоцене (49–43 млн лет назад) и в олигоцене-миоцене (30–20 млн лет назад).

3.7.2. Аккрециоиная призма Каскадия (Северная Америка)

Континентальная окраина Каскадия протягивается вдоль западного побережья Северной Америки от о-ва Ванкувер (Канада) на севере до мыса Бланко (штат Орегон, США) на юге (рис. 33). Окраина Каскадия является зоной конвергенции океанической плиты Хуан-де-Фука и континентальной Северо-Американской плиты. Поглощение океанической плиты в зоне субдукции Каскадия происходило по крайней мере с эоцена. Скорость конвергенции плит по разным оценкам составляет от 36 до 43 мм/год [Nishimura et al., 1984; DeMets, Dixon, 1999]. Глубоководный бассейн Каскадия, расположенный к западу от континентальной окраины, ограничен спрединговым хребтом Хуан-де-Фука. На южном окончании хр. Хуан-де-Фука выделяется зона разломов Бланко.

Древние части аккреционной призмы Каскадия обнажены на п-ове Олимпик и выделяются в качестве Олимпийского субдукционного комплекса (OSC – Olympic subduction complex) [Brandon, Vance, 1992; Brandon et al.,



Рис. 33. Схематическая карта, показывающая расположение пород аккреционной призмы Каскадия (Северная Америка), которые на суше обнажаются на п-ове Олимпик и выделяются в качестве Олимпийского субдукционного комплекса [Brandon, Vance, 1992; Brandon et al., 1998; Stewart, Brandon, 2004]

Скорость конвергенции плит Хаун-де-Фука и Северо-Американской, по [DeMets, Dixon, 1999]

1998; Stewart, Brandon, 2004]. Работа [Brandon, Vance, 1992], посвященная использованию трековых датировок детритовых цирконов из песчаников для реконструкции тектонической эволюции Олимпийского субдукционного комплекса, стала, по сути, пионерской работой в этом направлении. Именно на этом объекте была предложена статистическая процедура разделения разновозрастных популяций циркона из смешанной выборки [Brandon, 1992], которая затем была несколько раз усовершенствована [Brandon, 1996; Brandon, 2002]. Трековое датирование обломочного циркона из терригенных пород использовалось для определения возраста осадконакопления отложений аккреционной призмы, времени аккретирования осадков и возраста метаморфизма [Brandon, Vance, 1992].

Это исследование показало, что образцы, не испытавшие нагрева выше 175–185 °С после накопления, содержат цирконы, возраст остывания которых соответствует возрасту остывания в источниках сноса. Для не перегретых образцов характерен широкий спектр значений трекового возраста цирконов. А наиболее молодая популяция цирконов может определять нижний предел возраста осадконакопления. Сравнение



Рис. 34. Расхождение между значениями возраста, определенного биостратиграфическими методами и путем термохронологического анализа для молодой популяции цирконов [Stewart, Brandon, 2004]

Расхождение вычислено как разница между трековым и биостратиграфическим возрастом. Для большинства образцов разница близка к нулю в пределах ошибок определений, это позволяет утверждать, что трековый возраст молодой популяции цирконов очень близок к возрасту осадконакопления



Рис. 35. Схема перемещения нижнемиоценовых осадочных пород (серый прямоугольник в правой части схемы), аккретированных к призме Каскадия, от деформационного фронта до современной позиции [Brandon, 2004; Stewart, Brandon, 2004]

трекового возраста молодой популяции цирконов и возраста осадочных пород, полученного биостратиграфическими методами, показало расхождение не более чем на 5 млн лет. Образцы, испытавшие нагрев до 240–245 °C, содержат цирконы, трековый возраст которых лежит в узком временном интервале. Этот возраст соответствует возрасту остывания пород, которое следует после метаморфизма. Рас. 36. Время транспортировки терриствого материала формации Хох от сроита аккреционной призмы Каскав современную позицию [Stewart, Dandon, 2004]

Изучение циркона из песчаыков Олимпийского субдукционного комплекса позволило опенить эффективную температуру закрытия трековой системы в цирконе, которая определена как 235–245 °С при скорости остывания 10–30 °С/млн лет



Вгалdon, Vance, 1992]. Анализ трекового возраста перегретых образцов указывает на то, что воздымание Олимпийских гор началось около 12 млн лет назад. Скорость эксгумации за счет эрозии составляла около 1 км/млн лет. Воздымание происходило за счет аккреционного "подслаивания". Средняя скорость увеличения мощности аккреционного клина составляла около 1,75 км/млн лет в течение последних 17 млн лет. Проводилась оценка скорости аккретирования отложений призмы Каскадия на основании биостратиграфических данных [Чамов и др., 2001]. Эти исследования показали, что скорость смещения отдельных элементов призмы варьирует от 1,5 до 5,5 км/млн лет, увеличиваясь в сторону континента.

Трековое датирование циркона из песчаников формации Хох (прибрежная часть Олимпийского субдукционного комплекса) [Stewart, Brandon, 2004] показало, что возраст молодых популяций циркона очень близок к возрасту осадконакопления терригенных отложений. Сопоставление возраста отложений, полученного по данным палеонтологического анализа, с значениями трекового возраста молодых популяций цирконов продемонстрировало очень хорошую сходимость (рис. 34). Подобные исследования были проведены нами для терригенных толщ лесновской серии (перешеек Камчатки) [Соловьев и др., 20026; Soloviev et al., 2002] и аккреционной призмы о-ва Карагинский [Шапиро и др., 2004].

Комплексный анализ трековых датировок и геологических данных позволил реконструировать историю формирования Олимпийской аккреционной призмы [Stewart, Brandon, 2004; Brandon, 2004]. Отложения формации Хох накапливались в желобе Каскадия в раннем миоцене на глубине более 2000 м. Затем они перемещались на плите Хуан-де-Фука и достигли деформационного фронта призмы Каскадия. Расстояние от деформационного фронта до современной позиции отложений формации Хох составляет 140 км (рис. 35), перемещение формации произошло за 22 млн лет, что позволяет оценить скорость тектонической транспортировки материала в аккреционной призме (рис. 36), так называемый тектонический поток.

Для изучения эксгумации аккреционной призмы Каскадия было применено трековое датирование апатита и циркона [Brandon et al., 1998]. Породы, обнажающиеся в центральном массиве п-ова Олимпик (район



Рис. 37. График зависимости значений трекового возраста молодой популяции минералов от глубины отбора проб для центрального массива п-ова Олимпик [Brandon et al., 1998] (ошибки определения возрастов – ±10; тренды вычислены по методу наименьших квадратов) (*A*) и (*Б*) экстумационная история центрального массива п-ова Олимпик

Среднее превышение центрального массива 1204 м, V – уровень моря, S – вершина г. Олимпус (2471 м). точечная линия отражает траекторию перемещения соответствующих точек; жирная сплошная линия – траектория среднего превышения; ZE и AE – значения скорости эксгумации, рассчитанные по графику A для циркона и апатита соответственно; ZA и AS – значения скорости эксгумации, рассчитанные по разнице между температурой закрытия трековых систем в цирконе и апатите и поверхностной температурой

горы Олимпус), были первично аккретированы в позднем олигоценераннем миоцене на глубинах 12,1-14,5 км, где температура составляла 242-289 °С. Вычисленный палеотемпературный градиент составлял 19,6±4,4 °С/км и был близок к значениям современного температурного градиента, характерного для призмы Каскадия. Эксгумация пород началась около 18 млн лет назад (рис. 37). Породы, обнажающиеся в центральном массиве на средней высоте 1204 м, пересекли изотерму, соответствующую температуре закрытия трековой системы в цирконе, 13,7 млн лет назад на глубине около 10 км. Изотерма, отвечающая температуре закрытия трековой системы во фторсодержащем апатите, была достигнута 6,7 млн лет назад на глубине около 4,4 км. Используя график зависимости возраста остывания минералов от глубины отбора пробы (рис. 37, А) и парные определения возраста по апатиту и циркону (рис. 37, Б). можно вычислить скорость эксгумации пород, которая в среднем для центрального массива составила 0,75 км/млн лет начиная с 14 млн лет назад.

Массовость трековых датировок апатита и их широкое пространственное распределение позволило составить карту скорости эксгумации отложений п-ова Олимпик (рис. 38) [Brandon et al., 1998]. Для каждого трекового определения возраста фторсодержащего апатита была рассчитана локальная скорость эксгумации, для этого учитывалась разница между температурой закрытия трековой системы и поверхностной



Рнс. 38. Карта скорости экстумации пород п-ова Олимпик [Brandon et al., 1998] Изотинии скорости эксгумации – в км/млн лет. Кружки – образцы апатита с не отожженными треками, треугольники – с отожженными

температурой. Контур наименьших значений был выбран равным 0.3 км/млн лет.

Таким образом, на примерах аккреционных призм Шиманто и Каскадия показано. что трековое датирование циркона и апатита можно с успехом применять для изучения возраста аккретированных осадков, времени аккретирования и скорости выведения комплексов на поверхность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, начиная с 60-х годов прошлого века, трековый анализ прошел долгий путь становления в качестве самостоятельной методики для решения различных геологических задач. Напомним главные постулаты, на которых базируется интерпретация данных трекового датирования:

• температура, время, давление, гидротермальное воздействие, ионизирующая радиация влияют на сохранность треков спонтанного деления урана в кристаллах, главным фактором является температура;

• температура, при которой происходит отжиг треков, зависит от времени воздействия: чем дольше выдерживается образец, тем при меньшей температуре происходит отжиг треков; • отжиг треков – это градиентный процесс, т.е. исчезновение треков не происходит моментально. Температурный интервал, в котором происходит отжиг треков, называют зоной частичного отжига (PAZ). В наиболее общем виде диапазон частичного отжига для апатита определяется в 60–110 °C (±10 °C) [Laslett et al., 1987], для циркона – 240±50 °C [Hurford, 1986] или 194±18 °C [Bernet et al., 2002]. Эффективная температура закрытия циркона оценена в 215–240 °C [Brandon, Vance, 1992];

• термальная устойчивость треков для разных минералов различна. Уменьшение термальной стабильности треков происходит в следующем порядке: сфен – циркон – апатит. На свойства отжига апатита влияет его химический состав. Например, треки в хлорсодержащем апатите более устойчивы, чем во фторсодержащем апатите [Gleadow, Duddy, 1981];

• в процессе отжига уменьшается не только плотность треков, но и уменьшается их длина. Изучение длин треков в апатите очень важно для правильной интерпретации данных.

Главное достижение трекового анализа последних лет – открытие и широкое применение данных о длине треков деления урана в апатите, что позволило перейти на качественно новый уровень интерпретации трековых данных. Также важным шагом стало создание количественной модели процесса отжига треков в апатите. Детальная разработка концепции зоны частичного отжига треков позволила скорректировать упрощенную схему температуры закрытия для трековых систем.

Среди проблем трекового анализа, разрешение которых еще впереди, отметим следующие:

• разработка физически обоснованного механизма формирования треков и характеристики факторов, влияющих на отжиг треков, таких как химический состав минералов, особенности кристаллической структуры;

• создание количественных моделей отжига для циркона и сфена;

• усовершенствование технических особенностей подготовки циркона для трекового датирования (например, [Garver, 2003]).

Последнее десятилетие ознаменовалось очень широким использованием трекового датирования иностранными учеными. В России, к сожалению, трековый метод за это время фактически не развивался. Главная цель данной работы заключается в ликвидации этого пробела.

Часть ІІ

ПРИМЕРЫ РЕШЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ МЕТОДОМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ И СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Глава 4

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ (ЮГ КОРЯКИИ, КАМЧАТКА) В КОНЦЕ МЕЗОЗОЯ-КАЙНОЗОЕ

4.1. Тектоническое районирование Северо-Востока Азии

Южная Корякия и Камчатка находятся в зоне взаимодействия трех крупных литосферных плит: Евразиатской, Северо-Американской, Тихоокеанской; и двух малых плит – Охотоморской и Берингии [Ландер и др., 1994; Богданов, 1998; Имаев и др., 2000; Объяснительная записка..., 2000] (рис. 39). Граница между Евразиатской и Северо-Американской плитами до сих пор является предметом дискуссий. Современная геодинамика (относительные перемещения и скорости крупных и малых плит) для Северо-Востока Азии подробно рассмотрены в [Mackey et al., 1997; Имаев и др., 2000].

Северо-восточная часть Азии является коллажем разновозрастных гетерогенных террейнов, причленившихся к Евразии в мезозое и кайнозое [Руженцев и др., 1982; Watson, Fujita, 1985; Богданов и др., 1987; Ставский и др., 1988; Зоненшайн и др., 1990; Bogdanov et al., 1990; Worrall et al., 1991; Соколов. 1992; Тильман, Богданов, 1992; Зинкевич и др., 1993; Парфенов и др., 1993; Чехович, 1993; Соколов, Бялобжеский, 1996; Селиверстов, 1998; Nokleberg et al., 1998; Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Добрецов, 2002; Богданов, Чехович, 2002; Константиновская, 2003; Соколов, 20036; Коваленко, 2003]. Различают пять главных фаз наращивания Евразиатского континента с севера и востока: конец средней – начало поздней юры, конец раннего мела, конец позднего мела, средний эоцен и средний миоцен [Соколов, 20036]. На структуры, сформированные к альбу, наложены образования Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), который большинство исследователей интерпретируют как окраинно-континентальный пояс андского типа, например [Филатова, 1988; Hourigan, Akinin, 2004]. Корякско-Камчатская складчатая область ограничена с севера и запада Охотско-Чукотским вулканогенным поясом и отделяется от структур Верхояно-Чукотской области.



Рис. 39. Сейсмические пояса Северо-Восточной Азии и прилегающих территорий [Объяснительная записка..., 2000]

На схему вынесены только мелкофокусные землетрясения (до 40 км); Ох – Охотоморская плита, Бер – Берингия, Фил – Филиппинская плита

К востоку от Охотско-Чукотского вулканического пояса расположены структуры, вошедшие в состав Евразиатской континентальной окраины в позднем мелу – кайнозое. На севере – Северо-Корякская аккреционно-коллизионная область [Руженцев и др., 1982; Тильман, Богданов, 1992; Соколов, 1992; Nokleberg et al., 1998; Объяснительная записка..., 2000]. Структуры Северо-Корякской аккреционно-коллизионной области прослеживаются к юго-востоку от границы ОЧВП, протягивающейся от г. Анадырь до Пенжинской губы. В пределах области выделяются Усть-Бельский, Ганычаланский, Айнынско-Майницкий, Куюльский, Алганский, Великореченский. Майницкий, Алькатваамский, Эконайский и Янранайский террейны [Руженцев и др., 1982; Ставский и др., 1988; Соколов, 1992; Соколов, Бялобжеский, 1996; Nokleberg et al., 1998] (рис. 40). Структура Северо-Корякской аккреционно-коллизионной области характеризуется преимущественной юго-восточной вергентностью (рис. 41). Террейны причленялись (поддвигались) один к другому и наращивали окраину континента по латерали в сторону Тихого океана. Для этой области характерна сложная покровно-складчатая структура, свидетельствующая о неоднократном скучивании и совмещении



Рис. 40. Тектоническая схема Северо-Корякской аккреционно-коллизионной области [Соколов, 20036]

1 – палеоген-четвертичный чехол; 2–6 – террейны с преобладанием комплексов: 2 – островодужных, 3 – офиолитовых, 4 – океанических, 5 – аккреционных призм, 6 – терригенных; 7 – тектонические границы: а – сдвиги и сбросы, 6 – надвиги. Буквами обозначены террейны: АВ – Алькатваамский, АЛ – Алганский. АМ – Айнынско-Майницкий, ВЛ – Великореченский, ГА – Ганычаланский, КУ – Куюльский, МА – Майницкий, ОЛ – Олюторский, УБ – Усть-Бельский. УК – Укэлаятский, ЭК – Эконайский, ЯН – Янранайский



Рис. 41. Геологический профиль через северную часть Корякского нагорья [Соколов, 20036]

постаккреционные образования нерасчлененные; 2 – офиолиты; 3 – серпентинитовый меланж с фрагментами офиолитов; 4 – терригенные отложения и известняки (палеозой–нижний мезозой): 5 – вулканогенно-кремнисто-граувакковая ассоциация (верхняя юра–нижиий мел); 6 – туфотерригенная ассоциация верхняя юра–мел); 7 – базальт-яшмовая ассоциация; 8 – терригенные отложения (верхняя юра–мел);
 тектонические границы: а – надвиги, б – сутуры. Буквенные обозначения см. на рис. 40

[Соколов, 20036]. Внутренняя структура террейнов также характеризуется сложным чешуйчато-надвиговым строением.

Южнее ОЧВП расположена Охотоморская плита (рис. 42) [Богданов, Чехович, 2002: Богданов, Добрецов, 2002]. Ограничениями Охотоморской плиты являются тектонические швы: на западе – Хидако-Сахалинская (Лисянская) аккреционно-коллизионная зона, на севере – Магаданская коллизионная зона, на востоке – Омгоно-Паланская коллизионная



Рис. 42. Схема тектонического районирования Охотоморского региона [Богданов, Чехович, 2002]

I – раннемезозойская Евразиатская плита: a – континент, δ – шельф: 2 – миоценовые окраинноморские глубоководные впадины; 3 – Хидако-Сахалинская аккреционно-коллизионная область; 4 – океаническое вулканическое плато; 5 – океанические плиты: a – Тихоокеанская плита, δ – реликт плиты Кула; δ – меловой коллизионный пояс; 7 – континентальный литосферный блок: a – на суше. δ – на шельфе; 8 – Западно-Камчатская микроплита; 9 – Северо-Корякская аккреционно-коллизионная область: a – на суше, δ – на шельфе; 10 – кайнозойские островодужные террейны; 11 – миоцен-четвертичная островная дуга; 12 – крупные разломы: a – сдвиги, δ – надвигн; 13 – зоны субдукции: a – палеосутуры, δ – современная зона Беньофа

Цифры на схеме: 1 – Западно-Камчатская микроплита, 2 – Омгоно-Паланский коллизионный пояс, 3 – Северо-Корякский субконтинент, 4 – Восточно-Камчатско-Олюторская провинция, 5 – Курило-Камчатская дуга, 6 – Южно-Камчатский блок, 7 – Южно-Охотская впадина, 8 – террейн Восточный Сахалин - Хоккайдо, 9 – Япономорская и 10 – Командорская впадины

зона, на юге – граница проходит по Южно-Охотской впадине [Богданов, Чехович, 2002].

Отсутствие прямых данных о вещественном составе фундамента Охотоморской плиты приводит к дискуссиям о ее природе и происхождении [Гнибиденко, 1979; Строение дна..., 1981; Ханчук, 1985; Зоненшайн и др., 1990; Харахинов и др., 1996; Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Добрецов, 2002]. В настоящее время основным источником информации являются данные донного драгирования, которые вызывают много споров, это связано с тем, что в регионе широко проявлены процессы ледового разноса, и геофизические материалы недостаточны. Ряд исследователей считают, что Охотоморская плита является континентальным или субконтинентальным блоком, столкнувшимся с Евразией [Парфенов, Натальин, 1977: Ханчук, 1985; Зоненшайн и др., 1990; Konstantinovskaia, 2001]. Значения скорости сейсмических волн в фундаменте Охотоморской плиты характерны для коры переходного типа. На этом основании была высказана гипотеза, что Охотоморская плита представляет собой реликт океанического плато [Watson, Fujita, 1985; Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Чехович, 2002; Богданов, Добрецов, 2002], подобного поднятиям Шатского или Онтонг-Джава. Раскрытие Охотского моря, связанное с коллизией Индостана с Евразией, по модели пассивного пулл-апарта предполагалось в ряде публикаций [Jolivet et al., 1994; Worrall et al., 1996]. Также выдвигалось предположение, что Охотское море формировалось в процессе растяжения континентальной коры Mann, 1998]. Недавно выдвинута идея, согласно которой эволюция Охотского моря интерпретируется как раскрытие задугового бассейна [Hourigan, 2003].

Фундамент Западной Камчатки одни исследователи рассматривают как часть Охотоморской плиты [Ханчук, 1985; Гладенков и др., 1997; Konstantinovskaia, 2001], другие ученые выделяют самостоятельную Западно-Камчатскую микроплиту [Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Чехович, 2002], столкнувшуюся с Охотоморской плитой в маастрихте. Мезозойские комплексы на Западной Камчатке представлены разрозненными выходами, что осложняет расшифровку тектонической истории этого региона. Ранее в пределах Западной Камчатки выделялись Квахонский и Омгонский террейны [Watson, Fujita, 1985], затем Западно-Камчатский аккреционный террейн [Соколов, 1992: Nokleberg et al., 1998]. Фундаментом южной части западнокамчатской области считались высокометаморфизованные породы, выведенные на поверхность в Срединном хребте и представляющие собой часть Охотоморского континентального блока, например [Ханчук, 1985]. В последние годы в пределах Западной Камчатки выделен Омгоно-Паланский коллизионный пояс [Богданов, Чехович, 2002]. Исследования, опирающиеся на геофизические данные о глубинном строении региона и материалы спутниковой альтиметрии, позволили предложить новую схему тектоники Охотоморского региона [Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Чехович, 2002]. Согласно этой схеме Омгоно-Паланский пояс является коллизионной зоной (рис. 42), отделяющей Охотоморскую плиту от Западно-Камчатской микроплиты. Охотоморская плита рассматривается как фрагмент древнего океанического плато [Богданов, Добрецов, 2002], а Западно-Камчатская микроплита характеризуется корой континентального типа [Богданов, Чехович, 2002].

К юго-востоку и югу от Северо-Корякской аккреционно-коллизионной области расположены комплексы, вошедшие в структуру Евразиатской окраины в среднем эоцене. В Южной Корякии – это террейны Южно-Корякской аккреционно-коллизионной области: Ватыно-Вывенкский, Олюторского хребта, Олюторского полуострова. Говено-Карагинский [Объясни-тельная записка..., 2000]; на Камчатке – это Озерновско-Валагинский террейн, отделенный комплексами Восточно-Камчатской (Ветловская и


Рис. 43. Схема тектонического строения Камчатки и юга Корякии по [Тильман, Богданов, 1992; Шапиро, 1995; Объяснительная записка..., 2000] с изменениями автора

Цифры в кружках – участки, изученные автором: 1 – м. Виттенштейна, 2 – бухта Анастасия, 3 – реки Ильпи и Матыскен. 4 – р. Тапельваям, 5 – мыс Теви, 6 – Шаманкинский купол, 7 – Ватапваямский купол, 8 – устье р. Паланы, 9 – р. Рассощина, 10 – хр. Омгон, 11 – м. Хайрюзова, 12 – хр. Морошечный, 13 – р. Крутогорова, 14 – р. Облуковина, 15 – р. Левая Андриановка, 16 – о. Карагинский, 17 – хр. Кумроч

Тюшевская зоны) аккреционной призмы от Кроноцкого террейна [Зинкевич и др., 1993; Константиновская, 2002; Соловьев и др., 20046].

Северо-Корякская аккреционно-коллизионная область с юга граничит с Укэлаятской зоной (рис. 42). На отложения Укэлаятской зоны по Лесновско-Ватынскому шву [Митрофанов, 1977; Александров и др., 1980; Шанцер и др., 1985; Соловьев, 1997; Соловьев и др., 2001а] надвинуты образования Южно-Корякской аккреционно-коллизионной области (рис. 43). Пояс интенсивно деформированных осадочно-вулканогенных отложений протягивается из фронтальной части Олюторской зоны в пределы Камчатки. Этот пояс представлен меловыми окраинно-морскими и островодужными комплексами [Богданов и др., 1987; Соколов, 1992; Чехович, 1993], в современной структуре залегающими на гетерогенном фундаменте [Богданов, Кепежинскас, 1988]. Палеомагнитные данные показывают, что островодужные комплексы начали формироваться примерно на 20° южнее той части континента [Коваленко, 2003], к которой они сейчас причленены. Очевиден существенный дрейф дуги в составе океанической плиты/плит, который закончился коллизией дуги с окраиной континента [Шапиро, 1995; Соловьев и др., 1998а; Константиновская, 1999], их совместной деформацией и формированием протяженного тектонического шва – Лесновско-Ватынского надвига.

Одним из главных событий в истории Камчатки была коллизия меловой островной дуги с континентом, когда меловые отложения окраинного моря и островной дуги были надвинуты на гетерогенные комплексы Евразиатской континентальной окраины. Северный сегмент дуги по Лесновскому надвигу шарьирован на отложения окраины в среднем эоцене [Соловьев и др., 20026], южный сегмент дуги контактирует с метаморфическими комплексами по Андриановской шовной зоне [Савостин и др., 1992; Константиновская, 2002: Кирмасов и др., 2004] на восточном склоне Срединного хребта (рис. 43).

После завершения коллизии в среднем эоцене заложилась новая зона субдукции под Евразиатскую окраину. В результате этой субдукции на структуры Северо-Западной Камчатки и Южной Корякии был наложен надсубдукционный вулканический пояс – Западно-Камчатско-Корякский (Кинкильский) [Филатова, 1988; Гладенков и др., 1997; Объяснительная записка..., 2000]. Процессы поддвига океанической коры под окраину обусловили образование Восточно-Камчатской аккреционной призмы [Зинкевич и др., 1993; Соловьев и др., 20046], формирование которой завершилось миоценовой коллизией Кроноцкой островной дуги с Евразиатской окраиной.

4.2. Тектоническая эволюция Западной Камчатки в позднем мезозое по данным трекового датирования и структурного анализа

Изучение зоны сочленения структур Камчатки и Охотского моря важно для понимания мезозойско-кайнозойских аккреционных процессов, происходивших на северо-восточной окраине Евразии. Данные о мезозойских комплексах Западной Камчатки в научной литературе весьма ограничены. В связи с составлением Тектонической карты Охотоморского региона (масштаб 1 : 2 500 000) в 1998–2002 гг. сотрудники Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН провели разностороннее изучение мезозойских комплексов Западной Камчатки и их взаимоотношений с кайнозойскими отложениями. Исследования автора опираются на данные геологического изучения комплексов Западной Камчатки (рис. 44), структурнокинематического анализа, трековое датирование циркона и апатита.

В географическом отношении Западная Камчатка с востока ограничена Срединным хребтом, к западу расположена акватория Охотского моря, в пределах которой выделяется Охотоморская плита. Мезозойские комплек-



Рис. 44. Географическая схема северной части п-ова Камчатка

Квадраты и прямоугольники – положение изученных участков. Цифры в кружках; 1 – хр. Омгон, 2 – долина р. Рассошина, 3 – м. Хайрюзова, 4 – г. Морошечная, 5 – устье р. Паланы, 6 – м. Теви

сы на Западной Камчатке представлены разрозненными выходами, это осложняет расшифровку тектонической истории этого региона.

Наиболее древние изученные мезозойские комплексы на Западной Камчатке обнажаются вдоль восточного побережья Охотского моря в хр. Омгон, в долине р. Рассошина, на мысе Хайрюзова и районе г. Морошечной (рис. 44). Эти комплексы представлены терригенными отложениями, иногда содержащими тектонические блоки кремнисто-вулканогенного, ультраосновного и основного состава, и являются автохтоном и/или параавтохтоном. Аллохтонные комплексы, представленные кремнисто-вулканогенными образованиями, наблюдались в долине р. Рассошина и севернее устья р. Паланы. В Паланском районе нами описана олистостромовая толща.

4.2.1. Хребет Омгон

Геологическое строение. В результате геолого-съемочных работ в строении данного региона были выделены вулканогенно-кремнисто-карбонатный комплекс (кингивеемская свита, нижний мел) и терригенный комплекс (омгонская серия), расчлененный на тальничскую (нижний-верхний мел) и майначскую (турон-сантон) свиты [Сингаевский, Бабушкин, 1965; Геологическая карта..., 1989]. Затем возраст вулканогенно-кремнистого комплекса был обоснован определениями радиолярий как среднеюрский-раннемеловой [Казинцова, Лобов, 1987; Бондаренко, Соколков, 1990; Богданов и др., 1991; Vishnevskaya et al., 1999]. Фаунистические и флористические находки определяют интервал накопления терригенных пород омгонской серии с



Рис. 45. Схема геологического строения хребта Омгон (Западная Камчатка) [Соловьев и др., 2001г]

Схема составлена с учетом материалов [Сингаевский, Бабушкин, 1965; Геологическая карта..., 1989; Бондаренко. Соколков. 1990; Богданов и др., 1991]

альба до нижнего сенона (коньяка) [Геология СССР, 1964], позже в них были обнаружены комплексы спор и пыльцы, характеризующие возраст нижней и верхней частей серии как апт-альбский и маастрихтский соответственно [Бондаренко, Соколков, 1990; Вишневская и др., 1998].

Мезозойские образования хр. Омгон (рис. 45) подразделены нами на вулканогенный и терригенный комплексы. Породы вулканогенного комплекса представлены подушечными и массивными афировыми, оливин-плагиоклаз- и плагиоклаз-микрофировыми, часто миндалекаменными базальтами, долерито-базальтами и долеритами с прослоями и линзами кремней, кремнистых



Рис. 46. Тектонический блок пиллоу-базальтов с кремнями (возраст по радиоляриям из кремней – поздняя юра–ранний мел) среди матрикса терригенных пород (возраст по трековым датировкам циркона – альб–кампан)

аргиллитов, реже известняков. Они слагают блоки и крупные пластины, ограниченные тектоническими контактами, среди образований терригенного комплекса. Терригенный комплекс сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, нередко образующими флишевые ритмы, среди которых встречаются мощные слои конгломератов. В песчаниках отмечен органический детрит.

В южной части хр. Омгон (рис. 45) три тектонические пластины, представленные породами вулканогенного комплекса (рис. 46), падают на северо-запад, лишь в одном месте отмечено юго-восточное падение контакта. Структурные наблюдения, проведенные в пределах участка 3 (рис. 45), показывают, что слоистость как в отложениях вулканогенного комплекса, так и в осадочных отложениях терригенного имеет преимущественно северо-западное падение (рис. 47, Д). Разломы, ограничивающие пластины и блоки, сложенные вулканогенным комплексом, падают на запад (рис. 47, Е). В южной части участка 3 (рис. 45) на терригенные породы, содержащие блоки вулканогенного комплекса, с угловым несогласием налегают среднезоценовые отложения снатольской свиты, представленной здесь слаболитифицированными алевролитами и песчаниками с линзами угля. В южной части участка 2 в терригенных отложениях преобладают складки северной и северо-западной вергентности (рис. 45, рис. 47, В), для которых характерно достаточно хаотичное распределение осей складок (рис. 47, Г). Вероятно, что этот блок (южная часть участка 2) испытал вращение на поздних этапах становления структуры, так как вергентность в нем сильно отличается от вергентности, характерной для участков 3 и 1.

В двух километрах к югу от м. Промежуточного отложения терригенного комплекса, содержащие блоки вулканогенного, срезаются субвертикальным разломом северо-восточного простирания (рис. 45). К северу от этого разлома породы терригенного комплекса не содержат блоков вулканогенного состава (участок 1, рис. 45).

Терригенные породы повышенной вязкости (песчаники, конгломераты) слагают крупную антиформу с простиранием оси в юго-западном – северо-восточном направлении (рис. 47, А), в ядре антиформы более пластичные тонкослоистые алевропелиты деформированы в изоклинальные складки, оси которых ориентированы хаотично (рис. 47, Б). Возможно, это результат деформации слаболитифицированных осадков либо проявление дисгармоничной складчатости, связанной с разной компетентностью пород. В пределах участка 1 отложения терригенного комплекса прорваны многочисленными силлами, сложенными габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, лейкогранитами. а также кварцевыми монцонитами и гранит-порфирами. Маломощные силлы, как правило, представлены одной или двумя петрографическими разновидностями пород; мощные (до 200 м) силлы сложены породами от диоритов до лейкогранитов и кварцевых монцонитов [Леднева, 2001].

Терригенный комплекс с резким несогласием перекрыт среднеэоценовыми осадками снатольской свиты [Геологическая карта..., 1989; Гладенков и др., 1991]. Контакт омгонской серии со снатольской свитой описан в северной части хр. Омгон (рис. 45). В основании снатольской свиты развиты базальные конгломераты, в гальках преобладают породы, характерные для докайнозойских комплексов хр. Омгон (вулканогенного и терригенного) и прорывающих их силлов. Возле контакта отложения снатольской свиты смяты в



напряженные складки (вплоть до изоклинальных) северо-западной вергентности (рис. 47, Ж). Асимметричные складки указывают на локальное перемещение снатольских отложений в северо-западном направлении (рис. 47, З). Складчатость третичных осадков становится менее напряженной при удалении от контакта с докайнозойскими комплексами, а в 1,5 км к востоку от устья р. Майнач они образуют моноклиналь, полого падающую на восток (рис. 45).

Таким образом, комплексы хр. Омгон испытали как минимум два этапа деформаций. Первый этап деформаций произошел до среднего эоцена, вероятно, в конце мела, так как наблюдается угловое несогласие в основании снатольской свиты. С этим этапом, по-видимому, связано тектоническое совмещение образований терригенного и вулканогенного комплексов. На втором этапе деформаций (в середине миоцена) были смяты в складки среднеэоценовые комплексы, главная ось сжатия этого этапа была ориентирована в направлении юго-восток – северо-запад.

Возраст и вещественная характеристика комплексов. Образования *вулканогенного комплекса* сложены потоками подушечных и массивных, часто миндалекаменных базальтов, долерито-базальтов и долеритов с прослоями и линзами кремней, кремнистых аргиллитов и реже известняков. В кровле потоки выполнены афировыми, клинопироксен-плагиоклаз- и плагиоклазмикрофировыми базальтами. Петрографические и геохимические исследования вулканитов, проведенные Г.В. Ледневой, показывают, что их характеристики близки к характеристикам N-MORB спрединговых центров океанов (и/или окраинных морей) [Soloviev et al., 2005].

В работах предшественников возраст вулканогенного комплекса в районе хр. Омгон был обоснован определениями радиолярий как среднеюрский-раннемеловой [Бондаренко, Соколков, 1990; Богданов и др., 1991; Вишневская и др., 1998]. Дополнительный радиоляриевый анализ, проведенный Т.Н. Палечек по кремнистым породам из блоков вулканогенного комплекса, свидетельствует о позднеюрском-раннемеловом возрасте вмещающих отложений [Соловьев и др., 2001; Богданов и др., 2003]. Возраст кремнистых пород вулканогенного комплекса по бухиям определен как ранневаланжинский (*Buchia inflata* (Lahusen), *B. sublaevis* (Keyserling), определения В.А. Захарова).

Терригенный комплекс. Песчаники терригенного комплекса относятся к классу граувакк, матрикс образует от 25 до 35% объема породы. Подавляющая часть обломков совершенно не окатана. По классификации В.Д. Шутова и других (1972), песчаники соответствуют кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам, так как состоят из трех главных компонентов: обломков кварца, полевого шпата и тонкозернистых горных пород (табл. 3, 4). Среди обломков пород преобладают либо разнообразные

Рис. 47. Данные структурно-кинематического анализа для комплексов хр. Омгон (Западная Камчатка)

-

А-З – стереограммы различных структурных элементов: А, Б – для участка 1 (см. рис. 45): А – слоистости, Б – осей складок: В. Г – для участка 2 (см. рис. 45): В – слоистости, Г – осевых поверхностей и осей складок; Д, Е – для участка 3 (см. рис. 45): Ц – слоистости; Е – разломов; Ж, З – для эоценовых отложений снатольской свиты (см. рис. 45): Ж – слоистости, З – осей асимметричных и симметричных складок. Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм

Номер								L	v					L	s			On	NOn	IJ	т	Mtx	Au
образца	Qm	Qp	Qq	Р	Lvl	Lvm	Lvf	Lvv	Lssh	Lsa	Lss	Lsch	Lst	Lso		nop							
										Xp. Or	игон												
OM2	23	1	5	88	12	38	14	37	3	4	26	13	-	23	3	-	2	8	300	98	12		
OM20	25	4	3	60	25	60	18	25	7	1	12	15	3	28	-	1	7	3	300	56	9		
OM27	10	1	5	99	5	30	23	43	-	3	35	9	- 1	13	3	4	3	10	300	106	10		
OM27 OM24	34	9	4	84	22	43	11	37	3	6	13	2	4	17	2	-	2	7	300	86	2		
									Дол	ина р. Р	ассош	ина											
OM48	47	2	1	84	3	25	19	33	2	4	34	9	4	14	5	1	4	10	300	123	8		

Таблица 3. Составы песчаников из хр. Омгон и долины р. Рассошина (данные подсчетов) [Шапиро и др., 2001а]

Примечания. Qm – мопокристаллический кварц: Qp - поликристаллический кварц: Qq – кварциты (неясной природы): P – полевые шпаты: Фрагменты мелкозернистых горных пород: Lv – фрагменты вулканических пород, Lvl – породы с лейстовой структурой (большая часть – основные и среднеосновные). Lvm – породы с микролитовой структурой (в основном андезиты и дациты и их аналоги). Lvf – породы с фельзитовой структурой (кислые), Lvv – перекристаллизованное стекло без микролитов, Lm – фрагменты метаморфических пород (в том числе метакварцитов). Ls – фрагменты осадочных пород, Lssh – глинистые сланцы, Lsa – аргиллиты и алевропелиты. Lss – алевролиты и мелкозернистые песчаники. Lsch – кремни, Lst – туфы, туфогенные силициты, туфогенные аргиллиты, Lso – другие осадочные породы (карбонаты, уголь); Ор – рудные минералы; NOp – цветные минералы; U – неопределенные обломки пород; T – общее число точек определения состава зерен в шлифе; Mtx – матрикс и цемент, Aut – аутигенные минералы.

Номер образца	Т	Q	F	L	L(vms)	v	Μ	S	V(lmf)	Vl, %	Vm, %	Vf, %	mtx, %	Возраст, млн лет
							Xp.	Омг	он					
OM3	300	10	29	61	173	58	2	40	64	19	59	22	25	80,0±4,1
OM39	300	12	20	68	194	66	4	30	103	24	58	18	16	85,3±4,2
OM27	300	7	33	60	164	62	-	38	58	9	52	39	26	99,8±5,8
OM24	300	16	28	56	160	71	2	27	76	29	57	14	22	102,0±18,9
Долина р. Рассошина														
OM48	300	16	28	56	152	53	1	46	47	6	53	41	29	79,5±8,0
При ные знач = (T – Q S = Ls/(I	имечан ения к – F)/T - х + L	ия. I сомпс 100; m +	Возра онент L(vn Ls) ·	ист – юв ра ns) = 100:	возраст на ассчитани Lv + Lm V(lmf) =	наиб ы по = Ls; : Lvl	олее форм V = + Lv	моло мулам Lv/(L m +	дой попу и: Q = (Q .v + Lm + Lvs: Vl =	уляци m + Q - Ls) · = Lvl/	и цирк)р + Qq 100; M Vlmf	она (см)/Т · 10 = Lm/ 100; Vi	и. табл)0; F = (Lv + L m = Lv	а. 5). Суммар- P/T · 100; L = Lm + Ls) · 100; m/Vlmf · 100;

 $Vf = Lvf/VImf \cdot 100; mtx = mtx/(mtx + T) \cdot 100.$ Буквенные обозначения см. в табл. 3.

Таблица 4. Состав песчаников из хр. Омгон и долины р. Рассошина (данные расчетов) [Шапиро и др., 2001а]

вулканиты, либо аргиллиты. Обломки вулканитов идентифицируются как базальты, андезиты и риодациты, установлены также обломки девитрифицированного стекла – основной массы эффузивов. Среди обломков осадочных пород заметно преобладают аргиллиты (до 25%), второй по численности группой обломков осадочных пород являются тонкозернистые породы, по-видимому, туфогенного происхождения. Самые устойчивые из осадочных пород – кремни – относительно редки в изученных песчаниках (1–4%). Из других обломков осадочного происхождения более распространен угольный растительный детрит. Обломки метаморфических пород (кварцитов, кристаллических и слюдистых сланцев) немногочисленны (до 3%), но присутствуют постоянно. Данные подсчета состава песчаников указывают на снос с эродированной вулканической дуги [Шапиро и др., 2001а] (рис. 48).

Анализ химического состава аргиллитов терригенного комплекса. проведенный Г.В. Ледневой, показывает, что они формировались главным образом за счет размыва вулканитов активной вулканической дуги, заложившейся на континентальном основании [Soloviev et al.,

2005]. Источником такого материала в данном районе, вероятно, являлась Евразиатская континентальная окраина, на которой в альбе заложился Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Фауна и флора определяют время накопления пород терригенного ком-

Q – кварц (без силикатных пород и кварцитов), F – полевой шпат, L – фрагменты пород



Рис. 48. Диаграмма отношений главных составляющих песчаников из хр. Омгон и долины р. Рассошина

Номер	Conus anumo	Ne	Возраст популяции циркона, млн лет								
образца	Серия, свита	INL	P1		P2	P3					
OM3	Омгонская	80,0±4,1 (95%)	175.7±	50,5 (5%)	-						
OM39	22	74	85,3±4,2 (95%)	167,8±	33,6 (5%)	_					
OM30	77	46	90,6±9,0 (53%)	151,3±	17,3 (47%)	-					
OM27	**	75	99,8±5,8 (83%)	187,0±	27,9 (17%)	-					
OM24	**	75	102,0±18,9 (19%) 142,2±	12,0 (68%)	248,2±28,8 (13%)					
OM22	**	60	114,5±7,2 (70%)		÷	237.1±25,3 (30%)					
OM41	Снатольская	42	P1	P2	P3	P4					
			45,2±3,2 6 (39%)	8,3±13,0 (18%)	101,2±9 (36%)	,7 293,0±60,7 (7%)					
	Доли	на р. Р	ассошина (участо	к 2, см. р	ис. 44)						
OM50	Майначская	65	77.7±6,6 (50%)	96,6±1	1,4 (46%)	198,3±64,8 (4%)					
OM48		70	79,5±8,0 (30%)	108,0±	12,3 (50%)	179,3±28,0 (20%)					
	Хребе	тг. Мо	рошечной (участ	ок 4, см. ј	рис. 44)						
X28	Кунунская	50	82,2±12,0 (33%)	123,2±	12,2 (67%)	_					
X29	77	40	72,1±4,2 (88%)		-	207,9±33,5 (12%)					
	Р	айон м	. Теви (участок 6,	см. рис. 4	14)						
Ш34/99	Геткилнинская	60	58,5±4,9 (32%)	98,1±8	,1 (53%)	173,6±26,7 (15%)					
III22/99	27	60	59,0±4,3 (45%)	107,0±	10,8 (48%)	192,1±73,0 (7%)					

Таблица 5. Зиачения трекового возраста детритовых цирконоа из песчаников Западной Камчатки

Примечания. Nt – число датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3, P4 – возраст популяций циркона, рассчитанный по программе BinomFit v 1,8 [Brandon, 1996; Brandon, 2002]. Возраст приведен в млн лет, ошибка определения возраста соответствует ± 10, проценты в скобках число зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt). Цирконы датированы с использованием метода внешнего детектора [Wagner, Van den Haute, 1992]. Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon^{MT} размером 2 × 2 см. Для каждого образца готовили 2 пластинки. Пластинки обдирались на абразивном круге и затем полировались с использованием алмазных паст (9 и 1 мкм) и пасты Al₂O₃ (0,3 мкм) на конечной стадии. Химическое травление пластинок проводилось составом NaOH-KOH при температуре 228 °С в течение 15 час (первая пластинка) и 30 час (вторая пластинка). После травления пластинки были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2 · 10¹⁵ нейтрон/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон Туф, FCT и Булак Туф, BL) и стекло-дозиметр с известным содержанием урана (CN-5) [Hurford, 1998]. При подсчете треков использовался микроскоп "Olympus BX60" с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1600, сухой метод. Z-фактор, вычисленный по 8 возрастным стандартам (4 образца FCT, 4 образца BL), равнялся 348,2±11.02 [Hurford, 1998].

плекса в интервале с альба до раннего сенона (коньяка) [Геология СССР, 1964], в них обнаружены также комплексы спор и пыльцы, характеризующие возраст нижней и верхней частей комплекса как апт-альбский и маастрихтский соответственно [Вишневская и др., 1998].

Трековое датирование циркона. Возраст отложений терригенного комплекса определялся нами методом детритовой термохронологии [Brandon,



Рис. 49. Графики распределения значений трекового возраста зерен циркона из терригенных отложений хр. Омгон

P1, P2, P3 – пики разновозрастных популяций циркона (см. табл. 5), выделенных с помощью программы BinomFit v. 1,8 [Brandon, 2002]

Vance, 1992; Garver et al., 1999a, b; Garver et al., 2000a, b; Соловьев и др., 2001в]. Обломочные цирконы были выделены из песчаников омгонской серии (шесть образцов) и снатольской свиты (один образец) (табл. 5). Возраст отдельных зерен цирконов определялся методом трекового датирования. При датировании использовался метод внешнего детектора [Wagner, Van den Haute, 1992]. Из каждого образца песчаника было датировано от 45 до 75 зерен циркона (табл. 5). При анализе распределения значений трекового возраста в каждом образце выделяются две или три разновозрастные популяции циркона (рис. 49) Р1 80–114 млн лет, Р2 142–187 млн лет и РЗ 250 млн лет.



РЗ – возраст третьей популяции циркона

Рис. 50. Данные трекового датирования цирконов и биостратиграфии для флишоидных отложений хр. Омгон (Западная Камчатка) [Соловьев и др., 2001г]

Возраст омгонской серии, определенный по макрофауне и флоре, альб-коньяк [Геология СССР, 1964]. Возраст молодой популяции цирконов из песчаников терригенного комплекса распределен в интервале от 114,5 ± 7,2 до 80,0 ± 4,1 млн лет (см. табл. 5)

Присутствие в песчаниках разновозрастных цирконов, а также отсутствие вторичных минералов, формирующихся при температуре 200-250 °C, позволяет предполагать, что после накопления толщи не прогревались выше температуры закрытия (~215-240 °C) трековой системы в цирконе [Brandon, Vance, 1992]. Таким образом, полученные оценки возраста популяций отражают события остывания зерен циркона в источниках сноса. Наиболее молодая популяция Р1 датирована в интервале от 114,5 ± 7,2 до 80,0 ± 4,1 млн лет, т.е. цирконы этой популяции испытали последнее охлаждение в интервале геологического времени от альба до начала кампана. Возраст отложений всегда моложе содержащихся в них обломков, значит, возраст молодой популяции цирконов определяет нижнюю границу времени осадконакопления терригенного комплекса. Датированные цирконы молодой популяции в основной массе представлены бесцветными идиоморфными кристаллами, что характерно для первого цикла седиментации. Эти цирконы, вероятнее всего, сформировались в результате вулканической деятельности, синхронной осадконакоплению флиша, и попали в бассейн достаточно быстро после кристаллизации. В ряде работ [Brandon, Vance, 1992; Garver et al., 1999а; Garver et al., 2000b; Соловьев и др., 2001в; Шапиро и др., 2001а] было показано, что возраст наиболее молодой популяции цирконов близок к возрасту отложений в том случае, если во время седиментации в непосредственной близости происходила вулканическая активность. Таким образом, опробованная часть терригенного комплекса формировалась по крайней мере с альба до начала кампана (рис. 50).

Комплекс, серия, свита	Порода, номер образца	Минерал	ρs	N _s	ρί	Ni	ρd	n	χ^2	Возраст, млн лет	-1σ	+1 0	U±2σ
Силл	Габбро, 098-27	Циркон	6,85	1766	5,03	1296	2,65	30	99,4	62,5	-3,3	+3,5	231,0±17,8
Силл	Габбро,	Апатит	0,45	222	1,12	551	29,3	15	100,0	60,9	-6,7	+7,6	15,2±1,4
Силл	098-43	Циркон	10,5	1116	8,42	891	2,92	17	100,0	63,0	-3,8	+4,0	350,9±32,7
Омгонская	Песчаник,	Апатит	0,35	194	0,76	419	30,1	20	98	73,9	-8,5	+9,6	9,8±1,0
серия	OM3		0.40	1.01	0.07	0.41	20.9	15	40.9	66.5	_0.0	+10.4	12 4+1 7
Омгонская	Песчаник,	Апатит	0,40	101	0,96	241		15	49,8	00,5	-9,0	710,4	12,711,7
Серия	ОМ22 Песианик	Апатит	0.28	130	0.44	209	30,6	15	0,2	73,7*	-12,8	+15,5	5,8±0,8
серия	OM24	7 Marmi	0,20	150									
Омгонская	Песчаник,	Апатит	0,20	91	0,45	201	30,5	15	97,5	71,3	-8,3	+9,2	5,9±0,9
серия	OM27				0.07	0/7	20.2	15	00.0	71.5	05	+0.6	113+13
Омгонская	Песчаник,	Апатит	0,39	168	0,86	367	30,3	15	00,0	/1,5	-0,5	+7,0	11,771,0
серия	ОМ30	Апатит	0.44	247	1.18	665	30.1	25	80,3	57,7	-6,2	+7,0	15,6±1,4
серия	OM39	Anarm	0,11	277	1,10								
Майначская	Песчаник,	Апатит	0,48	282	1,39	822	29,8	26	0,0	37,6*	-6,1	+7,3	18,6±1,5
свита	OM48							1	0.0	20.0*	7.0	.00	22.0+2.5
Майначская	Песчаник,	Апатит	0,78	166	1,64	349	29,6	15	0,0	38,0	-/,8	+9,8	22,0±2,0
свита	OM50												

Таблица 6. Трековые датировки циркопа и апатита из комплексов Западной Камчатки

Примечания. ps – плотность треков спонтанного деления ²³⁸U (см⁻² · 10⁶), N_s – число подсчитанных треков спонтанного деления, N_i – число подсчитанных треков индуцированного деления, p_i – плотность треков индуцированного деления ²³⁵U (см⁻² · 10⁶), p_d – плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановная слюда) (см⁻² · 10⁵), n – число датированных зерен, χ^2 – кси-квадрат вероятности в процентах; Z-фактор для циркона, вычисленный по 8 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак Туф), равнялся 348,2 ± 11.02 (±1σ) [Hurford, 1998]; Z-фактор для апатита, вычисленный по 7 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак Туф), равнялся 348,2 ± 13.02 (±1σ) [Hurford, 1998]; Z-фактор для апатита, вычисленный по 7 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак Туф), равнялся 104,32 ± 3,35 (±1σ) [Hurford, 1998]; C-фактор для апатита, вычисленный по 7 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак Туф), равнялся 104,32 ± 3,35 (±1σ) [Hurford, 1998]. Образцы облучались в потоке тепловых нейтронов порядка 2 · 10¹⁵ нейтрон/см² для циркона и 8 · 10¹⁵ нейтрон/см² для апатита (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты и стекло-дозиметр с известным содержанием урана (CN-5 для циркона, CN-1 для апатита). При подсчете треков использовался микроскоп "Olympus BH-P" с автоматизированной с истемой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1562,5, сухой метод. U – содержание урана в ppm (±2σ). Если χ^2 > 5%, то приведен совокупный возраст, если χ^2 < 5%, то показан минимальный возраст (отмечен звездочкой), соответствующий наиболее молодой получии, рассчитанной с помодыю программы BinomFit v. 1,8 [Brandon, 1996].

Трековое датирование апатита. Трековое датирование детритового апатита из осадочных пород – это метод, позволяющий реконструировать термальную историю отложений (см. 3.4, 3.5) [Wagner, Van Den Haute, 1992]. Треки в апатите устойчивы лишь при относительно низкой температуре, а при ее увеличении они начинают "отжигаться" вплоть до полного исчезновения. Отжиг треков происходит в интервале температур, который называют зоной отжига. Нижний температурный предел зоны отжига, до которого устойчивы 100% треков, соответствует приблизительно 60 °C, а верхний предел, выше которого треки не устойчивы, – 125 °C (при нагреве в течение около 10 млн лет). Эффективная температура закрытия апатита оценена как 111 ± 6 °C [Laslett et al., 1987]. Таким образом, апатит часто используется для реконструкции тектонических движений, в результате которых про-исходит вывод толщ на поверхность и их остывание.

Данные трекового датирования апатита из песчаников терригенного комплекса (табл. 6) показывают, что их остывание ниже 111 ± 6 °C происходило в период 74–58 млн лет назад. Обратим внимание, что возраст апатита из 6 образцов (ОМ3, ОМ22, ОМ24, ОМ27, ОМ30, ОМ39), учитывая ошибки определений, близок к 70 млн лет. Это позволяет утверждать, что терригенный комплекс был выведен выше изотермы ~100 °C (на глубину менее 4 км при геотермическом градиенте 25 °C/км) в маастрихте. Возраст апатита из образца ОМ3 (57,7 ± 7,0 млн лет), по-видимому, был омоложен при термальном событии, связанном с внедрением силлов (табл. 6).

Кайнозойские образования хребта Омгон. В северной части хр. Омгон отложения терригенного комплекса прорваны многочисленными дифференцированными силлами базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов и их полнокристаллических аналогов [Леднева, 2001]. Силлы деформированы вместе с вмещающими терригенными отложениями. Возраст силлов определялся трековым датированием апатита и циркона (табл. 6). Установлено, что остывание силлов, а возможно, и внедрение, произошло в позднем палеоцене (63–60 млн лет назад) на широте, близкой к современному положению хр. Омгон [Чернов, Коваленко, 2001]. Из базальных горизонтов снатольской свиты, с угловым несогласием перекрывающих мезозойские комплексы, также был отобран песчаник для трекового датирования циркона (образец OM41). Для песчаников снатольской серии характерно присутствие четырех популяций циркона (табл. 5). Возраст молодой популяции цирконов — 45,2 \pm 3,2 млн лет, что соответствует среднезоценовому возрасту этой свиты [Гладенков и др., 1991].

4.2.2. Долина реки Рассошина

В долине р. Рассошина (рис. 44, участок 2) обнажается терригенная толща, относимая к майначской свите (омгонская серия) [Геологическая карта..., 1989]. Нижняя часть толщи представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, ее мощность составляет 500–700 м [Коваленко, 2003]. Фауна во флишоидных отложениях здесь не обнаружена, поэтому отнесение этих пород к майначской свите (омгонская серия) достаточно условно. Терригенные отложения падают на запад, интенсивно кливажированы. По составу песчаники соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам и идентичны песчаникам терригенного комплекса хр. Омгон (табл. 3. 4) [Шапиро и др., 2001]. Для терригенных отложений впервые получены оценки возраста (табл. 5). Возраст молодых популяций циркона в двух образцах – 77,7 \pm 6.6 и 79,5 \pm 8,0 млн лет. Отметим, что опробованные флишоидные разрезы расположены к востоку от хр. Омгон и несколько моложе, чем образования терригенного комплекса хр. Омгон. В верхней части разреза терригенные породы сменяются кремнисто-яшмовыми отложениями с потоками пиллоубазальтов и видимой мощностью 200 м. Из кремней этой части разреза определены сантон-маастрихтские комплексы радиолярий [Курилов, 2002].

Верхнемеловые отложения майначской свиты (долина р. Рассошина), вероятно, имели термотектоническую историю, отличную от терригенных пород хр. Омгон, так как по данным датирования апатита испытали последнее остывание ниже ~100 °C в позднем эоцене (около 38 млн лет назад) (табл. 6). Возможно, вторичный прогрев толщи был связан с формированием Кинкильского вулканического пояса [Геологическая карта..., 1989].

4.2.3. Мыс Хайрюзова

В 2000 г. было проведено полевое изучение участка, расположенного на западном побережье Камчатки в районе м. Хайрюзова (рис. 44, 51). Эти работы включали картирование ключевых участков, изучение взаимоотношений структурных комплексов, сборы фауны и флоры. В результате исследований получены новые биостратиграфические данные, уточнена схема строения района, даны описания нижнеальбского комплекса моллюсков, берриас-валанжинской и верхнемеловой ассоциаций радиолярий, нижне- и среднеэоценовых двустворок, комплексов спор и пыльцы позднеолигоценового и раннемиоценового возраста [Палечек и др., 2001; Палечек и др., 2005].

Геологическое строение и возраст комплексов мыса Хайрюзова. Изученный участок расположен на западном побережье Камчатки в районе м. Хайрюзова (рис. 44, участок 3; рис. 51). Согласно материалам геологического картирования и тематических исследований [Сингаевский, 1965; Отчет..., 1991], в районе м. Хайрюзова выделяются (снизу вверх): терригенная толща (аргиллиты, алевролиты) нижнего–среднего альба, несогласно перекрывающаяся вулканогенной толщей (базальты, андезибазальты, туфы основного и среднего состава, туффиты, лавобрекчии, лахаровые брекчии, конгломераты) предположительно палеоценового возраста. Вулканогенная толща с несогласием (?) перекрыта терригенными отложениями (песчаники, алевролиты, угли) снатольской свиты с фауной эоцена. Миоценовые образования представлены алевролитами и аргиллитами вивентекской и кулувенской свит, которые прорваны плиоценовыми силлами псевдолейцитовых банакитов (рис. 52).

Детальные исследования показали, что на побережье к юго-востоку от м. Хайрюзова прослеживается зона тектонического шва (рис. 52, 53). В береговых разрезах эта зона выражена выходами характерных зеленых, зеленовато-серых глин с блоками ультраосновных и основных пород, часто серпентинизированных. Зеленые и зеленовато-серые глины имеют тектоническое происхождение и, по-видимому, образовались в результате тектонической переработки ультраосновных и основных пород. Блоки представлены



Рис. 51. Схема геологического строения районов м. Хайрюзова и г. Морошечной (Западная Камчатка) (с изменениями, по [Сингаевский, 1965; Коваль, 1964])

- 1 четвертичные отложения;
- 2 терригенные плиоценовые отложения;
- 3 миоцен-плиоценовые туфотерригенные отложения;
- 4 эоцен-миоценовые терригенные, туфотерригенные, вулканогенные отложения (нерасчлененные);
- 5 меловые флишоидные отложения (нижнеальбские на м. Хайрюзова, кампан-маастрихтские в хребте г. Морошечной);
- 6-тектонические блоки пикрит-долеритов и долеритобазальтов;
- 7 вулканты среднего и основного состава;
- 8 главные разрывы (а установленные, б предполагаемые);
- 9 второстепенные разрывы (а установленные, б предполагаемые);
- 10 стратиграфические несогласия



Рис. 52. Схема геологического строения района мыса Хайрюзова (Западная Камчатка) (с использованием материалов [Сингаевский, 1965; Отчет..., 1991])

1 – силл псевдолейцитовых банакитов (плиоцен); 2 – вивентекская и кулувенская свиты (верхний олигоцен-нижний миоцен), алевролиты, аргиллиты; 3-6 – вулканогенный комплекс (предположительно средний эоцен-олигоцен (?)): 3 – базальты, андезибазальты, туфы, лавобрекчии; 4 – лахаровые брекчии; 5 – туфы; 6 – конгломераты; 7 – снатольская свита (средний эоцен), песчаники, алевролиты; 8 – напанская свита (нижний эоцен), песчаники, алевролиты; 9 – песчаники, алевролиты, аргиллиты (нижний мел, нижний альб); 10 – главные разломы (а – установленные, б – предполагаемые); 11 – второстепенные разломы (а – установленные, б – предполагаемые); 12 – элементы залегания; 13 – вершины и их абсолютные отметки

пикрит-долеритами и долерито-базальтами позднемелового (предположительно постмаастрихтского-дораннепалеоценового) возраста [Леднева, 2005]. Блоки, вероятно, структурно связаны с выходами наиболее древних терригенных отложений и были выведены на поверхность в результате тектонических движений в середине миоцена [Соловьев, 2005].



Рис. 53. Детальная схема геологического строения участка к юго-востоку от м. Хайрюзова (Западная Камчатка)

1-2 – вулканогенный комплекс (предположительно средний эоцен – олигоцен (?)): 1 – базальты, андезибазальты, туфы, лавобрекчии; 2 - конгломераты; 3 - снатольская свита (средний эоцен), песчаники, алевролиты, угли; 4 – напанская свита (нижний эоцен), песчаники, алевролиты, угли; 5 - песчаники, алевролиты, аргиллиты (нижний мел, нижний альб); 6 – пикрит-долериты и долерито-базальты (верхний мел); 7 - зона тектонического шва, зеленые и зеленовато-серые глины с блоками серпентинизированных пород ультраосновного и основного состава; 8 – разломы (а – установленные, 6 – предполагаемые); 9 – границы (а – несогласное налегание нижнеэоценовых пород на меловые песчаники, б – предполагаемые); 10 – элементы залегания (а – нормальное, б – опрокинутое): 11 – участки сбора фаунистических остатков (цифры в кружках: 1 – нижнеальбская фауна, 2 – гальки из конгломератов с радиоляриями, 3 – фауна из напанской свиты, 4 - фауна и флора из снатольской свиты); 12 - береговая линия при полной воде; 13 - морские четвертичные отложения

В результате проведенных работ в районе м. Хайрюзова нами выделены следующие стратиграфические единицы (снизу вверх, рис. 54):

1) нижнеальбская алевропелитовая "черная" толща, которая условно может быть отнесена к омгонской серии;

2) терригенная "серая" толща, породы которой по результатам изучения двустворок мы относим к отложениям нижнеэоценовой напанской и среднеэоценовой снатольской свит;

3) вулканогенная толща, предположительно среднезоценового-олигоценового возраста;

4) терригенные отложения вивентекской и кулувенской свит позднеолигоценового и раннемиоценового возраста.

Самая древняя алевропелитовая "черная" толща, обнажающаяся в 1,5 км к северо-востоку от вершины г. Амбон в береговом разрезе (рис. 52, 53), представлена переслаивающимися алевролитами и аргиллитами, среди которых описаны терригенно-карбонатные линзы и конкреции. Встречаются линзы кристаллокластических микро- и мелкозернистых туфов. Слои терригенной толщи падают на запад. Видимая мощность толщи не превышает 50 м. В песчаных конкрециях собран нижнеальбский комплекс моллюсков, представленных многочисленными аммонитами Grantziceras glabrum (Whiteaves), G. sp. indet. и G. sp. juv.; аптихами Synaptychus? hairyusovi Baraboshkin, sp. nov.; двустворками Arctica sp. indet.; Liostrea? sp. indet.,



Рис. 54. Тектоно-стратиграфическая колонка для района мыса Хайрюзова [Палечек и др., 2005], с использованием материалов [Сингаевский, 1965]

Nuculana? sp., Myoconcha? sp. indet., Protocardia sp., Pleuromya cf. sikanni McLearn, Oxytoma sp. и гастроподами Eucyclus? sp. juv., а также остатками червей Ditrupa cornu Imlay, встречающимися совместно с крупным растительным детритом (рис. 53, участок 1; определения Е.Ю. Барабошкина [Палечек и др., 2005]).

Алевропелитовая "черная" толща с несогласием перекрывается терригенными отложениями ("серая" толща), сложенными светло-серыми песчаниками, туфопесчаниками и зеленовато-серыми алевролитами. В береговом разрезе вблизи контакта алевропелитовой и терригенной толщи среди отложений последней отмечены два прослоя угля (мошность 0.3 и 0.1 м). В песчаниках терригенной толщи обнаружены моллюски и обломки древесины. По результатам изучения макрофауны терригенные отложения, внешне похожие по облику, были подразделены на две толщи и отнесены к напанской свите раннеэоценового возраста (рис. 53, участок 3; рис. 54) и снатольской свите среднего эоцена (рис. 53, участок 4; рис. 54). Первая представлена светло-серыми средне-мелкозернистыми песчаниками и светло-зелеными алевролитами, видимая мощность около 30 м, содержит макрофауну Margaritifera sp., пресноводные гастроподы Bellamva (Sinotoia) uruvensis (Yok.) (по заключению В.Н. Синельниковой, ГИН РАН), ранее описанные в напанской свите Тигильского района Западной Камчатки, в камчикской свите к северу от м. Геткилнин, что свидетельствует о раннезоценовом возрасте вмещающих отложений.

Во второй толще, сложенной светло-серыми вулканомиктовыми песчаниками с прослоями алевропелитов, по заключению В.Н. Синельниковой (ГИН РАН), комплекс морских двустворок состоит из многочисленных обломков раковин *Corbicula kamtschatica* L.Krisht., *Ostrea tigiliana* Slod., *Mytilus yokoyamai* Slod., ядер *Mytilus littoralis* Slod., *Macrocallista snatolensis* L.Krisht., *Pitar xenophontii* L.Krisht., *Tivela snatolana* Slod. Все перечисленные формы характерны для снатольской свиты тигильского района Западной Камчатки среднеэоценового возраста. Мощность этой толщи оценивается в 30–40 м. Контакт нижне- (напанская свита) и среднеэоценовых (снатольская свита) отложений в изученном районе предположительно тектонический (рис. 53). Сложность разделения данных свит определяется близостью их состава.

Отложения напанской свиты несогласно перекрываются образованиями вулканогенной толщи. В зоне контакта на песчаники и алевролиты налегают конгломераты (мощность 8 м). Цемент конгломератов в нижних частях карбонатно-пелитовый, вверх по разрезу он становится туфогенным. Выше конгломераты перекрываются алевролитами, переслаивающимися с тонкозернистыми песчаниками (мощность 5 м), а на этой пачке вновь залегают конгломераты. Конгломераты содержат гальки не только подстилающих отложений. Гальки представлены также базальтами, туфами, песчаниками, диоритами, кремнями, известняками. Из конгломератов в основании вулканогенной толщи отобраны также гальки кремнистых пород, из которых выделены радиолярии удовлетворительной сохранности. В большинстве галек встречены раннемеловые радиолярии, предварительно определенные как валанжин-готеривские [Палечек и др., 2001]. После доизучения под сканирующим электронным микроскопом здесь определены радиолярии, свидетельствующие о берриас-валанжинском возрасте некоторых галек [Палечек и др., 2005]. Отметим, что породы, аналогичные по составу кремнистым галькам, в коренных выходах на м. Хайрюзова не известны. Однако их присутствие позволяет говорить о том, что кремнистые отложения берриас-валанжинского возраста, по-видимому, присутствовали среди нижнемеловых образований рассматриваемого региона и были выведены в область эрозии в эоцене.

Выше по разрезу конгломераты перекрыты базальтами, андезибазальтами и их туфами, лавобрекчиями, туфоконгломератами и туфобрекчиями, лахаровыми брекчиями. Пустоты и трещины в вулканитах часто заполнены халцедоном. Возраст вулканогенной толщи дискуссионный: на геологической карте масштаба 1 : 200 000 она отнесена к миоценовой гакхинской свите [Сингаевский, 1965], однако имеются указания и на ее раннепалеоценовый возраст [Отчет..., 1991]. Наши данные показывают, что вулканогенная толща несогласно перекрывает отложения напанской свиты. Таким образом, возраст вулканогенной толщи может быть среднеэоцен-олигоценовым. Вероятно, нижняя часть вулканогенной толщи является фациальным аналогом снатольской свиты среднего эоцена. С другой стороны, отложения вулканогенной толщи могут быть сопоставлены со среднеэоценовой кинкильской свитой [Гладенков и др., 1997], широко распространенной на Западной Камчатке к северу от изученного района.

Терригенные отложения вивентекской и кулувенской свит представлены светло-серыми алевролитами и аргиллитами, в различной степени литифицированными и ожелезненными до ржаво-коричневого цвета, содержащими карбонатные конкреции. Мощность слоев в среднем составляет 7–10 см, размер конкреций округлой формы 15–40 см. В отдельных случаях встречаются крупные овальные конкреции размером 70 × 35 см. Общая протяженность выходов вдоль берега около 300 м. Толща смята в складки и нарушена разрывными нарушениями. В недеформированных участках разреза были отобраны образцы для микропалеонтологического анализа, удалось выделить споры и пыльцу. Из ранее нерасчлененной толщи переслаивающихся аргиллитов и алевролитов вивентекской и кулувенской свит выделено два спорово-пыльцевых комплекса (СПК), причем на основании качественного и количественного состава и корреляции с комплексами Дальнего Востока СПК-1 следует датировать олигоценом, СПК-II – началом раннего миоцена [Палечек и др., 2005].

Таким образом, в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений м. Хайрюзова (Западная Камчатка) выделена алевропелитовая толща раннеальбского возраста, несогласно перекрытая терригенной толщей раннего эоцена (напанская свита), на которой в свою очередь залегает вулканогенная толща предположительно среднеэоцен-олигоценового возраста. Отложения среднеэоценовой снатольской свиты, по-видимому, являются фациальным аналогом нижних частей вулканогенной толщи. Конгломераты в низах вулканогенных образований содержат гальки кремнистых пород берриасваланжинского и позднемелового возраста.

Верхнеолигоценовые и нижнемиоценовые отложения вивентекской и кулувенской свит деформированы в складки юго-восточной вергентности (рис. 55, 56).

Таким образом, в районе м. Хайрюзова проявлен постраннемиоценовый этап деформаций. Анализ структурных элементов показывает, что западный блок (со стороны Охотского моря) воздымался и надвигался на восточ-



Рис. 55. Данные структурно-кинематического анализа для верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений мыса Хайрюзова (Западная Камчатка)

A-B – стереограммы различных структурных элементов: A – слоистости, E – разломов, B – осей складок. Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм



Рис. 56. Складчатые деформации верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений в районе мыса Хайрюзова

ный блок либо восточный блок пододвигался под западный. Этот этап деформаций отмечен только в районе м. Хайрюзова. Гипотетически он мог быть связан с процессами растяжения и деструкции коры Охотоморской плиты [Hourigan, 2003], например, с формированием Шелиховского грабена в прогибе Тинро [Объяснительная записка..., 2000]. Хребет Морошечный (рис. 44, участок 4; рис. 51) простирается в субмеридиональном направлении параллельно побережью Охотского моря. В этом районе выделялись верхнемеловые терригенные отложения кунунской свиты [Сингаевский, 1965], представленной песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Эти породы слагают структурную антиформу и на ее западном крыле с несогласием перекрываются среднеэоценовыми–нижнеолигоценовыми отложениями снатольской свиты. Перекрывающие отложения, вплоть до миоценовых, вовлечены в складчатые деформации. Восточная граница антиформы представляет собой разрыв, с которым структурно связаны тектонические блоки ультраосновных и основных пород [Леднева, в печати].

Терригенный комплекс. В верховьях р. Пхын обнажаются песчаники, алевролиты, аргиллиты, образующие флишоидное переслаивание. Иногда в подошве циклов отмечаются гравелиты. Породы имеют западное падение. По составу песчаники соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам [Голдырев, 2001] и идентичны песчаникам хр. Омгон [Шапиро и др., 2001]. Из флишоидных толщ отобраны два образца (Х28 – песчаник, Х29 – гравелит). Обломочные цирконы, выделенные из этих проб, датированы трековым методом (табл. 5). Удалось выделить две популяции цирконов. Возраст молодых популяций цирконов соответствует кампан-маастрихту (82,2 ± 12,0 и 72,1 ± 4,2 млн лет). Этот возраст определяет нижний предел осадконакопления флишевых отложений.

Тектонические блоки ультраосновного и основного состава. Блоки, по-видимому, пространственно приурочены к тектоническому шву. Вдоль западной границы отмечены меланжированные разности. По структурному положению позиция блоков, видимо, аналогична позиции блоков вулканогенного комплекса хр. Омгон [Soloviev et al., 2005]. Кристаллизация оливиновых габбро происходила из бонинитового расплава, появление которого может быть связано либо с субдукцией молодой разогретой литосферной плиты или спредингового центра, либо с влиянием мантийного плюма. А безоливиновые габбро кристаллизовались из толеитового расплава, формирование которого, возможно, имело место в обстановке взаимодействия мантийного плюма с веществом надсубдукционного клина [Леднева, 2002].

4.2.5. Устье реки Паланы

Самый северный из выходов мезозойских комплексов на Западной Камчатке расположен непосредственно к северу от устья р. Паланы (рис. 44, участок 5).

Первая публикация, специально посвященная этому участку, принадлежит М.Ф. Двали (1957), который описал на м. Паланском паланский горизонт и туфосланцевую серию. В дальнейшем район изучался в ходе геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [Демидов, Сулима, 1982]. Были выделены кингивеемская, ирунейская, тальническая и усть-паланская свиты. На изданной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 [Геологическая карта..., 1989] меловые породы паланского района были разделены на три свиты: нижнемеловую – кингивеемскую (базальты, долериты, кремнистые



породы), кампанскую – ирунейскую (долериты, базальты, туфы, яшмы) и маастрихтскую – усть-паланскую (туфы, туфобрекчии базальтов, трахибазальтов, песчаники, конгломераты). Позже изучение строения паланского разреза было проведено А.Б. Цукерником и представлено в отчете (1991) по тематическим исследованиям ГНПП "Аэрогеология". Им выделяются вулканогенно-осадочная ирунейская свита, слагающая большую северную часть береговых обнажений к югу от р. Анадырки, и олистостромовая устьпаланская свита. Строение кайнозойских образований, обнаженных в обрыве морского берега к северу от Паланы, подробно описано Ю.Б. Гладенковым и его соавторами (1997).

Геологическое строение и возраст комплексов в районе пос. Палана. Докайнозойские породы паланского разреза разделяются нами на две толщи: вулканогенную и олистостромовую (рис. 57). Присутствие обломков пород. характерных для вулканогенной толщи, в олистостромовой толще позволяет считать, что олистостромовая толща, по-видимому, моложе вулканогенной.

Вулканогенная толща. Основание вулканогенной толщи в изученном районе не обнажено. Толща слагает северную часть береговых обнажений к югу от устья р. Анадырки и в основном сложена массивными агломератовыми брекчиями базальтов и андезибазальтов. Обломки брекчий представлены темно-серыми до черных порфировыми породами с крупными (до 3-4 мм) изометричными вкрапленниками клинопироксена. Некоторые разности андезито-базальтов обогащены игольчатыми вкрапленниками роговой обманки. Угловатые обломки базальтов размером от нескольких сантиметров до нескольких метров, как правило, погружены в цемент сходного состава. Некоторые породы с различающимися по текстуре и слегка окатанными обломками можно отнести к туфобрекчиям. Никакая, даже самая грубая слоистость в этих породах не наблюдается, и определить их залегание в большинстве случаев невозможно, хотя в обнажениях часто видны протяженные разнонаправленные трещины и зоны дробления. Базальты и агломератовые брекчии содержат маломощные (10-30 м) пачки аргиллитов, туфогенных алевролитов и песчаников, кремнистых алевролитов, серых и черных кремней с примесью туфового материала. В некоторых туфопесчаниках и туфогенных алевролитах наблюдается нечеткая градационная слоистость. Контакты слоистых пачек с вмещающими брекчиями обычно сорваны, а сами слоистые породы сильно дислоцированы, с формированием тектонических брекчий и разорванных мелких складок.

Преобладают крутые залегания и субмеридиональные простирания, с падением на восток-юго-восток или запад-северо-запад (в самых северных

-

Рис. 57. Береговой разрез к северу от пос. Палана (в плане) (*A*) и его продолжение к северу (*Б*)

^{1 –} осыпи; 2 – зоны меланжа; 3 – конгломераты, гравелиты, песчаники: 4 – кремни; 5 – кремни с обломками иноцерамов; 6 – алевролиты, кремнистые алевролиты; 7 – базальты: 8 – линзы песчаников; 9 – агломератовые базальтовые брекчии, базальты и андезибазальты; 10 – крутопадающие разломы (а – установленные, 6 – предполагаемые); 11 – надвиги (а – установленные, 6 – предполагаемые); 12 – элементы залегания; 13 – номера образцов, отобранных для определения микрофауны [Палечек и др., 2003]; 14 – положение образцов, датированных Д.В. Куриловым (2000)



выходах вулканогенной толщи) (рис. 58, Д). Эти простирания близки к простиранию береговой линии и, по-видимому, отражают залегание толщи в целом. Пачки слоистых пород лишены индивидуальности, и не исключено, что выходы некоторых из них повторяются, хотя самая нижняя пачка заметно отличается и состоит почти из одних аргиллитов с редкими линзами кремней и обломками тонких призматических слоев раковин иноцерамид. Общая видимая мощность вулканогенной толщи не поддается точной оценке, но если считать, что она образует моноклиналь, приблизительно параллельную берегу, то ее мощность, по-видимому, превышает 1 км.

Таблица 7. Результаты определения К-Аг-возраста андезито-базальтов Паланского разреза

Номер образца	Минерал	Калий, % ± о	$^{40}\operatorname{Ar}_{rad}(\eta g/g),\pm\sigma$	Возраст, млн лет ±1,6 о		
Ш88/99	Амфибол	0,71±0.01	3,64±0,11	72,5±3,5		
Ш89/99	Амфибол	0.71±0.01	3,63±0,11	72,0±3,5		

Примечание. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ³⁸Аг; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_k = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}, \lambda_{\beta-} = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}, ^{40}$ К = 0,01167 (ат. %). Определения проведены М.М. Аракелянц и В.А. Лебедевым (ИГЕМ РАН).

Обоснование возраста вулканогенной толщи. Амфиболы из двух образцов андезито-базальтов, отобранных из этой толщи в 3 км к югу от устья р. Анадырки, датированы К/Аг-методом, их возраст составляет 72,5 ± 3,5 млн лет (обр. Ш88) и 72,0 ± 3,5 млн лет (обр. Ш89) (табл. 7).

Из образцов кремнистых пород вулканогенной толщи экстрагированы радиолярии, определение которых свидетельствует о позднекампанском-маастрихтском возрасте вмещающих отложений [Палечек и др., 2003].

Олистостромовая толща. К югу от выходов вулканогенного комплекса развита олистостромовая толща, которая слагает обрыв морского берега и приливную полосу непосредственно к северу от Усть-Паланы (рис. 57). Олистостромовая толща отделена от вулканогенной крутым субмеридиональным разрывом. Толща выглядит как хаотическое или слабоупорядоченное (ориентированное) скопление глыб, коротких или протяженных (до 80 м) линз слоистых красных, серо-зеленых и почти черных кремней и кремнистых аргиллитов в песчано-брекчиевом матриксе. Значительно реже в составе крупных олистолитов и мелких глыб встречаются пироксеновые базальты с агломератовой текстурой, характерные для описанной выше вулканогенной толщи Паланского разреза. Кремни и кремнистые аргиллиты в олистолитах и олистоплаках, как правило, содержат обломки призматического слоя толстостворчатых крупнораковинных иноцерамид. Нередко эти обломки сгущаются в слои раковинных известняков со сравнительно небольшим количеством цементирующего кремня.

Матрикс олистостромовой толци сложен обломочными породами: мелкообломочными брекчиями и конглобрекчиями, гравелитами и песчаниками с редкими маломощными линзовидными прослоями черных кремнистых аргиллитов и кремней. В составе обломков резко преобладают разнообразные кремнистые породы, в том числе и содержащие фрагменты призматических слоев раковин иноцерамид. В песчаниках обломки призматических слоев часто образуют самостоятельные зерна. В виде самостоятельных зерен встречаются и переотложенные радиолярии в мелких фрагментах материнской породы. Некоторые песчаники являются двухкомпонентной смесью обломков кремней и фрагментов базальтоидов: плагиоклазов, пироксенов и микролитовой основной массы. В сумме эти фрагменты аналогичны по минеральному составу пироксеновым базальтам вулканогенной толщи.



Рис. 59. Складки двух генераций в кремнистой олистоплаке (в плане) к северу от устья р. Паланы

Хаотический комплекс интенсивно дислоцирован, пронизан зонами милонитов, часто ограничивающих крупные глыбы и олистоплаки. Толща имеет преимущественно юго-восточное, восточное падение (рис. 58, А), разбита на блоки многочисленными крутопадающими разломами и пологонаклонными надвиговыми зонами (рис. 58, Б). В крупных олистоплаках, представленных переслаиванием кремней и алевролитов, наблюдались складки двух генераций (рис. 59). Крупные изоклинальные складки (несколько метров – несколько десятков метров) первой генерации имеют пологонаклонные на северо-восток и юго-запад шарниры (рис. 58, В). Крылья крупных складок осложнены мелкими асимметричными складками второй генерации с крутонаклонными шарнирами, падающими на восток и северо-восток (рис. 58, Г). Структурные наблюдения позволяют предполагать значительную роль разломов с левосцвиговой составляющей. Первая генерация складок обусловлена шарьированием толщи в западном и северо-западном направлении, вторая генерация, вероятно. сформировалась за счет более поздних левосдвиговых деформаций.

Мощность толщи, по-видимому, не превышает 500 м. Несмотря на значительную дислоцированность, мы не считаем этот хаотический комплекс тектоническим меланжем или тектонической мегабрекчией, а вслед за А.Б. Цукерником идентифицируем его как олистострому. Такая диагностика основана прежде всего на строении матрикса, который сложен, хотя и своеобразными, но типично осадочными породами: конглобрекчиями, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Считать, что эти породы, как и кремни, являются результатом тектонической фрагментации исходного единого разреза, – значит предполагать. что этот разрез представлял собой чередование грубообломочных терригенных пород с кремнями, лишенными терригенной примеси, и базальтами, типичными для островных дуг, т.е. сочетание крайне маловероятное. Но даже если такой разрез существовал, то состав обломков в его терригенных породах не мог быть полным подобием состава залегающих в этом же разрезе кремнистых пород, как это наблюдается в олистостромовой толще.

Обоснование возраста олистостромовой толщи. Из олистолитов кремней и кремнистых аргиллитов выделены радиолярии кампан-маастрихтского возраста [Палечек и др., 2003]. Кроме того, известны более древние ассоциации радиолярий кимеридж-ранневаланжинского, альб-сеноманского и коньяк-маастрихтского возраста, экстрагированные из олистолитов Паланского разреза [Курилов, 2000; Курилов, Богданов, 2001]. Из кремнистых прослоев в матриксе олистостромы определены радиолярии, свидетельствующие о ее позднекампан-маастрихтском возрасте. Однако, несмотря на большое число форм радиолярий, скорее всего свидетельствующих о позднекампан-маастрихтском возрасте матрикса олистостромы, остается вероятность, что формирование изучаемой толщи продолжалось и в начале палеоцена [Палечек и др., 2003].

Соотношение меловых и палеогеновых комплексов. В 1,5 км к западюго-западу от устья р. Анадырки в обрыве морского берега виден контакт интенсивно деформированных туфогенно-осадочных пород вулканогенной толщи с конгломератами и песчаниками анадыркской (или хулгунской) свиты. По Ю.Б. Гладенкову с соавторами (1997), эта свита относится к палеоцену. Вместе с тем согласно устному сообщению А.Е. Шанцера появились новые биостратиграфические данные, указывающие на более молодой – эоценовый возраст анадыркской свиты. Контакт этой свиты с вулканогенной толщей осложнен почти перпендикулярным к берегу вертикальным разрывом. К западу от перекрытого осыпью интервала шириной около 2 м залегают дробленые вулканические брекчии и туфогенно-осадочные породы вулканогенной толщи. Только в 200 м западнее в них можно наблюдать слои, которые наклонены на запад-северо-запад (290-315°) под углами 45-60° (15 замеров на расстоянии около 100 м вдоль берега). Непосредственно к востоку от контакта двух свит залегают плохо обнаженные полурыхлые грубозернистые песчаники, которые примерно через 30 м перекрываются конгломератами, наклоненными на северо-восток под углом около 40°. Далее на протяжении 200 м в обрыве хорошо обнажена полого наклоненная на северо-восток толща линзовидного переслаивания косослоистых конгломератов, гравелитов и песчаников с отпечатками листовой флоры. Это основание анадыркской свиты подробно охарактеризовано в работе [Гладенков и др., 1997]. Судя по этому описанию, залегание анадыркской свиты на протяжении 2 км к северо-востоку от устья Анадырки близко к горизонтальному. В составе конгломератов основания анадыркской свиты резко преобладают базальты, в том числе пироксеновые и роговообманковые, типичные для вулканогенной толщи Паланского разреза. Таким образом, и литологические, и структурные данные убедительно свидетельствуют о резком несогласии между анадыркской свитой и подстилающими меловыми отложениями.

4.2.6. Район мыса Теви

На побережье Охотского моря к югу от м. Теви обнажаются терригенные отложения геткилнинской свиты, датируемые палеоценом [Гладенков и др., 1997]. Породы свиты представлены крупнозернистыми песчаниками с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов, они насыщены углистым материалом. Язычковые иероглифы и асимметричные знаки ряби на подошвах песчаных слоев указывают на то, что снос терригенного материала происходил в восточном и юго-восточном направлениях. На это же указывает ориен-



Рис. 60. Пример корреляции данных трекового анализа и биостратиграфии [Соловьев, 2003]

Значения трекового возраста молодых популяций циркона из песчаников геткилвинской свиты – 58,5 ± 4,9 и 59,0 ± 4,3 млн лет. Возраст геткилнинской свиты согласно определениям моллюсков и фораминифер – даний-танет (65–56 млн лет) [Гладенков и др., 1997]

тнровка косой слоистости, часто наблюдающейся в верхних частях пластов. Толща обладает некоторым сходством с разрезами лесновской серии [Соловьев и др., 2001в], но накапливалась в существенно менее глубоководных, скорее всего, авандельтовых условиях. Возраст геткилнинской свиты биостратиграфическими методами (моллюски и фораминиферы) определяется как датскотанетский (примерно 63–56 млн лет) [Гладенков и др., 1997]. Возраст обломочных цирконов из геткилнинской свиты определен методом трекового датирования. Молодые популяции циркона имеют возраст 58,5 ± 4,9 и 59,0 ± 4,3 млн лет (табл. 5, рис. 60). Геткилнинская свита прорывается субвулканическими телами базальтового состава, видимо, являющимися подводящими каналами к покровам кинкильской свиты, сформированным в среднем эоцене [Геологическая карта..., 1989].

4.2.7. Тектоническая эволюция комплексов Западной Камчатки

Геологическое описание, данные трекового датирования и структурные наблюдения позволяют по-новому представить строение домезозойских комплексов Западной Камчатки.

Автохтон (или параавтохтон) представлен терригенным, иногда флишоидным комплексом. По данным трекового датирования обломочного циркона возраст терригенных отложений варьирует в хр. Омгон от 114 до 80 млн лет, в долине р. Рассошина – 80–77 млн лет, в районе г. Морошечной – 82–72 млн лет. В терригенных породах на м. Хайрюзова найдена фауна (аммониты, аптихи, двустворки, гастроподы) раннеальбского возраста. Таким образом, суммарный интервал накопления терригенного комплекса определяется как альб-кампанский. Отметим, что в хр. Омгон тектонически совмещены терригенные отложения, накапливавшиеся на разных глубинах. Более глубоководные и древние отложения (альб–сеноман) обнажаются на участках 2 и 3 (рис. 44), именно с ними ассоциируют чужеродные тектонические блоки, представленные кремнисто-вулканогенными породами. На участке 1 наблюдаются турон-кампанские более мелководные терригенные отложения, среди которых отмечаются мощные прослои (до 30 м) конгломератов и небольшие линзы углей [Геология..., 1964].

Во всех изученных районах песчаники терригенного комплекса близки по составу и соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам. Породы терригенного комплекса накапливались в окраинно-континентальной обстановке. Состав комплекса указывает, что главным источником сноса была расчлененная вулканическая дуга (Охотско-Чукотский пояс), заложившаяся на континентальном основании Евразиатской палеоокраины.

В обрамлении Пенжинской губы (п-ов Елистратова и п-ов Маметчинский) описаны альб-маастрихтские молассовые терригенные отложения [Копорулин, 1992; Тучкова и др., 2003а,6], подразделенные на маметчинскую, валижгенскую, быстринскую, веселовскую и пилалваямскую свиты. Это преимущественно грубообломочные мелководные отложения. В позднеальбско-позднемеловое время осадконакопление происходило в пределах мелководной и глубоководной частей шельфа или прибрежной, сильно заболоченной аллювиальной равнины. Источник терригенного материала находился на западе и/или северо-западе, одним из источников являлся Охотско-Чукотский вулканический пояс. Сравнение состава альб-маастрихтских песчаников Пенжинской губы и альб-кампанских песчаников хр. Омгон показывает их идентичность и позволяет говорить об одних и тех же источниках сноса терригенного материала. Таким образом, разрезы Пенжинской губы, скорее всего, накапливались в области транзита терригенного материала с Евразиатской окраины (ОЧВП) в бассейн флишевой седиментации (хр. Омгон).

Среди отложений терригенного комплекса в хр. Омгон и в районе г. Морошечной описаны чужеродные *тектонические блоки*. Тектонические блоки в хр. Омгон представлены кремнисто-вулканогенными образованиями, сформированными в конце юры и раннем мелу в океанической или окраинно-морской обстановке. Базальты сопоставляются с N-MORB спрединговых центров бассейнов океанического типа. Источником блоков вулканогенного комплекса, по-видимому, служила плита Палеопацифики – Изанаги.

Таким образом, в хр. Омгон тектонически совмещены разновозрастные комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках. Это позволяет рассматривать комплексы хр. Омгон как фрагменты палеоаккреционной призмы. Пластины и блоки пород океанического генезиса, сформированных в конце юры–раннем мелу, были "соскоблены" (offscraping) с субдуцировавших океанических плит и совмещены с терригенными окраинноконтинентальными альб-кампанскими отложениями. В районе хребта г. Морошечной известны тектонические блоки оливиновых и безоливиновых габбро, образование которых, вероятно, происходило в преддуговом бассейне энсиматической островной дуги [Леднева, 2002].

Данные трекового датирования апатита показывают, что палеоаккреционная призма хр. Омгон была выведена на глубину менее 4 км в маастрихте (около 70 млн лет назад). В позднем палеоцене в образования палеоаккреционной призмы внедрились силлы [Леднева, 2001], это произошло на широте, близкой к современному положению хр. Омгон [Чернов, Коваленко, 2001].

Аллохтон наиболее полно изучен к северу от устья р. Паланы. Разрез, наблюдаемый в обрыве морского берега между реками Палана и Анадырка, отражает ряд последовательных геологических событий. Сюда входит накопление кремнистой толщи, реконструируемой по олистолитам и олистоплакам, формирование вулканогенной толщи, образование олистостромы, отражающее деформационное событие, накопление континентальной молассы анадыркской свиты.

Накопление кремнистой толщи, послужившей источником большей части олистолитов, началось еще в конце юры и, по-видимому, продолжалось до конца мела [Курилов, 2000; Палечек и др., 2003]. Тем не менее подавляющая часть пород олистолитов датируется кампан-маастрихтским интервалом. Это, видимо, означает, что мощность докампанских кремней была очень небольшой, а скорость осадконакопления в это время – очень низкой. Присутствие обломков иноцерамов в коньяк-нижнекампанских олистолитах [Курилов, 2000] указывает на то, что, начиная с коньяка, на дне бассейна, где накапливались кремнистые отложения, появилось много иноцерамовых банок, служивших источником обильного раковинного детрита, который перемещался течениями. В кампан-маастрихтское время кремнистая толща продолжала накапливаться в бассейне, где влияние источников туфогенного и терригенного материала было незначительным. По палеомагнитным данным кампан-маастрихтские кремнистые породы накапливались на 40-х широтах (среднее значение), т.е. намного южнее современного места олистостромовой толщи в структуре Западной Камчатки [Чернов и др., 2000; Коваленко, 2003]. Состав кремней подтверждает этот вывод, поскольку такие породы могли осаждаться на значительном расстоянии от окраины Северо-Восточной Азии, поставлявшей огромное количество терригенного материала в смежные бассейны.

Во второй половине кампана началось формирование вулканогенной толщи в результате нескольких подводных извержений базальтов, разделенных короткими периодами накопления слоистых туфогенно-осадочных пачек. По химическому составу породы толщи образуют непрерывный ряд от известково-щелочных калиевых базальтоидов к шошонитам [Кузьмичев, Сухов, 2000]. Состав базальтов вулканогенной толщи типичен для островных дуг. Ближайший их аналог в регионе – вулканиты кирганикской свиты в южной части Срединного хребта Камчатки [Флеров, Колосков. 1976].

Формирование олистостромовой толщи указывает на кратковременные подвижки и, вероятно, надвигообразование, в ходе которого в подводных условиях происходило синхронное разрушение тектонических чешуй (блоков), сложенных вулканогенными и кремнистыми отложениями. Возраст вулканогенной толщи обоснован К/Аг-датировками амфибола из андезитобазальтов (72,5 \pm 3,5 и 72,0 \pm 3,5 млн лет) как раннемаастрихтский. Присутствие обломков пород вулканогенной толщи в олистостромовой позволяет нам считать, что возраст олистостромовой толщи постраннемаастрихтский. Эта датировка определяет нижний предел возраста шарьирования аллохтона. С другой стороны, верхний возрастной предел надвигообразования определяется по возрасту неоавтохтона.

Неоавтохтон. Отложения анадыркской свиты с резким несогласием [Палечек и др., 2003] перекрывают деформированные туфогенно-осадочные породы Паланского разреза. Конгломераты и песчаники анадыркской (или хулгунской) свиты. по Ю.Б. Гладенкову с соавторами (1997), относятся к палеоцену. При этом они указывают на то, что следует "относиться к определению стратиграфического положения свиты (анадыркской) до появления новых данных с большой долей условности" [Гладенков и др., 1997, с. 30]. Вместе с тем, согласно устному сообщению А.Е. Шанцера, появились новые биостратиграфические данные, указывающие на эоценовый возраст анадыркской свиты. В настоящее время возраст последней не может считаться достоверно установленным.

Неоавтохтонные отложения снатольской свиты, широко развитые на Западной Камчатке, можно считать уверенно датированными средним эоценом [Гладенков и др., 1997].

4.2.8. Меловые синсубдукционные и аккреционные комплексы в структуре северо-восточной окраины Азии

В середине альба на гетерогенных образованиях новообразованной восточной окраины Евразии закладывался Восточно-Азиатский вулканический пояс, связанный с субдукцией океанических плит Пацифики под эту окраину и относимый к окраинно-континентальным поясам андского типа [Филатова, 1988; Зоненшайн и др., 1990; и др.]. С севера на юг в этом поясе



Рис. 61. Тектонические элементы позднемеловой активной окраины в структуре востока Евразии [Меланхолина, 2000], с изменениями автора

1 – доальбская окраина Евразии: 2 – Восточно-Азиатский Вулканический пояс (K₁al-K₂cp). сегменты пояса показаны в квадратах: а – Чукотско-Аляскинский, б – Охотско-Чукотский, в – Восточно-Сихотэ-Алинский, г – Корейско-Японский: 3 – синсубдукционные бассейны терригенного осадконакопления, сегменты показаны в кружках: І – Беринговоморский, II – Укэлаятский. III – Северо-Охотский. IV – Западно-Камчатский, V – Западно-Сахалинский, V – Иезо, VII – Симанто; Фрагменты аккреционных призм показаны в ромбиках: А – Янранайский, Б – Омгонский, В – Тонино-Анивский, Г – Хидака, Д – Симанто; 4 – окраинноморские и островодужные террейны: 5 – окраинные моря и островные дуги: 6 – фрагмент пляты Кула; 7 – Тихоокеанская плята; 8 – современные зоны субдукции

выделяются следующие сегменты [Белый, 1977; Меланхолина, 2000, и др.]: Чукотско-Аляскинский, Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Корейско-Японский (рис. 61). Синхронно с субдукцией вдоль активной континентальной окраины Евразии происходило формирование терригенных отложений. Обломочные породы накапливались в бассейнах на разных глубинах: на шельфе, в преддуговых бассейнах. на террасах континентального склона, у подножия континентального склона, в глубоководном желобе, в абиссальных условиях на субдуцирующей океанической плите. В современной структуре восточной окраины Евразии наблюдаются фрагменты терригенных разрезов. Редко удается восстановить полный фациальный ряд по латерали от мелководных отложений к глубоководным, особенно учитывая эволюцию обстановок седиментации во времени. В самом общем виде могут быть выделены следующие меловые синсубдукционные бассейны терригенного осадконакопления [Меланхолина, 2000] (рис. 61): Беринговоморский, Укэлаятский, Северо-Охотский, Западно-Камчатский, Западно-Сахалинский, Иезо, Симанто. Рассмотрим примеры синсубдукционных терригенных комплексов на восточной окраине Евразии.

В пределах Пенжинско-Анадырской и Северо-Корякской зон в конце раннего мела началось накопление моласс. мелководных отложений. Разрез постаккреционного чехла (общий неоавтохтон) для всех террейнов Пенжинского хребта начинается с позднего альба [Соколов, 2003а]. В пределах краевых поднятий (Мургальское, Золотогорское, Пекульнейское) на северо-восточной окраине Евразии в конце раннего мела проявились молассы, в остальной части Пенжинско-Анадырской зоны в барреме-туроне (?) накапливались отложения флишоидной формации, причем чрезвычайно сходные в Пенжинском, Великореченском и Алькатваамском прогибах [Зинкевич, 1981]. Это морские отложения с большим количеством мелководной фауны, растительного детрита и известковистых стяжений. На Мургальском поднятии и в смежной области Пенжинского прогиба описаны сероцветная морская (апт-альб) и континентальная конгломерато-песчаниковая (сеноман-турон) молассы общей мощностью около 2 км [Филатова, 1974]. В сеноне на всей территории Пенжинско-Анадырской зоны формировался молассовый комплекс. В Северо-Корякской зоне с турона накапливались терригенные толщи флишоидной и песчанико-сланцевой формаций, видимо, они отлагались в морских прогибах, тесно связанных с расположенным южнее глубоководным Укэлаятским бассейном [Зинкевич, 1981]. Таким образом, флишоидная формация Северо-Корякской зоны занимает промежуточное положение между континентальными эффузивами Охотско-Чукотского пояса и сравнительно глубоководными отложениями Укэлаятского прогиба [Зинкевич, 1982].

Альб-кампанские отложения преддугового бассейна Охотско-Чукотского вулканического пояса наиболее детально изучены в районе Пенжинской губы [Копорулин, 1992; Тучкова и др., 2003а,б]. Их формирование происходило в мелководных и континентальных условиях. Разрезы Пенжинской губы скорее всего накапливались в области транзита терригенного материала с Евразиатской окраины (ОЧВП) в бассейн флишевой седиментации (хр. Омгон, Укэлаятский прогиб).

Апт-палеоценовые турбидитовые отложения Западно-Сахалинского бассейна и верхи разреза бассейна Иезо можно рассматривать как образования преддугового прогиба Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [Меланхолина, 2000; Жаров, 2003, 2004], являющегося южным продолжением Охотско-Чукотского пояса.
Тектоническая совмещенность разновозрастных базальт-кремнистых и терригенных ассоциаций является характерной чертой палеоаккреционных призм, таких как пояс Симанто (Япония) [Taira et al., 1988; Hasebe et al., 1993; Hashimoto, Kimura, 1999; Hasebe, Tagami, 2001] и Прибрежный пояс п-ва Тайгонос (Северо-Восток России) [Соколов и др., 2001; Silantyev et al., 2000]. Аккреционные структуры, в которые вошли меловые терригенные отложения, накопившиеся на окраине Евразии, и чужеродные блоки различного возраста и генезиса известны в следующих сегментах (рис. 61): Янранайском [Григорьев и др., 1987; Соколов, 1992], Омгонском (наши исследования), Тонино-Анивском и Хидака [Жаров, 2003], в меловом поясе Симанто [Taira et al., 1988].

В Янранайском аккреционном комплексе совмещены три пластины, сложенные разновозрастными фрагментами океанической коры [Григорьев и др., 1987; Соколов, 20036]. Отложения верхних частей разрезов пластин представлены терригенными осадочными образованиями, снесенными с Корякского блока окраины Евразии. Характерной чертой Янранайского аккреционного комплекса является более низкое структурное положение пластин, сложенных более молодыми отложениями. Аккретирование юрско-неокомской части Палеопацифики произошло на рубеже раннего и позднего мела. Второй этап аккреции – конец позднемелового периода. Завершилось формирование Янранайского комплекса в маастрихте, когда произошло накопление в желобе олистостромовой толщи [Григорьев и др., 1987].

Изучение Тонино-Анивского п-ова (Юго-Восточный Сахалин) позволило интерпретировать его комплексы в качестве окраинно-континентальной аккреционной призмы и выделить в качестве одноименного террейна [Жаров, 2003]. Тонино-Анивский террейн образован среднемеловыми турбидитовыми и меланж-олистостромовыми комплексами с тектоническими клиньями юрско-раннемеловых океанических поднятий, а также верхнемеловыми турбидитами. Тонино-Анивский аккреционный комплекс сформировался в процессе апт-сеноманской субдукции юрско-раннемеловых внутриокеанических поднятий (фрагменты плато Сорачи) и последовавшего в позднем мелу перекрытия аккреционного клина дистальными фациями турбидитов преддугового прогиба. Строение, возраст образований и, по-видимому, история формирования Тонино-Анивской и Омгонской аккреционных призм весьма сходны. Отличие состоит в том, что в Тонино-Анивском террейне встречены тектонические клинья внутриокеанических плато, а в Омгонском – фрагменты океанической или окраинно-морской плиты.

Террейн Хидака, выделяемый на о-ве Хоккайдо [Япония], соответствует позднемеловой–раннеэоценовой окраинно-континентальной аккреционной призме [Kiminami et al., 1992; Жаров, 2003]. Террейн сложен турбидитами и зонами терригенного меланжа восточной вергентности. Состав турбидитов указывает, что снос обломочного материала происходил с континентальной окраины. Замещение вверх по разрезу гемипелагических фаций терригенными турбидитами свидетельствует о смене обстановки осадконакопления от абиссальной равнины к оси желоба. Среди турбидитов залегают базальты типа MORB, излившиеся в неконсолидированные осадки, описаны меланжи с блоками берриас-туронских яшм, зеленокаменных пород и известняков.

Пояс Симанто (Юго-Западная Япония), детально изучавшийся более 40 лет, фактически является тектонотипом аккреционной призмы. Возраст комплексов аккреционной призмы Симанто омолаживается с севера на юг от мелового до миоценового [Taira et al., 1988]. Деформации отложений призмы характеризуются вергентностью в сторону океана. Меловая часть призмы представляет для нас наибольший интерес, так как в хр. Омгон наблюдаются отложения того же возраста. В поясе Симанто выделяются две структурные единицы: флиш и меланж. Флиш представлен турбидитами (песчаники, алевролиты, редко конгломераты) коньяк-кампанского возраста. Роль матрикса в осадочном меланже играют рассланцованные аргиллиты, среди которых залегают блоки и пластины, сложенные базальтами, кремнями, кремнистыми аргиллитами. В основном базальты могут быть охарактеризованы как MORB, иногда встречаются щелочные базальты, сходные с вулканитами внутриплитных океанических обстановок [Suzuki, 1988]. Блоки и пластины имеют преимущественно тектонические контакты с матриксом [Hashimoto, Kimura, 1999]. Возраст отложений блоков и пластин варьрует от валанжина до турона, а возраст матрикса преимущественно кампанский. Сравнение комплексов мелового пояса Симанто и хребта Омгон показывает их сходство по структурной позиции, строению, возрасту и вещественному составу пород.

Таким образом, в альбе-кампане существовала единая конвергентная окраина на востоке и северо-востоке Евразии, вдоль которой формировались аккреционные структуры, их фрагменты в современной структуре наблюдаются в Янранайском (Северная Корякия). Омгонском (Западная Камчатка), Тонино-Анивском сегментах и поясе Симанто.

4.3. Эволюция Лесновско-Укэлаятского окраинно-континентального прогиба

В южной части Корякского нагорья к северу и северо-западу от Олюторской зоны, сложенной верхнемеловыми кремнисто-вулканогенными толщами [Богданов и др., 1987], расположена Укэлаятская зона (или Центрально-Корякская структурно-фациальная зона [Ермаков, Супруненко. 1975]). Прогиб выполнен интенсивно дислоцированными вернемеловыми и нижнепалеогеновыми песчано-сланцевыми толщами, часто имеющими флишоидный облик [Ермаков и др., 1974; Казимиров и др., 1987; Чехович, 1993]. Близкие по возрасту и составу терригенные толщи развиты на перешейке Камчатки (лесновская серия) [Шанцер и др., 1985; Соловьев и др., 2001в; Соловьев и др., 2002б] (рис. 43, участки 6, 7). Область развития этих толщ выделяется как Лесновско-Укэлаятская зона. Терригенные отложения Лесновско-Укэлаятской зоны большинство исследователей рассматривают как образования подножия континентального склона Евразии [Ермаков, Супруненко, 1975; Тильман, Богданов, 1992; Соколов, 1992; Шапиро, 1995; Чехович, 1993; Объяснительная записка..., 2000]. Бассейн терригенной седиментации существовал здесь с мела до середины среднего эоцена, когда верхнемеловые и нижнепалеоценовые кремнисто-вулканогенные комплексы Олюторско-Камчатской островодужной системы причленились к Евразии [Соколов, 1992; Чехович, 1993; Соловьев и др., 1998а; Шапиро и др., 2001б; Соловьев и др., 20026].

Терригенные толщи Лесновско-Укэлаятской зоны редко содержат макрофауну, их датировки базировались главным образом на определениях возраста ископаемых микрофоссилий (преимущественно бентосных фораминифер, реже радиолярий и нанопланктона). Заметный прогресс в изучении возраста этих толщ наметился в результате применения метода детритовой термохронологии. Трековое датирование цирконов из терригенных толщ юга Корякии и Камчатки показало, что песчаники содержат несколько популяций обломочного циркона [Соловьев, 1997; Garver et al., 2000b; Соловьев и пр., 2001в; Шапиро и др., 2001а; Соловьев и др., 20026]. В изученных толщах трековые датировки цирконов отражают время их остывания в материнских породах питающей провинции, а возраст осадочной толщи не древнее возраста содержащихся в ней цирконов. Таким образом, трековые датировки наиболее молодой популяции цирконов дают нижний предел времени осадконакопления вмещающих песчаников. Это позволяет оценить вариации состава песчаников не только в пространстве, но и во времени, а на этой основе рассмотреть вопрос о природе и эволюции питающих провинций.

4.3.1. Характеристика терригенных толщ Лесновско-Укэлаятской зоны

Терригенные толщи Лесновско-Укэлаятской зоны изучались на юге Корякии (укэлаятский флиш) (рис. 43, участки 1, 2, 3, 4, 5; рис. 62), на перешейке Камчатки (лесновская серия) (рис. 43, участки 6, 7; рис. 63).

Укэлаятская и лесновская песчано-аргиллитовые серии близки по своим литологическим характеристикам, сложены в основном дистальными турбидитами и контуритами, интенсивно смяты в мелкие складки и лишены макрофауны, в связи с чем нигде не описаны опорные разрезы этих комплексов, а оценки их мощности весьма условны. Подошвы этих комплексов не наблюдались. Отложения укэлаятской серии образуют автохтон Ватыно-Вывенкского надвига [Митрофанов, 1977], а лесновской – автохтон его юго-западного продолжения, т.е. Лесновский надвиг [Шанцер и др., 1985; Соловьев и др., 20026]. По комплексам бентосных фораминифер возрастной диапазон укэлаятской серии определяется как верхний мел–нижний эоцен (?) [Ермаков и др., 1974]. Нанопланктон из аргиллитов лесновской серии указывает, что интервал ее накопления – от палеоцена до низов среднего зоцена [Федорчук, Извеков, 1992; Соловьев и др., 20026; Soloviev et al., 2002].

Тектонический меланж в основании Лесновского надвига наблюдается в бассейне р. Лесной (рис. 43, участки 6, 7; а также см. 4.5.1, рис. 79, 80). Здесь в песчано-аргиллитовый матрикс пород лесновской серии погружены разнообразные по составу и размерам глыбы туфов, кремней, базальтов и песчаников [Шанцер и др., 1985; Шапиро, Соловьев, 1999]. Последние литологически близки к песчаникам лесновской серии. отличаясь, как правило, несколько более высоким содержанием кварца и изредка прослоями кремней и иноцерамовых ракушняков. Эти глыбы могут быть отторженцами нижних горизонтов лесновской серии или более восточных фациальных зон, в настоящее время перекрытых Лесновским надвигом.



Рис. 62. Деформированные флишоидные отложения укэлаятской серии в долине р. Ильпи (см. рис. 43, участок 3)



Рис. 63. Флишевые отложения лесновской серии в верховьях р. Правая Лесная (см. рис. 43, участок 6)

Укэлаятская серия не имеет стратиграфических соотношений с другими доплиоценовыми комплексами [Богданов и др., 1987], а лесновская свита с несогласием перекрыта эоценовыми отложениями снатольской и кинкильской свит [Шанцер и др., 1985; Гладенков и др., 1991; Соловьев и др., 20026] и прорвана среднеэоценовыми гранитами [Федорчук, Извеков, 1992; Соловьев и др., 20026].

4.3.1.1. Мыс Витгенштейна (западное побережье Алеутской впадины)

На западном побережье Алеутской глубоководной котловины Берингова моря между бухтами Амаян и Глубокая (северо-восточная часть Олюторской зоны Корякского нагорья) еще в 1980 г. был описан до этого неизвестный комплекс (рис. 64). Он был интерпретирован как океаническая олистострома. Основанием для этого послужили установленные признаки глубоководности формирования терригенной флишоидной матрицы и присутствие большого количества олистолитов и олистоплак, представленных базальтами океанического типа и кремнистыми породами [Богданов и др., 1982]. Пояс флишоидно-олистостромовых образований протягивается с юго-запада на северо-восток вдоль побережья Алеутской впадины и прерывается в районе бухты Анастасии. Севернее бухты Анастасии обнажаются флишоидные образования Укэлаятской зоны, на которые по Ватыно-Вывенкскому надвигу обдуцированы отложения Олюторской зоны. В более южных районах фронтальной части Олюторской зоны структурно ниже Ватыно-Вывенкского надвига также описаны олистостромовые образования [Митрофанов. Шелудченко, 1981].

В районе м. Виттенштейна (рис. 43, участок 1; рис. 64) флишоидно-олистостромовый комплекс занимает наиболее низкое структурное и гипсометрическое положение в системе тектонических покровов восточного склона Олюторского хребта. Более высокое гипсометрическое и структурное положение занимают изолированные или разделенные разрывами аллохтонные пластины сенонских кремнистых пород и островодужных вулканитов [Богданов и др., 1987; Чехович, 1993]. Пластины вулканитов и кремней залегают в виде субгоризонтальных покровов на породах флишоидно-олистостромового комплекса [Богданов и др., 1999].

В составе флишоидно-олистостромового комплекса выделено две толщи: олистостромовая и флишоидная. Олистостромовая толща представлена терригенной матрицей (алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников), в которую включены мелкие (5–10 см) и крупные (0,5–5 м) олистолиты базальтов и кремнистых пород, а также олистоплаки базальтов, часто с шаровой отдельностью и гиалокластитами. В олистостромовой толще на восточном побережье п-ова Витгенштейн описан базальтовый поток. имеющий закалочные контакты с терригенными породами.

В олистостромовой толще описаны складки течения, оползневые структуры и следы движения олистолитов в матриксе, вероятно, сформировавшиеся при перемещении инородных блоков в полужидком осадке. Эти сингенетичные структуры доказывают олистостромовую природу толщи. Матрикс олистостромы, представленный терригенными породами, претерпел фраг-



Рис. 64. Схема геологического строения побережья Алеутской котловины между бухтами Глубокая и Амаян [Богданов и др., 1999]

I – рыхлые четвертичные отложения; 2 – кампан-палеогеновый (?) флишоидно-олистостромовый комплекс: а – флициоидная толща, б – олистостромовая толща; 3 – аллохтонные пластины сенонских известково-щелочных вулканитов; 4 – аллохтонные пластины кампан-маастрихтских кремнистых пород; 5 – олистоплиты и опистоплаки базальтов и гиалокластитов; 6 – разрывные нарушения: а – надвиги, крутопадающие разломы: б – установленные, в – предполагаемые

ментацию более вязких пород (песчаников) и перемещение этих "родных" обломков наряду с чужеродными олистолитами и олистоплаками. Слои песчаника будинированы. Алевролиты и аргиллиты несут следы тектонического течения и занимают интрабудинное положение. Толща интенсивно кливажирована. Зоны дробления приурочены к разломам скалывания, возникшим при сжатии субпараллельно плоскостям напластования. Распознаются надвиги различных рангов: от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров, они формируют сложную чешуйчатую структуру на различных иерархических уровнях. Общее падение чешуй – северо-западное.

Таким образом, с момента образования олистостромовая толща, видимо, существовала как единое целое, поскольку наряду с матриксом деформациям и перемещениям подвергались и олистоплаки, а слоистость и кливаж в олистоплаках имеют одинаковую ориентировку с аналогичными структурами в матриксе. Это дает основания предполагать, что изученная толща первично олистостромовая, а затем испытала деформации и местами была превращена в тектонический меланж.

Флишоидная толща сложена аргиллитами, алевролитами и песчаниками с относительно редкими олистолитами и характеризуется отчетливой ритмичностью. Флишоидная толща с малым количеством олистолитов тектонизирована меньше. Во флише установлена изоклинальная складчатость южной и юго-восточной вергентности. Развит кливаж осевой поверхности складок. Южные крылья складок часто сорваны, падение сместителей достаточно пологое на север и северо-запад, в результате чего образуется сложная структура надвинутых складок.

Соотношение толщ достоверно не выяснено. Предполагается, что олистостромовая толща надвинута на флишоидную.

Сходство геохимических характеристик алевролит-пелитовых разностей флишоидно-олистостромового комплекса и флиша Укэлаятской зоны позволяет утверждать, что их формирование происходило в одном бассейне за счет размыва пород фундамента энсиалической островной дуги или окраины континента [Богданов и др., 1999]. Изучение песчаников приводит к аналогичным выводам. Песчаники из флишоидно-олистостромового комплекса и Укэлаятского флиша состоят главным образом из кварца, полевого иппата, обломочного мусковита и в подчиненном количестве включают вулканические стекла. Присутствие мусковита подтверждает формирование этого комплекса за счет размыва континентальных масс.

Формирование флишоидно-олистостромового комплекса происходило в сантон-маастрихтское время согласно определениям нанопланктона [Щербинина, Коваленко, 1996] и, вероятно, продолжалось и в кайнозое (согласно определениям радиолярий кайнозойского облика, выделенных из матрикса комплекса [Богданов и др., 1999]). Возраст кремнистых олистолитов комплекса и кремней аллохтонных пластин, перекрывающих его, близок и оценивается как кампан-маастрихтский, ранее их возраст определялся в интервале сантон–даний [Богданов и др., 1987]. Находка чужеродных по отношению к кремнистым породам Олюторского хребта включений триасовых яшм подчеркивает олистостромовую природу комплекса [Богданов и др., 1999].

Таким образом, флишоидно-олистостромовый комплекс западного побережья Алеутской впадины, как и Укэлаятский флиш, сформирован материалом, поступавшим скорее всего с Евроазиатского континента и не связанным с размывом Олюторской энсиматической островной дуги, отложения которой обдуцированы на флишевые толщи и слагают в современной структуре центральную часть Олюторского хребта.

4.3.1.2. Район бухты Анастасии

Флишоидные отложения, обнажающиеся на северном берегу бухты Анастасии (рис. 43, участок 2; см. 4.5.1.3, рис. 74), представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, реже гравелитами. Процентные соотношения данных типов пород варьируют от разреза к разрезу, каких-либо закономерностей в изменениях состава Укэлаятских комплексов не выявлено. Отметим лишь, что в береговых обнажениях распространены как пачки с преобладанием песчаников и гравелитов над алевропелитами, так и пачки. где песчаники имеют подчиненное значение. Часто встречаются пачки ритмичного строения, в пределах ритма наблюдается классическая градационная слоистость. Алевропелиты характеризуются тонкоплитчатой отдельностью. Отложения весьма сильно деформированы, что не позволяет составить представление о стратиграфической последовательности пород.

В результате изучения редких и рассеянных элементов в алевропелитах Укэлаятского прогиба [Sears, 1996] сделаны следующие выводы: 1) Cr/Niотношение, характеризующее состав источника терригенного материала. указывает, что размывалась вулканическая дуга, а количество ультрамафитовых пород в массиве было незначительным; 2) высокие концентрации Sr и Zr позволяют предполагать влияние материала метаморфогенных и плутонических пород; 3) высокое значение La/Sm-отношения и европиевая аномалия. Все это позволяет считать, что терригенный материал поступал из континентальных источников. Учитывая всю сумму данных, главным источником материала для Укэлаятского флиша можно считать расчлененную вулканическую дугу, заложившуюся на континентальном основании. Материал, поступавший с примитивной Олюторской дуги, мог играть лишь незначительное влияние в осадконакоплении Укэлаятского флиша.

4.3.1.3. Лесновское поднятие

Основные выходы лесновской серии приурочены к Лесновскому поднятию (см. рис. 43, участки 6, 7; рис. 79, 80). Это терригенный флиш, в составе которого выделяются фации дистальных турбидитов и контуритов. Единичные наблюдения директивных текстур (язычковых иероглифов и асимметричных микродюн) указывают на западный источник обломочного материала. Лесновская серия смята в мелкие складки западной вергентности и часто превращена в мономиктовый осадочный меланж [Шапиро, Соловьев, 1999]. По литологическим и структурным особенностям отложения лесновской серии резко отличаются как от комплексов ирунейской свиты, залегающей в аллохтоне Лесновского надвига, так и от всех неоавтохтонных образований. Поэтому контуры выходов лесновской серии легко картируются, и положение ее границ с другими образованиями на картах, составленных разными исследователями, практически не отличается.

Подошва серии нигде не вскрыта, отсутствуют ее последовательно описанные разрезы и достоверные оценки мощностей. С резким несогласием она перекрыта кислыми субаэральными эффузивами эоценовой кинкильской свиты, залегающей в основании неоавтохтонного комплекса [Шанцер и др., 1985; Гладенков и др., 1991]. На юго-западе Лесновского поднятия в бассейне р. Левая Лесная наблюдается несогласное перекрытие лесновской серии среднеэоценовой снатольской свитой [Геологическая карта..., 1989]. Лесновская серия, так же, как и ирунейская свита и зона Лесновского надвига, прорвана гранитами Шаманкинского массива.

Отложения лесновской серии традиционно считались меловыми. Такая датировка первоначально была основана на представлениях о постепенном переходе лесновской серии вверх к ирунейской свите [Геологическая карта..., 1989]. Однако во всех известных нам случаях за слои, переходные между этими подразделениями, принимались милониты Лесновского надвига [Шанцер и др., 1985; Шапиро, Соловьев, 1999]. Ниже милонитов, как правило, залегает зона осадочного меланжа (200–400 м) с матриксом из пород лесновской серии и глыбами туфов, кремней, базальтов и песчаников. Осадочные породы глыб иногда содержат обломки раковин иноцерамов. Эти экзотические глыбы ранее рассматривались в качестве линз в разрезе лесновской серии, а находки иноцерамид и радиолярий в них приводились как обоснование ее мелового возраста [Геологическая карта..., 1989]. Еще одним основанием для отнесения лесновской серии к позднему мелу были полученные при геологической съемке (Ю.А. Новоселов) абсолютные датировки Шаманкинского массива гранитоидов (75 и 78 млн лет, К/Аг-датировки). Однако геологические соотношения заставляют сомневаться в надежности этих датировок, так как гранитоиды Шаманкинского массива через серию сателлитных субвулканических тел тесно связаны с кинкильской свитой, возраст которой считается эоценовым [Шанцер и др., 1985; Соловьев и др., 20026]. Таким образом, имеющиеся датировки лесновской серии либо геологически недостоверны, либо имеют косвенный характер.

4.3.2. Состав песчаников Лесновско-Укэлаятской зоны

Состав обломков в песчаниках, подсчитанный в 22 прозрачных шлифах, отражен в табл. 8, 9 [Шапиро и др., 2001а]. Все изученные песчаники относятся к классу граувакк [Петтиджон и др., 1976]. т.е. матрикс образует от 25 до 35% объема породы. Подавляющая часть обломков совершенно не окатана. Все песчаники по классификации В.Д. Шутова и др. (1972) соответствуют кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам, так как состоят из трех главных компонентов: обломков кварца, полевого шпата и тонкозернистых горных пород. Обломки цветных минералов редки и представлены мелкими чешуйками слюды. Очень мало (до 1%) обломков рудных минералов. Среди пород в обломках преобладают либо разнообразные вулканиты, либо осадочные породы. Небольшая (до 5%) часть зерен сложена тонкозернистыми минеральными агрегатами неясного генезиса. Обломки метаморфических пород (кварцитов, кристаллических и слюдистых сланцев) немногочисленны (до 3%), но присутствуют постоянно.

Обломки вулканитов были разделены на 4 группы: породы с лейстовой, микролитовой и фельзитовой структурами, а также обломки девитрифицированного стекла – основной массы эффузивов. Первые три группы в общем соответствуют базальтам, андезитам и риодацитам, состав девитрифицированного стекла не определялся. Среди обломков осадочных пород заметно преобладают обломки аргиллитов (до 25%). Второй по численности группой обломков осадочных пород являются тонкозернистые породы туфогенного происхождения, глинисто-кремнистые туффиты и редко пепловые туфы. Самые устойчивые из осадочных пород – кремни относительно редки в изученных породах (1–4%, редко до 7%). Из других обломков осадочного происхождения чаще всего встречается угольный растительный детрит.

Среди полевых шпатов резко преобладают плагиоклазы в виде монокристаллов. Степень измененности плагиоклазов самая различная: от чистых. почти незамутненных несдвойникованных зерен, визуально похожих на кварц, до почти полностью замещенных агрегатом вторичных минералов (альбит, серицит, эпидот и др.). Чистые, незамутненные и одновременно сдвойникованные зерна плагиоклазов встречаются редко. Часто встречаются агрегаты мелких относительно свежих зерен плагиоклаза, вероятнее всего, интрузивного происхождения. Количество альбита достигает 5–30% от всех полевых шпатов. Часто встречаются сростки плагиоклазов с кварцем. Калиевый полевой шпат встречается лишь в виде единичных зерен и в

Номер образца	0	0		P		L	.v		1	Ls							-0-	TT	т	Mtv	Aut
	Qm	Qp	Qq	Р	Lvl	Lvm	Lvf	Lvv	Lw	Lssh	Lsa	Lss	Lsch	Lst	Lso	Op	пор	U		IVITX	Aut
Укэлаятская зона (район бухты Анастасии)																					
JG93-2	48	6	2	100	5	19	18	14	- 1	2	51	2	2	11	-	5	3	12	200	129	18
Укэлаятская зона (район рек Ильпи и Матыскен)																					
JG95-7	32	3	5	74	30	65	15	20	1	2	24	3	1	11	-	2	-	12	300	87	14
JG95-41	13	7	9	83	14	62	17	10	2	2	41	-	21	10	1	_	-	8	300	120	_
JG95-16	52	7	4	62	9	12	28	17	6	2	56	6	4	17	3	1	2	12	300	125	6
JG95-19	29	5	3	98	13	38	31	26	-	3	29	1	2	7	2	1	2	10	300	87	9
JG95-29	13	22	4	34	24	23	11	24	-	L	80	12	12	28	2	-	1	9	300	110	6
	Укэлаятская зона (район р. Тапельваям)																				
96JG-21	77	26	4	99	3	11	14	5	7	1	22	-	3	21	2	-	2	3	300	56	3
96JG-7	57	10	2	86	6	10	25	13	6	_	49	5	5	16	-			10	300	120	40
96JG-14	57	10	6	88	5	31	25	10	8	2	21	4	7	8	1	-	2	15	300	158	4
96JG-20	64	17	1	92	7	9	28	19	6	2	19	4	5	16	1	-	2	8	300	81	21
Лесновское поднятие (Шаманкинский купол)																					
Ш3/99	46	5	-	37	2	14	15	10	4	4	21	11	12	12	-	_	2	5	200	67	28
Ш2/99	89	17	2	81	12	24	40	25	10	8	29	17	10	22	-	-	5	7	400	160	3
Ш15/99	49	8	8	51	_	11	27	14	7	2	1	3	6	5	-	-		8	200	70	11

Таблица 8. Состав песчаников из Лесновско-Укэлаятской зоны (данные полсчетов, [Шапиро и др., 2001а])

11	Qm	0	0-	D	D	п	D	D	D		Lv			Tur	Ls						0-	-0-	TT	т	Mtz	A
номер ооразца		Qp	Qq	Р	Lvl	Lvm	Lvf	Lvv	Lssh	Lsa	Lss	Lsch	Lst	Lso	Op	пор	U	1	MIX	Aut						
Лесновское поднятие (Ватапваямский купол)																										
L12	62	21	9	72	9	18	27	19	2	4	23	7	4	7	9	-	1	6	300	89	9					
L1	63	12	4	91	8	22	25	22	6	5	20	5	2	6	-	3	1	5	300	116	17					
L9	62	12	3	87	3	9	29	16	2	2	35	15	9	4	l	_	-	11	300	119	27					
L2	75	16	14	59	2	14	27	8	7	8	34	4	10	5	2	2	2	11	300	83	8					
L11	64	17	3	79	6	18	30	15	3	4	30	8	7	7	L	1	-	7	300	89	22					
L10	66	19	3	83	4	23	24	13	2	1	32	6	7	9	_	2	-	6	300	102	14					
L17	83	11	3	89	4	14	18	44	2	1	9	3	3	5	3	1	2	5	300	97	3					
L13	66	17	4	68	10	28	14	39	6	-	16	1	9	10	3	_	-	9	300	96	7					
L4	75	15	3	69	12	16	25	33	5	1	18	4	4	9	-	_	-	11	300	132	36					

Таблица 8 (окончание)

Примечания. Участки отбора показаны на рис. 43. Qm – монокристаллический кварц; Qp – поликрнсталлический кварц; Qq – кварциты неясной природы; P – полевые шпаты; фрагменты мелкозернистых горных пород: Lv – фрагменты вулканических пород; Lvl – породы с лейстовой структурой (большая часть – основные и среднеосновные); Lvm – породы с микролитовой структурой (в основном андезиты, дациты и нх аналоги); Lvf – породы с фельзитовой структурой (кислые); Lvv – перекристаллизованное стекло без микролнтов; Lm – фрагменты мелкозернистых пород; Lsh – глинистые сланцы; Lsa – аргиллиты и алевропелиты, Lss – алевролиты и мелкозерннстые песчаникн; Lsch – кремни; Lst – туфы, туфогенные снлициты, туфогенные аргиллиты; Lso – другие осадочные породы (карбонаты, уголь); Op – рудные минералы; nOp – цветные минералы; U – неопределенные обломки пород; T – общее число точек определения состава зерен в шлифе; Mtx – матрикс и цемент; Aut – аутигенные минералы.

Номер образца	Т	Q	F	L	L(vms)	v	М	S	V(lmf)	vl, %	vm, %	vf, %	mtx, %	Возраст [*] , млн лет	
Укэлаятская зона (район бухты Анастасии)															
JG93-2	300	19	33	48	124	45	-	55	42	12	45	43	22	44,8 ± 3,7	
Укэлаятская зона (район рек Ильпи и Матыскен)															
JG95-7	300	13	25	62	172	75	1	24	110	27	59	14	22	43,9±3,6	
JG95-41	30 0	10	28	62	180	57	1	42	93	15	67	18	29	49,8±8,0	
JG95-16	300	21	21	58	160	41	4	55	49	18	24	58	29	51.3±6.3	
JG95-19	300	12	33	55	152	71	_	29	82	16	46	38	22	54,5±3,7	
JG95-29A	300	13	11	76	217	38		62	58	41	40	19	27	66,1±6,3	
	Укэлаятская зона (район р. Тапельваям)														
96JG-21	300	36	33	31	89	37	8	55	28	11	39	50	16	58,0±3,2	
96JG-7	300	23	29	48	135	40	4	56	41	15	24	61	29	59,4±2,3	
96JG-14	300	24	29	47	122	58	7	35	61	8	51	41	34	61,8±3,7	
96JG-20	300	27	31	42	116	54	5	41	44	16	20	64	21	73,3±3,2	
Лесновское поднятие (Шаманкинский купол)															
1113/99	200	25.5	18.5	56	105	39	4	57	31	6	45	49	25	51.6±5.0	
1112/99	400	27	20	53	197	51	5	44	76	16	32	52	29	54,1+8.9	
Ш15/99	200	32,5	25,5	42	76	68	9	23	38	_	29	71	26	86,1±6,1	
Лесновское полнятие (Ватапваямский купол)															
112	300	31	24	45	120	57	2	11	54	17	33	50	23	437+34	
L1Z	300	26	30		121	64	5	31	55	15	40	45	28	46.0+2.7	
IQ	300	26	20	45	125	46	2	52	41	7	22	71	28	47 0+3 8	
1.2	300	35	20	45	121	42	6	52	43	5	33	62	22	48 1+5 0	
L11	300	28	26	46	129	53	2	45	54	11	33	56	23	50 4+5 6	
L10	300	29	28	43	121	53	2	45	51	8	45	47	25	53.9±3.4	
L17	300	32	30	38	106	75	2	23	36	11	39	50	24	54.5±10.4	
L13	300	29	23	48	136	67	4	29	52	19	54	27	24	55.5±3.5	
L4	300	31	23	46	127	68	4	28	53	23	30	47	31	58,1±4,2	

Таблица 9. Состав песчаников из Лесновско-Укэлаятской зоны (данные расчетов [Шапиро и др., 2001а])

Примечания. Возраст наиболее молодой популяции циркона (см. табл. 10). Участки отбора показаны на рис. 43. Суммарные значения компонент рассчитаны по формулам: $Q = (Qm + Qp + Qq)/T \cdot 100$; F = P/T + 100: $L = (T-Q-F)/T \cdot 100$; L(vms) = Lv + Lm = Ls: $V = Lv/(Lv + Lm + Ls) \cdot 100$: $M = Lm/(Lv + Lm + Ls) \cdot 100$; $S = Ls/(Lv + Lm + Ls) \cdot 100$; V(lmf) = Lvl + Lvm + Lvs; $vl = Lvl/Vlmf \cdot 100$; $vm = Lvm/Vlmf \cdot 100$; $mt = mt/(mtx + T) \cdot 100$.

подсчет не включен. Это подтверждено и результатами прокрашивания полевых шпатов в шлифах.

Кварц в основном монокристаллический, но, как правило, сильно деформированный (ярко выраженное волнистое угасание) и часто сильно замутненный. Сростки с полевыми шпатами наблюдаются, но не преобладают. Почти полностью отсутствуют недеформированные, чистые зерна с ровными "зализанными" краями, характерные для риолитов. Относительно крупнозернистые поликристаллические агрегаты кварца, как правило, не ориентированы и не относятся к метаморфическим породам. Мелкозернистые агрегаты кварцевых зерен (Qq) также отнесены к группе кварцевых обломков, кроме тех зерен, которые с очевидностью относятся к метаморфическим породам (судя по ориентировке, примеси слюдистых минералов). Новообразованные аутигенные минералы в песчаниках представлены главным образом карбонатами, частично замещающими матрикс, а в некоторых случаях и зерна.

4.3.3. Результаты трекового датирования цирконов из песчаников Лесновско-Укэлаятской зоны

На шести участках в пределах Лесновско-Укэлаятской зоны (рис. 43) было отобрано 32 образца песчаников (6-10 кг каждый). Зерна циркона выделены из песчаников в лаборатории акцессорных минералов Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН. Определение возраста циркона проведено в лаборатории трекового датирования Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН и Юнион Колледжа [Скенектади, штат Нью-Йорк, США). При датировании использовался метод внешного детектора [Hurford, Carter, 1991]. Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon^{мт} размером 2 × 2 см. Для каждого образца готовили 2 пластинки. Пластинки обдирали на абразивном круге и затем полировали с использованием алмазных паст (9 и 1 мкм) и пасты Al₂O₃ 0,3 мкм на конечной стадии. Химическое травление пластинок проводилось составом NaOH-KOH при температуре 228 °С в течение 15 час (первая пластинка) и 30 час (вторая пластинка). После травления пластинки были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2. 1015 нейтрон/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон Туф, FCT и Булак Туф, BL) и стекло-дозиметр с известным содержанием урана (CN-5) [Hurford, 1998]. При подсчете треков использовался микроскоп "Olympus BH-P" с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1256, сухой метод. Z-фактор, вычисленный по 10 возрастным стандартам (6 образцов FCT, 4 образца BL), равнялся 305.01 ± 6.91 [Hurford, 1998].

Из каждого образца датировано от 10 до 90 зерен циркона (табл. 10). Для вычисления возраста зерен циркона использована программа М.Т. Брэндона (Йельский университет. США) – Zetaage 4.7. Возраст отдельных зерен во всех образцах распределен в широком интервале (например, рис. 17, 65), что позволяет предполагать присутствие нескольких разновозрастных популяций циркона. В нашем исследовании для разделения разновозрастных популяций была использована программа Binomfit 1.8, созданная М.Т. Брэндоном (Йельский университет, США) с использованием алгоритма [Galbraith, 1988]. Программы Zetaage 4.7 и Binomfit 1.8 доступны для любого анонимного пользователя интернета по адресу http://love.geology.yale.edu/~brandon.

Во всех образцах песчаников присутствует от 2 до 4 разновозрастных популяций циркона (табл. 10). Изучение апатита из тех же образцов и вторичных минералов аргиллитов позволяет сделать вывод, что терригенные толщи не нагревались выше 215–240 °С после осадконакопления [Garver et al., 2000b; Соловьев и др., 2001в]. Таким образом, возраст популяций циркона отражает термальные события в областях сноса. Таблица 10. Значения трекового возраста детритовых цирконов из песчаников Лесновско-Укэлаятского прогиба (Южная Корякия, Камчатка)

Номер			Возраст популяций циркона, млн лет										
образца	Серия, свита	Nt	P1	P2	P3								
Укэлаятская зона (район м. Витгенштейна)													
93JG-4	Укэлаятская	40	65,7±7,4 (54%)	83,4±9,6 (46%)	-								
	Укэл	аятска	ая зона (район бух	гы Анастасии)									
JG93-2	Укэлаятская	10	47,8±3,7 (90%)	-	166,0±56,5 (10%)								
Укэлаятская зона (район рек Илыш и Матыскен)													
JG95-7	Укэлаятская	46	43.9±3,6 (42%)	76,4±6,3 (58%)	_								
JG95-41	Укэлаятская	46	49.8±8,0 (38%)	89,3±15,4 (51%)	151,9±57,4 (11%)								
JG95-16	Укэлаятская	43	51,3±6,3 (41%)	85,7±9,4 (54%)	188,2±56,2 (5%)								
IG95-19	Укэлаятская	78	54.5±3.7 (50%)	97.7±7.2 (50%)	_								
IG95-39	Укэлаятская	37	$57.8 \pm 3.7(91\%)$	_	$134.5\pm50.8(9\%)$								
JG95-29A	Укэлаятская	50	66.1±6,3 (59%)	112,2±14,7 (41%)									
Укэлаятская зона (район р. Тапельваям)													
96.IG-18	Укэлаятская	32	54.8±2.8(39%)	88.3±6.2 (43%)	155.6±13,4 (18%)								
961G-21	Укэлаятская	20	58.0±3.2 (53%)	$105.6 \pm 7.1 (47\%)$	_								
961G-7	Укалаятская	32	59 4+2.3 (29%)	118 3+5.3 (45%)	241.9±15.7 (26%)								
961G-14	Укалаятская	15	618+37(26%)	104 8+8.0 (12%)	$139.4 \pm 13.7(30\%)$								
961G-15	Vrangmerng	21	64.8+2.3(71%)	1296+96(12%)	1894+137(17%)								
061G-A	Vyzagmeyag	20	662+31(56%)	127,027,0 (1270)	169.0+11.1(44%)								
2020-4	(Grov)	-0	00,215,1 (5070)		10,0±11,1 (++ 10)								
961G-6	Vrangenerag	20	691+30(55%)	1377+74(45%)	_								
961G-20	Vranagrerag	20	73 3+3 2 (40%)	1196+58(36%)	189 3(16 1 (24%)								
96JC-20	Уколартская	15	78.3 ± 3.2 (4070) 78.2 ± 4.1 (4706)	117.0±3.0 (30 %)	173 0(8 0 (53%)								
90JG-15	Уколартана	30	930+33(610)	120.0+7.1(32%)	378 7(54 7 (7%)								
90JG-J	Уколантския	20	$87.0\pm4.5(40\%)$	$129,0\pm7,1(32.0)$ $124.0\pm6.1(400)$	206 9(14 1 (20%)								
90JG-2J	у кэлинтския	50	(III.		200,7[14,1 (2070)								
	Лесно	вское	поднятие (шаман	кинскии купол)	101 4100 0 (100)								
III3/99	Лесновская	60	51,6±5,0 (27%)	86,7±8,9 (55%)	131,4±29,2 (18%)								
III2/99	Лесновская	75	54,1±8,9 (16%)	73,9±13,9 (26%)	132,6±9,2 (58%)								
Ш21/99	Лесновская	60	56,1±3,8 (37%)	106,0±11,5 (47%)	150,3±34,2 (16%)								
III15/99	Лесновская	59	81.1±6.1 (44%)	155,3±11,0 (56%)	-								
	(блок)												
	Лесновское поднятие (Ватапваямский купол)												
L12	Лесновская	67	43,7±3,4 (17%)	70,6±4,4 (67%)	107,0±12,2 (16%)								
L1	Лесновская	45	46,0±2,7 (49%)	-	107,3±7,0 (51%)								
L9	Лесновская	90	47,0±3,8 (19%)	70.8±5.7 (56%)	104.0±11.9 (25%)								
L2	Лесновская	90	48,1±5,0 (7%)	78,1±5,8 (53%)	116,0±8,6 (40%)								
LII	Лесновская	90	50,4±5,6 (20%)	70,6±6,6 (65%)	109,7±25.0 (15%)								
L10	Лесновская	90	53,9±3,4 (40%)	87,5±6,2 (50%)	176,5±23.8 (10%)								
L17	Лесновская	90	54.5±10.4 (5%)	84,6±6,5 (65%)	134.6±18.9 (30%)								
L13	Лесновская	89	55.5±3.5 (34%)	93.0±4.8 (66%)	_								
LA	Песиорская	00	58 1+1 2 (3602)	83 3+6 3 (5102)	130 5+14 0 (1304)								
L4	леновская	70	50,1± T ,2 (5070)	00,0±0,0 (0170)	1.50,5.17,7 (1570)								

Примечания. Участки отбора образцов показаны на рис. 43. Курсив – образцы, для которых не проводился подсчет состава (см. табл. 8, 9). Nt – число датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3, P4 – популяции циркона, рассчитанные по программе BinomFit v 1.8 [Brandon, 1992; Brandon, 1996]. Возраст приведен в млн лет, ошибка определения возраста соответствует ±10, проценты в скобках – число зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt).



Рис. 65. Графики распределения значений трекового возраста зерен циркона из некоторых образцов песчаников лесновской серии

Модель рассчитана с помощью программы Zetaage 4.7 [Brandon, 1996]. Р1, Р2, Р3 – пики разновозрастных популяций (см. табл. 10), выделенные программой BimonFit 1.8 [Brandon, 1996]. Гистограмма показывает число зерен данного возраста в образце; *a* – образец L4, *б* – образец L10

Из данных табл. 10 видно, что в исследованных пробах самая молодая популяция циркона имеет широкий возрастной диапазон: от коньякского до среднезоценового. В первом приближении этот интервал отвечает суммарному возрастному интервалу исследованных толщ, определенному независимыми биостратиграфическими методами.

Возраст молодой популяции циркона в глыбе из меланжа по породам лесновской серии (рис. 43, участок 6; см. 4.5.1.3, рис. 79) (86,1 ± 6,1 млн лет) также близок к возрасту самой глыбы, которая в соответствии с определениями



Рис. 66. Гистограммы распределения значений возраста молодой (P1) популяции циркона (см. табл. 10, 5) в песчаниках Лесновско-Укэлаятской зоны и Западной Камчатки (*a*), а также второй (P2) и третьей (P3) популяций циркона (*б*)

нанопланктона [Soloviev et al., 2002] сложена кампанскими породами (83,5–71,5 млн лет) (см. рис. 17).

На участке Тапельваям (рис. 43, участок 4; см. 4.5.1.3, рис. 77), где трековый возраст молодых зерен циркона заключен в интервале $54,8 \pm 2,8-87,9 \pm 4,5$ млн лет, независимые определения возраста вмещающих песчаников отсутствуют. То же можно сказать и относительно участка Ильпи – Матыскен (рис. 43, участок 3; см. 4.5.1.3, рис. 75), где возраст циркона определен в интервале $43,9 \pm 3,6-66,1 \pm 6,3$ млн лет. Но в сумме эти частично перекрывающиеся интервалы соответствуют верхам коньяка–ниж-





Символами показан возраст молодой популяции цирконов, вертикальная черта – ошибка определения возраста первой популяции (±1σ)

ней части среднего эоцена, что практически совпадает с оценками возраста укэлаятского флиша по определениям бентосных фораминифер [Ермаков и др., 1974; Ермаков, Супруненко, 1975].

Опробованная часть лесновской серии содержит молодую популяцию циркона со значениями трекового возраста $43,7 \pm 3,4-58,1 \pm 4,2$ млн лет. Это полностью соответствует палеоцен-среднеэоценовому возрасту серии по определениям нанопланктона [Шапиро и др., 20016; Soloviev et al., 2002]. Таким образом, в ходе длительного (поздний мел-середина эоцена, т.е. примерно 45 млн лет) (рис. 66, *a*, 67) накопления мощного терригенного комплекса Лесновско-Укэлаятского прогиба в осадки постоянно поступал циркон, время последнего остывания которого почти совпадает с временем попадания в осадок. Это позволяет использовать возраст молодой популяции циркона в

песчаниках как приближенную оценку возраста самих песчаников. Кроме того, накоплению толщ Лесновско-Укэлаятского прогиба предшествовала терригенная седиментация в западнокамчатском бассейне, начавшаяся в альбе. В современной структуре альб-кампанские толщи Западно-Камчатского прогиба обнажаются в хр. Омгон. в долине р. Рассошина, на мысе Хайрюзова и в хребте г. Морошечной (см. часть II, 4.2). Таким образом, общий интервал терригенной седиментации на северо-восточной окраине Евразии захватывает альб-средний эоцен, что составляет 60 млн лет (рис. 66, *a*).

Циркон более древних популяций в изученных песчаниках имеет возраст от 70 до 350 млн лет. Подавляющая часть зерен имеет возраст менее 200 млн лет (рис. 66, б). Циркон из песчаников укэлаятской и лесновской серий (Р2) имеет возраст ~75÷130 млн лет [Garver et al., 2000b; Шапиро и др., 2001a], из омгонской серии – ~97÷190 млн лет [Соловьев и др., 2001г; Soloviev, Garver, 2002]. Возраст циркона третьей популяции (Р3) отражает более древние термальные события, но интерпретация этих данных весьма неоднозначна.

4.3.4. Источники сноса терригенного материала Лесновско-Укэлаятского прогиба

Общие сведения о положении питающей провинции. Несмотря на некоторые различия в составе песчаников на отдельных участках, мы, вслед за другими исследователями этой зоны [Ермаков, Супруненко, 1975; Казимиров и др., 1987; Тильман, Богданов, 1992; Соколов, 1992], рассматриваем терригенные толщи как заполнение единого седиментационного бассейна, ограниченного с запада северо-восточной окраиной Евразии. Обратим внимание на то, что в составе изученных песчаников очень мало обломков кремней (особенно яшм), базальтов, пироксенов, амфиболов, титаномагнетитов. Для лесновской и омгонской серий характерен набор акцессорных минералов (преимущественно циркон и апатит), наиболее типичный для продуктов размыва кислых магматических пород [Шапиро и др., 1993]. Это означает, что в состав питающей провинции не входили широко развитые юго-восточнее окраинноморские и островодужные кремнисто-вулканогенные образования верхнего мела-дания, образующие меловую палеодугу, которая по палеомагнитным данным в конце мела и начале палеогена находилась существенно южнее Евразиатской окраины [Коваленко, 2003] и присоединилась к ней только в середине эоцена [Соловьев и др., 2002б].

Наблюдения над основными текстурами в песчаниках укэлаятской и лесновской флишевых серий показывают, что при их накоплении значительную роль играли как течения, ориентированные вдоль континентальной окраины (северо-восток–юго-запад), так и течения. имеющие направление с северо-запада на юго-восток [Казимиров и др., 1987; Garver et al., 2000b; Соловьев и др., 2001а]. Течения противоположного направления не зафиксированы. На Камчатке углубление бассейна на юго-восток подтверждается сменой в этом направлении мелководных отложений на глубоководные (геткилнинская свита и лесновская серия для палеоцена, омгонская серия и глыбы в меланже для верхнего мела).

Отсутствие в обломках значительного количества кремнистых пород и продуктов размыва базит-ультрабазитовых комплексов, позволяет предпо-



● 1 ■ 2 + 3 ▲ 4 ◆ 5 ○ 6

Рис. 68. Анализ состава песчаников Лесновско-Укэлаятской зоны и Западной Камчатки [Шапиро и др., 2001а)

a-г – диаграммы: a – отношения главных составляющих песчаников (QFL), Q – кварц, F – полевой шпат, L – фрагменты пород; δ – зависимость содержания кварца от содержания обломков осадочных пород; e – зависимость содержания кварца от содержания вулканических пород с фельзитовой структурой (кислые); z – зависимость содержания кварца от возраста молодой популяции циркона. I – лесновская серия (Лесновское поднятие); 2 – омгонская серия (хр. Омгон, долина р. Россошина); 3 – укэлаятский флиш (район р. Тапельваям): 4 – то же (район рек Ильпи и Матыскен): 5 – геткилнинская свита (побережье Охотского моря к северу от пос. Лесная); δ – блок песчаников в отложениях лесновской серии (Шаманкинский купол)

лагать, что и Северо-Корякская покровно-складчатая область не была главным источником терригенного материала, поступавшего в Укэлаятский прогиб и на Западную Камчатку. Судя по широкому развитию здесь неоавтохтонных мелководных образований самого позднего мела и нижнего палеогена [Соколов, 1992], это был обширный островной шельф – область транзита обломков, поступавших из более внутренних частей Евразии. Скорее всего главным источником этого материала, в том числе циркона, были Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и фрагменты Удско-Мургальской вулканической дуги. Вариации состава песчаников и их интерпретация. По преобладающему составу терригенных компонентов песчаники, циркон которых был датирован трековым методом, разделяются на две основные группы, различаюциеся прежде всего содержанием кварца (рис. 68, *a*). В первую группу, где доля кварца в обломочном материале составляет 23–35%, входят лесновские песчаники и укэлаятские песчаники с участка Тапельваям. Сюда же относятся изученные пробы песчаников геткилнинской свиты и песчаников из глыбы в меланже под Лесновским надвигом. Вторую группу с содержанием кварца 7–21% образуют омгонские и укэлаятские песчаники с участка Ильпи–Матыскен. На большинстве диаграмм эти группы образуют дискретные поля (рис. 68, *6*, *в*).

В песчаниках лесновской серии и в укэлаятских песчаниках в долине р. Тапельваям породы с фельзитовой структурой преобладают над микролитовыми, а содержание пород с лейстовой структурой не превышает нескольких процентов. В укэлаятских песчаниках в долине р. Матыскен и в омгонских песчаниках преобладают породы с микролитовой структурой, а породы с лейстовой структурой составляют до 10% от всех обломочных пород. Песчаники из глыбы в меланже характеризуются отсутствием вулканических обломков с лейстовой структурой, а в песчаниках геткилнинской свиты несколько преобладают микролитовые зерна. Омгонские песчаники отличаются высоким суммарным содержанием зерен с витрофировой структурой и туфогенных пород.

Очевидно, что имеющаяся выборка данных не позволяет говорить о какой-либо зависимости состава изученных песчаников от их возраста (рис. 68, г). Скорее можно сделать вывод, что за 60 млн лет накопления пород Лесновско-Укэлаятской зоны и Западной Камчатки заметная общая эволюция состава ее песчаников не произошла или же эта эволюция затушевана локальными вариациями. В частности, содержание кварца может быть низким как в верхнемеловых породах (омгонская серия), так и в палеоцен-эоценовых (участок Ильпи-Матыскен) (рис. 68, г). Высокое содержание этого компонента также отмечается и в палеоцен-эоценовых толщах (лесновская серия, Тапельваям), и в кампанских породах (глыбы в меланже). Скорее всего в ходе эволюции радикальное изменение набора размываемых пород действительно не произошло. Это совпадает с представлениями о том, что начиная с альба основной водораздел Северо-Восточной Азии совпадал с осью Охотско-Чукотского вулканического пояса. Отсутствие четкой зависимости состава песчаников Лесновско-Укэлаятской зоны и Западной Камчатки от их возраста еще раз подчеркивает бесперспективность использования подобных литологических признаков для региональных стратиграфических корреляций.

Елизость возраста песчаников к возрасту молодой популяции циркона в них. Одно из возможных объяснений близости возраста молодой популяции циркона к возрасту вмещающих их песчаников – влияние вулканизма, синхронного накоплению терригенных толщ и соответственно туфогенное происхождение циркона, когда время остывания его зерен совпадает со временем поступления их в осадок [Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994a,b; Garver et al., 1999a]. В пользу такого предположения свидетельствует синхронность осадконакопления на Западной Камчатке и в ЛесновскоУкэлаятской зоне и вулканизма в Охотско-Чукотском поясе с альба до середины кампана. Позднее, в конце маастрихта (?) и палеоцене вулканические центры существовали и на крайнем западе Камчатки [Гладенков и др., 1997]. Другой аргумент в поддержку этой гипотезы – габитус кристаллов циркона молодой популяции, среди которых преобладают идиоморфные неокатанные зерна [Garver et al., 2000b; Соловьев и др., 2001в].

Пругим возможным объяснением субсинхронности остывания цирконов и их попадания в осадок может быть быстрая (3-5 мм/год) эксгумация блоков с глубинных уровней в условиях высокого геотермического градиента (~0,1 °С/м). Такие градиенты зафиксированы в современных вулканических областях [Palmason, 1981; Геншафт, Салтыковский, 1999], а сходные значения скорости воздымания – в водораздельных частях крупных горных сооружений, например [Garver et al., 1999a; Burbank, Anderson, 2000; Burbank, 2002]. Питающей провинцией при накоплении рассматриваемых толщ была северо-восточная окраина Евразии, где главный водораздел между бассейнами Тихого и Северного Ледовитого океанов начиная с конца мела примерно совпадал с Охотско-Чукотским поясом. Вулканические процессы в этой зоне (преимущественно в виде базальтовых излияний) продолжались до середины эоцена [Филатова, 1988], и столь же долго могла сохраняться повышенная температура в коре. На этот же период времени приходится дифференциальный подъем многочисленных блоков Охотско-Чукотского пояса с выведением на поверхность гранитоидных массивов, а иногда и доальбского фундамента вулканических сооружений. О горном, глубоко расчлененном рельефе пояса говорит отсутствие коррелируемых отложений этого времени, появляющихся только за его пределами. В этих условиях процесс подъема содержащих циркон пород с глубины 2-3 км, где температура превышала температуру закрытия трековой системы в цирконе, до поверхности мог занимать всего 1-2 млн лет. Если питающая провинция дренировалась реками с большим водосбором, то в состав твердого стока в том или ином количестве всегда попадал циркон из подобных блоков. Подчеркнем, что речь не идет об общем поднятии питающей провинции, а лишь о дифференциальных движениях ее блоков, которые не привели к массовому вскрытию глубоких, метаморфических горизонтов земной коры. Поступление в осадок циркона более древних популяций было связано с размывом тех блоков, которые поднимались с "нормальными" скоростями.

Выводы

1. Таким образом, трековое датирование цирконов в верхнемеловых и нижнепалеогеновых песчаниках Лесновско-Укэлаятской зоны и Западной Камчатки показало, что эти породы содержат обломочный циркон, не подвергавшийся вторичному отжигу, причем все пробы содержат от 2 до 4 популяций такого циркона.

2. В тех случаях, когда опробованные толщи могут быть датированы независимыми биостратиграфическими методами, возраст молодой популяции циркона в пределах ошибки измерения совпадает с возрастом вмещающих пород. Суммарный возрастной интервал цирконов молодой популяции во всех пробах также совпадает с общим возрастным интервалом изученных терригенных толщ. Таким образом, датирование обломочного циркона из песчаников, не испытавших нагрева выше 215–240 °C, можно рассматривать как один из методов датирования немых терригенных толщ.

3. Песчаники Лесновско-Укэлаятской зоны и Западной Камчатки по составу отвечают кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам [Шутов и др., 1972] и содержат широкий спектр обломков, включающий наряду с кварцем и плагиоклазом эффузивы (преимущественно средние и кислые), осадочные породы (главным образом аргиллиты и туффиты) и небольшое количество метаморфитов и гранитоидов. Большая часть кварца представлена монокристаллическими зернами, главным источником которых, вероятно, были интрузивные тела, поэтому вероятен и интрузивный источник значительной части циркона.

4. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и фрагменты Удско-Мургальской дуги, по-видимому, являлись питающей провинцией для терригенных толщ Западной Камчатки и Лесновско-Укэлаятской зоны.

5. Синхронность остывания молодой популяции циркона и ее захоронения в осадке легче всего объяснить ее туфогенным происхождением. Габитус зерен циркона этой популяции согласуется с такой интерпретацией. Однако в изученных песчаниках нет других компонентов, которые можно обоснованно рассматривать, как элементы свежей тефры. Вместе с тем трудно предположить, что эта тефра могла быть полностью переработана, так как почти все изученные песчаники – породы незрелые, содержащие большое количество механически неустойчивых зерен. Поэтому объяснение синхронности остывания и захоронения цирконов их туфогенным происхождением нельзя считать единственно возможным.

6. В качестве рабочей гипотезы предполагается, что молодая популяция циркона в изученных песчаниках связана с размывом интрузий плагиогранитов и диоритов Удско-Мургальской дуги и внешней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса, выведенных на поверхность дифференциальными вертикальными движениями в результате быстрой эксгумации блоков.

4.4. Эксгумация блоков северо-восточной окраины Азии

Одно из современных направлений трекового анализа (см. часть I, 3.3.) – это датирование апатита и циркона из стратиграфических разрезов с целью изучения эксгумации породных комплексов – источников терригенного материала [Cerveny et al., 1988; Garver, Brandon, 1994a.b; Rohrmann et al., 1996; Garver et al., 1999a; Garver et al., 2000a; Bernet et al., 2001]. Это направление ставит своей целью изучение временной взаимосвязи между тектоническими процессами, формированием рельефа, эрозией, климатом и седиментацией в орогенных поясах Земли. Каждая питающая провинция (блок, комплекс) поставляет в прилегающий бассейн обломочные зерна с определенными значениями трекового возраста, которые зависят от термальной истории этой провинции.

В терригенных разрезах Западной Камчатки и Лесновско-Укэлаятского прогиба отражается история эволюции северо-восточной окраины Евразии. Все процессы, происходившие в пределах континентальной окраины, такие как вулканизм, орогенное воздымание, эксгумация, эрозия, в той или иной степени отражены в разрезах бассейна, прилегавшего к окраине. Терригенные разрезы Западной Камчатки охватывают интервал с альба по кампан (см. ч. II, 4. 2.), отложения Лесновско-Укэлаятского прогиба формировались с коньяка до среднего эоцена (см. ч. II, 4.3.; рис. 67). Таким образом, в терригенных разрезах, накопившихся вдоль Евразиатской континентальной окраины, отражена эволюция этой окраины в течение 60 млн лет.

Как было показано выше (см. часть II, 4.3.), молодая популяция цирконов в песчаниках Западной Камчатки и Лесновско-Укэлаятского прогиба связана либо с синхронным вулканизмом, либо с размывом блоков, быстро выведенных на поверхность с глубинных уровней. Возраст наиболее молодой популяции цирконов или "минимальный" возраст [Galbraith, Laslett. 1993] определяет нижний предел возраста осадконакопления отложений. так как отложения всегда моложе содержащихся в них обломков. На ряде примеров показано, что трековый возраст наиболее молодой популяции цирконов практически соответствует возрасту толщ, определенному по органическим остаткам. Этот факт подтверждает, что материал из вулканических источников, действующих синхронно осадконакоплению, быстро переносится и осаждается в разрезах прилегающих к ним бассейнов. Таким образом, в нашем случае возраст молодой популяции цирконов может быть принят за возраст осадконакопления.

В этом разделе будет проанализирована информация, которую дают более древние компоненты, выделенные при трековом анализе (табл. 5, 10). Цирконы популяций Р2 и Р3, Р4 несут информацию о времени остывания пород питающей провинции [Garver, Brandon, 1994a,b; Garver et al., 1999a]. Цирконы этих популяций имеют различную форму – от идиоморфной до округлой, цвет варьирует от бесцветного до коричневого (рис. 15).

Породы питающей провинции при эксгумации выводятся с глубинных уровней вверх, пересекают изотермы, соответствующие температуре закрытия трековой системы в цирконе, достигают поверхности, эродируются. и обломочные зерна транспортируются в осадочные бассейны (рис. 18). Интервал времени от остывания циркона ниже температуры закрытия (215–240 °C) до выведения на поверхность отражает скорость эксгумации комплексов. Если принять, что время от появления минерала на поверхности до осаждения в бассейне небольшое (несколько миллионов лет), то скорость эрозии и эксгумации может быть оценена по уравнению 3.1. [Garver et al., 1999а].

В нашем случае трековое датирование терригенных толщ Западной Камчатки и Лесновско-Укэлаятского прогиба показывает, что вторая популяция цирконов (P2) присутствует практически во всех образцах (табл. 5, 10). Возраст этой популяции цирконов и ее процентное содержание варьируют от образца к образцу. В образцах с Западной Камчатки ее возраст изменяется от 100 до 190 млн лет, а содержание – от 5 до 68%; в пробах из Лесновско-Укэлаятского прогиба возраст варьирует от 70 до 155 млн лет, а содержание – от 12 до 66%. В среднем содержание цирконов второй популяции составляет в пробах около 40–60%. Как показано в [Garver et al., 1999а], закономерное омоложение второй популяции цирконов в зависимости от возраста седиментации (в нашем случае от возраста первой популяции) связано с прогрессивной эксгумацией питающей



Рис. 69. Распределение возраста первой (Р1), второй (Р2) и третьей (Р3) популяций циркона в песчаниках Западной Камчатки и Лесновско-Укэлаятского прогиба

Вертикальная черта показывает ошибку определения возраста популяции

провинции. Именно такая картина наблюдается для терригенных комплексов Западной Камчатки и Лесновско-Укэлаятского прогиба (рис. 69). Цирконы второй популяции (P2), по-видимому, связаны с эрозией окраинно-континентальных комплексов, выведенных на поверхность вследствие прогрессивной эксгумации. Так как возраст первой популяции близок к возрасту седиментации, то разность между значениями возраста второй и первой популяции [Garver et al., 1999а; Garver et al., 2000a,b] дает скорость эксгумации питающей провинции. Разница между возрастом седиментации и возрастом второй популяции для отложений Западной Камчатки составляет ~40÷90 млн лет, для пород Лесновско-Укэлаятского прогиба – ~30÷70 млн лет.

Цирконы популяции P2 из укэлаятской и лесновской серий скорее всего происходят из эксгумированных комплексов Охотско-Чукотского пояса, из омгонской серии – связаны с выводом на поверхность глубинных комплексов Удско-Мургальской дуги. При расчетах скорости эксгумации питающих провинций используется формула [Garver et al., 1999а]

$$\varepsilon_m = \left[\left(T_c - T_s^0 \right) / G \right] / dt \,, \tag{3.1}$$

где G – геотермический градиент, $dt = (t_d - t_c)$ – разница между временем закрытия трековой системы в минерале и временем его осаждения в бассейне, при условии, что разница между временем эрозии и осаждения стремится к нулю ($t_d - t_e \sim 0$). В наших расчетах возраст молодой популяции (P1) принят

за t_d , возраст второй популяции (P2) – t_c , $G = ~25 \div 30$ °C/км, $T_c = 240$ °C, $T_c = 15$ °C.

Скорость эксгумации фундамента Охотско-Чукотского пояса для интервала ~90–45 млн лет оценена примерно в ~200–400 м/млн лет [Garver et al., 2000b], комплексов Удско-Мургальской дуги для интервала ~80–100 млн лет – примерно в 100–200 м/млн лет [Соловьев и др., 2000a]. Отметим, что для отложений моложе ~58 млн лет разница в возрасте между второй и первой популяциями меньше, чем для отложений древнее этого рубежа. Этот факт можно объяснить двояко. Во-первых, в начале позднего палеоцена (58 млн лет) происходило увеличение скорости эксгумации комплексов окраины с 200 до 400 м/млн лет. Во-вторых, в это время происходило изменение палеотемпературного градиента и как следствие перестроились палеоизотермы [Garver et al., 2000b]. При любом из этих вариантов можно проследить важное событие в эволюции северо-восточной окраины Евразии на рубеже 60 млн лет. Возможно, это событие связано с окончательным отмиранием Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Возраст цирконов третьей популяции (Р3) отражает более древние термальные события, но интерпретация этих данных весьма неоднозначна.

4.5. Коллизия меловой дуги с северо-восточной окраиной Азии

Одним из главных событий в истории северо-восточной окраины Азии в кайнозое была коллизия меловой островной дуги с континентом [Шапиро. 1995; Соловьев и др., 1998а; Константиновская, 2002; Соловьев и др., 2002]. когда меловые отложения окраинного моря и островной дуги надвинулись на гетерогенные комплексы континентальной окраины. В результате этой коллизии сформировался Лесновско-Ватынский надвиг.

Особенности процесса коллизии меловой дуги с северо-восточной окраиной Евразии рассматривались разными авторами. На основании геологических и палеомагнитных данных предлагались варианты доколлизионной истории дуги и предполагалось время коллизии [Geist et al.. 1994; Коваленко. 1996; Шапиро, 1995; Левашова, 1999; Коваленко, 2001; Коваленко, 2003]. Анализ геологического строения комплексов Камчатки и материалов геодинамического моделирования позволили Е.А. Константиновской предложить модель коллизионного процесса [Константиновская, 1999; Konstantinovskaia, 2000, 2001; Константиновская, 2002]. Исследователи описывали различные аспекты процесса, однако кинематика коллизионного шва и время коллизии ранее не изучались.

В этом разделе представлены материалы автора, касающиеся кинематики Лесновско-Ватынского надвига, деформаций автохтона и аллохтона в зоне коллизионного шва, возраста отложений автохтона и неоавтохтона. В 1994–1999 гг. автором были детально изучены 5 участков надвиговой зоны (рис. 70). Все эти материалы позволили автору разделить доколлизионные и синколлизионные деформации автохтона, расшифровать кинематику Лесновско-Ватынского надвига, установить время коллизии и оценить скорость



Рис. 70. Данные структурно-кинематического анализа для Лесновско-Ватынского надвига

1 – нерасчлененный кайнозой; 2 – терригенные осадки Лесновско-Укэлаятского прогиба (мел-эоцен); 3 – вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения окраинного моря и Олюторской островной дуги (мел–палеоцен); 4 – Лесновско-Ватынский надвиг: a – прослеженный, b – предполагаемый; 5 - контуры и номера рисунков участков детального изучения; 6 - диаграммы. показывающие направления перемещений аллохтона относительно автохтона в зоне Лесновско-Ватынского шва и полученные методом анализа внутренних осей вращения по структурам Риделя [Cowan, Brandon, 1994]: сетка Вульфа, проекции на верхнюю полусферу показаны сплошными линиями, на нижнюю – штриховыми, дуга большого круга соответствует усредненной ориентировке надвига на данном участке, стрелка – синоптический вектор перемещения висячего крыла, отражающий усредненное региональное направление тектонического транспортирования в зоне надвига, дугой показан угол доверия. N – число структурных элементов (структуры Риделя), использованных в расчетах; 7 – ориентировка главной оси сжатия для структуроформирующего этапа автохтона (флишоидные отложения Лесновско-Укэлаятского прогиба), направление стрелок отражает преимущественную вергентность структуры, уменьшенная стрелка – вергентность вблизи надвига; 8 – направление вергентности структур в аллохтонных комплексах; в Лесновской части надвига направление стрелок соответствует вергентности мелких асимметричных складок, распространенных в наднадвиговой части аллохтона (Шаманкинский купол) и между аллохтонными пластинами (Ватапваямский купол)

коллизионного процесса. На основании этого была предложена модель коллизии меловой островодужной системы с северо-восточной окраиной Евразиатского континента.

4.5.1. Кинематика Лесновско-Ватынского надвига

Лесновско-Ватынский надвиг является одной из крупнейших сутур Северо-Восточной Азии и прослеживается более чем на 800 км в пределах Южной Корякии и Северной Камчатки [Митрофанов, 1977; Тильман, Богданов, 1992; Шанцер и др., 1985; Соловьев и др., 20026]. Шов разделяет меловые–палеогеновые отложения Евразиатской континентальной окраины [Ермаков, Супруненко, 1975; Богданов и др., 1987; Соколов, 1992; Соловьев и др., 1998а] и меловые–палеоценовые окраинно-морские и островодужные комплексы [Богданов и др., 1987; Чехович, 1993], образованные в пределах Пацифики и перемещенные на значительное расстояние [Коваленко, 2003]. Флишоидные отложения континентальной окраины в современной структуре слагают Лесновско-Укэлаятский прогиб [Ермаков, Супруненко, 1975; Соколов, 1992; Шапиро и др., 2001а], а окраинноморские и островодужные комплексы вошли в состав Олюторской зоны, имеющей неоднородный гетерогенный фундамент [Богданов, Кепежинскас, 1988].

4.5.1.1. Методика структурного анализа

При изучении строения зоны Ватыно-Лесновского надвига проводились структурные наблюдения в комплексах автохтона и аллохтона в непосредственной близости от шва, а также исследовались кинематические индикаторы в зоне сместителя надвига. Данные о деформациях автохтона и аллохтона опираются на полевые замеры ориентировок поверхностей слоистости, кливажа, разрывных нарушений, осей и осевых поверхностей складок.

Шарниры некоторых складок вычислены как β-оси¹, а также реконструированы как π-оси² [Ramsay, Huber, 1987]. Для построения круговых диаграмм и анализа данных использовались программы Spheristat v. 1.1 (© Frontenac Wordsmiths, 1990) и Quickplot v. 1.0 (© D. van Everdingen, J. van Gool, 1990); при построении изолиний плотностей распределения точек – метод В. Камба и его модификация [Robin, Jowett, 1986]; при анализе распределения точек – метод собственных векторов [Mardia, 1972; Девис, 1990].

Направления относительных перемещений по разрывам (надвигам) определялись по методу анализа внутренних осей вращения [Cowan, Brandon, 1994]. Метод основан на предположении, что идеализированная разломная зона, сформированная в условиях прогрессивной деформации простого сдвига, имеет моноклинную симметрию (рис. 71, *A*), т.е. структурные элементы распределены соответственно данному типу симметрии. В качестве кинематических индикаторов используются мезоструктурные элементы,

¹ β-ось – ось (шарнир) складки, вычисленная. как линия пересечения слоистости на крыле складки с кливажом осевой поверхности складки [Ramsay, Huber, 1987)].

² π-ось – ось (шарнир) складки, вычисленная как перпендикуляр плоскости. вдоль дуги большого круга которой распределены полюса слоистости [Ramsay, Huber, 1987].



Рис. 71. Идеализированная схема надвиговой зоны с моноклинной симметрией, сформированной в условиях прогрессивной несоосной деформации [Twiss, Gefell, 1990; Cowan, Brandon, 1994]

А. Б. В – внутренние оси вращения, показывающие ориентировку и асимметрию: Б – структур Риделя и В – складок; Г – стереограмма, показывающая гипотетическое распределение частных внутренних осей вращения (Z и S) около среднего направления, названного синоптической осью вращения [Cowan, Brandon, 1994]. В структурах Риделя (Б): Y – главная поверхность сместителя, R – вторичные оперяющие разломы, наклоненные в направлении перемещения (сколы Риделя); P – сколовые трещины или кливаж, наклоненные в противоположном направлении

несущие информацию о вращательной компоненте деформации, такие как асимметричные складки (рис. 71, *B*) и структуры Риделя³ (рис. 71, *Б*).

Структура Риделя – это парагенез плоскостных мезоструктурных элементов, формирующийся при деформации простого сдвига. Экспериментальное изучение структур Риделя показало, что смещения происходят по трем плоскостным элементам – Y, P, R, формирующимся в зоне хрупкого сдвига, а симметрия этих элементов действительно связана с моноклинной симметрией пеформации [Logan et al., 1979]. Плоскость симметрии разломной зоны может быть найдена из геометрии структурных элементов, наблюдаемых в этой зоне, а линия пересечения найденной плоскости симметрии с плоскостью разлома определяет вектор перемещения, причем за направление этого вектора принимается направление перемещения висячего крыла относительно лежачего. Ориентировка любой асимметричной складки или структуры Риделя может быть представлена внутренней осью вращения, несущей информацию о направлении вращения (рис. 71, Б, В). Вращение может быть обозначено как S или Z – вращение против или по часовой стрелке соответственно, если смотреть по направлению падения оси. Для асимметричных складок внутренняя ось вращения эквивалентна оси складки (рис. 71, В). Для структур Риделя внутренняя ось вращения параллельна линии пересечения У-поверхности с *P*-или *R*-поверхностями (рис. 71, *Б*). Таким образом, внутренняя ось вращения может быть рассчитана из измеренных ориентировок Y, P и R.

На рис. 71, Г показано гипотетическое распределение внутренних осей вращения в сдвиговой зоне с моноклинной симметрией. Все оси должны лежать около общей плоскости, параллельной ориентировке разломной зоны, в которой они сформировались. Моноклинная симметрия распределения осей описывается зеркальной плоскостью, которая лежит перпендикулярно плоскости разрыва и разделяет оси на две группы: S и Z. Синоптический вектор перемещения висячего крыла является линией пересечения плоскости симметрии и плоскости разломной зоны. Найденный таким образом синоптический вектор показывает среднее направление перемещения в современных географических координатах. Для того чтобы оценить направление перемещения в плоскость разлома применяют следующую процедуру. Все оси локальных структур, имеющие S-симметрию, представляются как Z-оси. Например, S-ось, проецирующаяся на верхнюю полусферу, при переводе в Z-ось зеркально отобразится на нижней полусфере. Затем Z-трансформированные оси проецируются на плоскость "среднего" разлома⁴ – эта так называемая диаграмма, параллельная плоскости "среднего" разлома. Максимум распределения Z-трансформированных осей определяет синоптическую ось вращения в плоскости "среднего" разлома, а ортогонально ей в этой же плоскости лежит синоптический (региональный) вектор перемещения висячего крыла относительно лежачего. Более детально методика определения положения зеркальной плоскости и ориентировки вектора перемещения,

³ "Структуры Риделя" – термин используется вслед за [Cowan, Brandon, 1994] для избежания путаницы с различными обозначениями плоскостных элементов, в русскоязычной литературе соответствует термину "сколы Риделя".

⁴ Плоскость "среднего" разлома соответствует дуге большого круга, вокруг которой распределены внутренние оси вращения локальных структур.

а также статистические оценки полученных направлений рассматривались в работе [Cowan, Brandon, 1994].

Для определения кинематики разрывов во флишоидных слоистых толщах применялся метод анализа срезаний слоистости [Соловьев, Брэндон, 2000].

4.5.1.2. Метод анализа структур срезания слоистости

В деформированных слоистых толщах различных регионов часто наблюдаются структуры срезания слоистости разломом (рис. 72, I, II, III), характеризующиеся следующим строением: в одном из крыльев плоскость слоистости параллельна плоскости разлома, в другом крыле поверхности слоистости образуют с плоскостью разлома острый угол. Для определения кинематики разрывов в слоистых толщах предлагается метод анализа структур срезания слоистости. В основу метода положена модель дуплекс-структуры [Suppe, 1985; Гончаров, Фролова, 1995] (рис. 72), согласно которой при сжатии слоистой толщи в определенных условиях образуется разлом сложной конфигурации: параллельный слоистости – секущий слоистость – параллельный слоистости. По этому разлому происходит надвигание висячего крыла на лежачее. Отметим три условия, при которых может быть использован предлагаемый метод: 1) толща должна быть слоистой, 2) перемещение осуществляется по плоскости срыва, 3) плоскость сместителя и плоскость слоистости в одном из крыльев разлома совпадают.

Изучение природных сдвиговых зон и их моделирование показало, что симметрия всех структурных элементов этих зон связана с моноклинной симметрией деформации [Morgenstern, Tchalenko, 1967; Logan et al., 1979; Chester, Logan, 1987]. Таким образом. идеализированная разломная зона, сформированная в условиях прогрессивной несоосной деформации, имеет моноклинную симметрию (рис. 71, *A*) [Twiss, Gefell, 1990: Cowan. Brandon, 1994]. Структуры, которые могут быть описаны моделью дуплекса, тоже характеризуются моноклинной симметрией, определяемой простой зеркальной плоскостью (рис. 71, *A*). Эта плоскость может быть найдена из геометрии и асимметрии структурных элементов, а направление перемещения определяется как линия пересечения плоскости симметрии с поверхностью разлома.

Полевые исследования показали, что в реальных обнажениях наблюдаются как срезания слоистости висячего крыла (рис. 72, I), так и срезания слоистости лежачего крыла (рис. 72, II). Особый случай, также наблюдаемый в реальных обнажениях, когда слоистость в висячем крыле опрокинута (рис. 72, III). Рассматриваемые структуры фактически несут информацию о вращательной компоненте перемещения, поэтому ориентировка и асимметрия данных структур может быть представлена внутренней осью вращения (рис. 72), по аналогии с методом анализа внутренних осей вращения [Соwan, Brandon, 1994]. Данная ось является осевым вектором и указывает направление вращения, которое может быть представлено как Z- или S-вращение. Z соответствует вращению по часовой стрелке, S – против часовой стрелки, если смотреть по направлению осевого вектора. Z- или S-вращение описывается правилом "правой или левой руки", согласно которому если большой



Рис. 72. Идеализированная модель дуплекс-структуры [Suppe. 1985] с изменениями автора. Модель адаптирована для метода анализа структур срезания слоистости [Соловьев, Брэндон, 2000]

I, II, III – возможные соотношения слоистости в висячем (ВК) и лежачем (ЛК) крыле. Утолщенной линией показаны разломы. Стратиграфическая последовательность отложений от древних (Д) к молодым (М) показана стрелкой. Пояснения см. в тексте

палец ориентирован по направлению оси, то остальные пальцы, сжатые в кулак, указывают направление вращения.

Таким образом, для того чтобы найти вектор перемещения для единичной структуры срезания слоистости, достаточно замерить ориентировки плоскости разлома и поверхности срезаемой им слоистости, а затем вычислить линию их пересечения – внутреннюю ось вращения. Локальный вектор перемещения будет находиться в плоскости разлома, ортогонально по отношению к внутренней оси вращения. Однако, как показывают исследования региональных разломных зон [Cowan, Brandon, 1994; Соловьев, 1997], ориентировка структур в них изменяется в достаточно широком диапазоне, поэтому чтобы определить направление регионального вектора перемещения необходимо сделать как можно больше замеров локальных структур срезания слоистости, а затем их соответствующим образом статистически обработать. Вычисления региональной (синоптической) внутренней оси вращения и регионального (синоптического) вектора перемещения проводятся по алгоритму, предложенному для метода анализа внутренних осей вращения [Cowan, Brandon, 1994]. Строится стереограмма (сетка Шмидта) распределения локальных внутренних осей вращения, затем находится поверхность "усредненного" разлома, определяемая как дуга большого круга, вдоль которого распределены локальные оси вращения. Зеркальная плоскость симметрии разделяет структурные элементы с *S*- и *Z*-симметрией на две группы, ортогональную "усредненной" плоскости разлома и перпендикулярную максимуму локальных осей вращения. Максимум локальных осей вращения соответствует максимальному значению собственного вектора, характеризующего распределение этих осей, и является оценкой синоптической внутренней оси вращения в современных географических координатах.

Для того чтобы оценить направление перемещения в плоскости разлома применяют следующую процедуру. Все оси локальных структур срезания слоистости, имеющие S-симметрию, представляются как Z-оси. Например, S-ось, проецирующаяся на верхнюю полусферу, при переводе в Z-ось зеркально отобразится на нижней полусфере. Затем Z-трансформированные оси проецируются на плоскость "усредненного" разлома – это так называемая стереограмма, параллельная плоскости "усредненного" разлома. Максимум распределения Z-трансформированных осей определяет синоптическую ось вращения в плоскости "усредненного" разлома, а ортогонально ей в этой же плоскости лежит синоптический (региональный) вектор перемещения висячего крыла относительно лежачего. Некоторые особенности оценки синоптических осей вращения и векторов будут рассмотрены при описании применения метода к региональным объектам.

Тестирование метода анализа срезаний слоистости проведено на ряде региональных примеров [Соловьев, Брэндон, 2000]: 1) флишоидном комплексе Укэлаятского прогиба на юге Корякского нагорья и 2) флише таврической серии, обнажающемся на Южном берегу Крыма.

В некоторых случаях удалось наблюдать структуры срезания слоистости одновременно с другими кинематическими индикаторами – асимметричными складками или складками волочения (рис. 73, A, E). В первом случае в висячем крыле структуры срезания слоистости отмечена Z-асимметричная складка (ориентировка оси – 60° , 45°), указывающая на перемещение в юговосточном направлении. Внутренняя ось вращения, вычисленная по структуре срезания слоистости, очень близка к оси асимметричной складки (ориентировка оси 74° , 53°), что позволяет рассчитать вектор перемещения, направленный на юго-восток (116°, 38°) (рис. 73, B). Во втором случае ось асимметричной складки также близка к внутренней оси вращения структуры срезания слоистости (рис. 73, Γ). Таким образом, структуры срезания слоистости (рис. 73, Γ). Таким индикаторами, что подтверждается другими структурами, позволяющими оценивать направления перемещений.

Опыт автора показывает, что структуры срезания слоистости разломом, наблюдающиеся достаточно часто в деформированных слоистых толщах одних регионов, могут отсутствовать или встречаться редко в аналогичных комплексах других регионов. По существовавшим ранее представлениям в



Рис. 73. Кинематические индикаторы двух типов – асимметричные складки и структуры срезания слоистости во флише Укэлаятского прогиба [Соловьев, Брэндон, 2000]

А. Б – зарисовки реальных обнажений. Н – нормальное залегание слоистости, О – опрокинутое залегание слоистости. В. Г – блок-диаграммы соотношений асимметричных складок и структур срезания слоистости. Слоистость (S₀ – цифры означают азимут падения/угол падения) и оси складок (цифры – склонение/наклонение) замерены в реальных обнажениях, внутренние оси вращения и векторы перемещения (цифры – склонение/наклонение) вычислены. Положительное значение наклонения – проекция направления на нижнюю полусферу, отрицательное – на верхнюю

слоистой толще в условиях горизонтального сжатия надвиги возникают на стадии общего сплющивания, когда исчерпываются возможности компенсации продольного укорочения толщи смятием слоев в складки [Белоусов, 1986]. Однако исследования последних лет, в частности, физическое, математическое моделирование структур и натурные наблюдения, показывают. что формирование надвигов (структур срезания слоистости, как частный случай) возможно не только на стадии общего сплющивания. Для того чтобы деформация реализовывалась посредством образования структур срезания слоистости, необходимы определенные условия. К таким условиям относятся: 1) вещественный состав отложений, 2) *РТ*-условия (т.е. структурная глубина деформации). 3) скорость деформации и 4) характер фундамента. Соотношение этих четырех условий в первую очередь определяет, будут ли формироваться складчатые формы посредством изгиба слоев или будут образовываться надвиги в результате скалывания.

Вещественный состав. Способность слоистой толщи деформироваться тем или иным образом зависит от ее вещественного состава [Методы.... 1988]. Так, "результаты моделирования показали, что при определенном сочетании таких параметров, как контраст вязкости соседних слоев, способность их проскальзывать друг относительно друга, их мощность, энергетически более выгодным становится образование надвигов уже на первых этапах деформирования. В слоистой толще могут формироваться слепые надвиги, сместитель которых не выходит на дневную поверхность, затухая в маловязком слое или на границе облегченного скольжения слоев" [Голев, 1995]. Таким образом, моделирование и натурные наблюдения подтверждают, что в слоистых (флишоидных) толщах достаточно часто деформации реализуются посредством образования структур срезания слоистости. Другой важной характеристикой вещественного состава слоистых толщ является состояние вещества, т.е. степень литификации, что напрямую связано с *PT*-условиями, при которых находилась толща.

РТ-условия (структурная глубина деформации). Для того чтобы в слоистой толще могли проявиться хрупкие надвиговые деформации, породы толщи должны пройти стадию диагенеза и находиться в области низких значений температуры (< 200 °С) и давления, т.е. в близповерхностных условиях. Доказательством этому служит отсутствие значительных метаморфических изменений флишоидных пород Укэлаятской зоны и таврической серии. В песчаниках флишоидного комплекса, изученного в пределах Укэлаятской зоны (см. выше), практически отсутствует кливаж, образующийся при растворении зерен под давлением [Rumthun et al., 1997]. Детритовые цирконы, выпеленные из песчаников Укэлаятской зоны, не испытали нагрева выше ~180-240 °С после осаждения в бассейне. это подтверждено методом трекового датирования [Соловьев и др., 1998а; Garver et al.. 2000b]. Детритовые апатиты из тех же пород нагревались до температуры ~60-120 °C после осаждения [Соловьев и др., 1998a; Garver et al., 1998], значит, структурная мощность перекрывавших пород не превышала ~3-4 км в условиях нормального температурного градиента (25 °С/км). Все приведенные прямые и косвенные данные указывают, что формирование структур срезания слоистости происходит преимущественно в близповерхностных условиях при низких значениях температуры и давления.

Скорость деформации. Хрупкие деформации превалируют над складчатыми при повышенных скоростях геологических процессов. Отложения Укэлаятской зоны деформированы в области конвергенции океанической и континентальной литосферы, а отсутствие четко выраженного кливажа типа растворения под давлением [Rumthun et al., 1997] подтверждает предположение о высокой скорости деформации при формировании структур Укэлаятской зоны.

Характер фундамента. Физическое моделирование процесса деформирования слоистых толщ показало, что значительное влияние на формирование надвигов оказывает присутствие в основании толщи жесткого фундамента [Голев, 1995]. Жесткое основание препятствует образованию складок, мешая развитию синклиналей, необходимому для компенсации воздымания смежных с ними антиклиналей [Гончаров, 1993]. "В толще, находящейся вблизи фундамента и состоящей из слоев различной вязкости, возможна смена пластического изгиба слоев на образование слепых надвигов в нижних ее частях" [Голев, 1995]. По-видимому, роль жесткого фундамента могут играть любые комплексы, имеющие суммарную вязкость, которая превышает вязкость перекрывающих пород. В нашем случае отложения Укэлаятской зоны формировались у подножия и на террасах континентального склона, вероятно, жесткий континентальный фундамент сыграл свою роль в характере деформаций.

Таким образом, присутствие структур срезаний слоистости в той или иной слоистой толще предполагает, что их формирование происходило в строго определенных условиях: в близповерхностных условиях, при значительной скорости деформации, на жестком структурном фундаменте. Итак,

1) метод анализа структур срезания слоистости разломом при определенных допущениях позволяет определять кинематику разрывных нарушений в слоистых толщах, а массовые замеры структур срезания слоистости и их соответствующая обработка дают возможность оценить направление регионального тектонического транспортирования;

2) опробование метода анализа структур срезания слоистости на двух геологических объектах показало, что он дает результаты, сходные с результатами, полученными другими структурно-кинематическими методами. Это подтверждает правильность сделанных допущений и позволяет использовать метод для реконструкций геодинамики различных регионов;

3) структуры срезания слоистости разломом формируются в слоистых толщах, где существует контраст вязкости соседних слоев и способность их проскальзывать друг относительно друга. Эти структуры образуются в толщах, прошедших стадию диагенеза и находящихся при низких значениях температуры (< 200 °C) и давления. Надвиговые деформации преобладают над складчатыми при значительных скоростях деформаций. Значительное влияние на формирование надвигов оказывает присутствие в основании толщи жесткого фундамента.

4.5.1.3. Основные черты строения Лесновско-Ватынского надвига и результаты структурного анализа

Лесновско-Ватынский надвиг прослеживается от бухты Анастасии на севере Олюторской зоны до Лесновского поднятия, расположенного на перешейке п-ова Камчатка (рис. 70). Верхнекайнозойские отложения перекрывают надвиг к северу от Лесновского поднятия, разделяя его на две части – Ватыно-Вывенкскую и Лесновскую (рис. 70). Северная часть надвига впервые была описана в Олюторской зоне как Ватынский надвиг [Митрофанов, 1977], затем он был прослежен южнее, на перешейке Камчатки, где назван Лесновским надвигом [Шанцер и др., 1985]. Автохтон представлен верхнемеловыми-среднезоценовыми флишоидными отложениями Укэлаятско-Лесновского прогиба [Ермаков, Супруненко, 1975; Соловьев и др., 1998а; Garver et al., 2000b], на который шарьированы меловые окраинноморские отложения и верхнемеловые-палеоценовые комплексы, связанные с окраинным морем и островодужной системой [Богданов и др., 1987; Чехович, 1993]. Неоавтохтон развит только на перешейке Камчатки, его наиболее древняя толща сложена субаэральными вулканитами кинкильской свиты среднезоценового возраста [Шанцер и др., 1985; Гладенков и др., 1991; Соловьев и др., 20026].

На севере Олюторской зоны в районе бухты Анастасии (рис. 74) автохтон сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами, образующими флишоидное переслаивание, реже гравелитами и конгломератами. Возраст песчаников, отобранных в бухте Ресина, определен трековым датированием



Рис. 74. Геологическое строение района бухты Анастасии: *А* – геологическая карта района бухты Анастасии (по материалам О.В. Астраханцева, Л.Б. Афанасьевой, А.Д. Казимирова, К.А. Крылова, Г.В. Полунина, В.И. Аксенова, А.В. Ландера, Э.В. Фирсовой, с изменениями и дополнениями А.В. Соловьева, Т.Н. Палечек, Р.М. Палечек); *Б* – схематический геологический профиль

А: 1. 2 – четвертичные отложения: 1 – аллювиальные, 2 – морские; 3-5 – осадочно-вулканогенные отложения (кампан – маастрихт): 3 – кремнисто-терригенная, 4 – вулканогенно-терригенная, 5 – собственно вулканогенная толщи; 6 – вулканогенно-кремнистые отложения (турон-маастрихт): 7 – флишоидные отложения Укэлаятской зоны (мел(?)–эоцен); 8 – стратиграфические контакты; 9 – надвиги; 10 – крутопадающие разломы: a – установленные, 6 – предполагаемые; 11 – предполагаемое положения главного сместителя Лесновско-Ватынского надвига: 12 – элементы залегания (Д1, Д2, Д3 – диаграммы распределения структурных элементов, сетка Шмидта, проекция на инжнюю полусферу): 13 – для диаграммы Д1: a – полюсы слоистости, 6 – π -ось синформы; 14 – для диаграммы Д2: a, 6 – полюсы слоистости (a – с нермальным и 6 – с опрокинутым залеганием), e – усредненный полюс, 15, 16 – для диаграммы Д3: 15a – полюсы кливажа, 156 – усредненный полюс, 16a – β -оси складок, 166 – усредненная β -ось; 17 – дуги большого круга; 18 – число структурных элементов, включенных в анализ.

Б: *1*. 2 – структура флишодных отложений Укэлаятской зоны: *1* – предполагаемая, 2 – установленная; 3 – надвиги: *а* – установленные, *б* – предполагаемые. Местоположение рис. 74 см. на рис. 70






Рис. 75. Геологическое строение района верховий рек Ильпи и Матыскен: *А* – геологическая схема района верховьев рек Ильпи и Матыскен. Составлена при участии Г.В. Ледневой с использованием материалов А.В. Дитмара, К.С. Агеева, А.С. Финогентова и Э.С. Алексеева; *Б* – схематический геологический профиль по линии 1–II

А: *1* – четвертичные отложения; 2–3 – вулканогенно-кремнистые отложения (кампан-маастрихт): 2 – кремни, яшмы; *3* – афировые пиллоу-базальты, кремни, яшмы; *4* – зона Ватыно-Лесновского надвига: 5 – блоки дунитов. верлитов. клинопироксеннтов (мел (?)): 6 – олистостромовая толща (палеоцен-средний эоцен); 7 – блоки базальтового состава; 8 – укэлаятские флишоидные отложения (маастрихт): 9 – надвиги: *a* – установленные, *б* – дешифрируемые на аэрофотоснимках; *10* – крутопадающие разломы: *a* – установленные, *б* – предполагаемые; *11* – стратиграфические контакты: *a* – установленные, *б* – предполагаемые; *12* – номера доменов, в пределах которых проведены структурные наблюдения.

Б: *1* – складчатые деформации автохтона: 2 – надвиги: *а* – установленные, *б* – предполагаемая форма эродированной поверхности надвига. Местоположение рис. 75 см. на рнс. 70

циркона как 47,8 ± 3,7 млн лет (табл. 10). Аллохтонные пластины состоят из пород вулканогенно-кремнистого и осадочно-вулканогенного комплексов. Первый комплекс представлен пиллоу-базальтами, гиалокластитами, яшмами с иноцерамовыми горизонтами, кремнями, алевропелитами и датирован по радиоляриям как верхнетурон-маастрихтский, второй – сложен базальтами, андезитами, лавобрекчиями, туфами, песчаниками, алевропелитами, кремнями и датирован кампаном-маастрихтом [Соловьев и др., 19986]. Зона Ватыно-Лесновского надвига на суше перекрыта четвертичными отложениями и, по-видимому, простирается через акваторию бухты (рис. 74, *A*).

Южнее бухты Анастасии образования аллохтона слагают крупную синформу (рис. 74, *Б*), осложненную мелкими складками, π -ось этой синформы простирается с юго-востока на северо-запад (см. Д1 на рис. 74, *A*). Флишоидные отложения на северной стороне бухты смяты в изоклинальные складки юг-юго-западной вергентности (см. Д2 на рис. 74, *A*; рис. 74, *Б*). Во флише развит кливаж осевой поверхности складки (см. Д3 на рис. 74, *A*); β -оси складок образуют один максимум с простиранием в северо-западных румбах и достаточно крутым наклоном (см. Д3 на рис. 74, *A*). Анализ всех типов структур аллохтона и автохтона показывает, что они возникли в поле напряжений с ориентировкой оси сжатия в направлении юг-юго-запад–север-северовосток [Соловьев, 1998].

В районе рек Ильпи и Матыскен (рис. 75) в верхней части автохтона. сложенного флишем, описана интенсивно тектонизированная толща, возможно, первоначально олистостромовой природы. Матрикс сложен черными алевропелитами с редкими маломощными линзами песчаников. Блоки представлены порфировыми и афировыми базальтами, лавобрекчиями и гиалокластитами базальтового состава, габброидами и габбро-диоритами, редко черными и зелеными кремнями. Возраст автохтона вблизи надвига определен как позднемаастрихтский–среднеэоценовый (66,1 ± 6,3 ÷ 43,9 ± 3,6 млн лет – данные трекового датирования циркона из песчаников) (табл. 10). Аллохтон сложен пиллоу-базальтами, лавобрекчиями и гиалокластитами базальтового состава, яшмами с ракушей иноцерам, кремнями. Отложения аллохтона по радиоляриям датированы как позднекампанские–маастрихтские [Соловьев и др., 2000б]. В данном районе Ватыно-Лесновский надвиг представляет собой зону чешуй мощностью до 150 м.

Особенно четко данная зона выражена в бортах долины р. Матыскен (рис. 75, *A*), в ее пределах тектонически совмещены пластины, сложенные как

Рис. 76. Данные структурно-кинематического анализа в зоне Лесновско-Ватынского надвига (район рек Ильпи и Матыскен, см. рис. 75)

A-E – стереограммы различных структурных элементов: A – для доменов 1–8, E-F – для доменов 9–13 (см. рис. 61, A): E – слоистость, B – кливаж, Γ – оси и осевые поверхности складок; \mathcal{A} – внутренние оси вращения для структур Риделя; E – Z-трансформированные оси вращения для структур Риделя в проекции на плоскость "среднего" разлома; \mathcal{X} – идеализированная модель дуплекс-структуры. Модель адаптнова в слоистых толщах (Соловьев, Брэндон, 2000); \mathcal{S} . \mathcal{U} – стереограммы: \mathcal{J} – внутренние оси вращения для структур срезания слоистости, позволяющего определять кинематику разрывов в слоистых толщах (Соловьев, Брэндон, 2000); \mathcal{S} . \mathcal{U} – стереограммы: \mathcal{J} – внутренние оси вращения для структур срезания слоистости; \mathcal{U} – Z-трансформированные оси вращения в проекции на плоскость "среднего" разлома. ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия (цифры – склонение направления в вктора \pm значение угла доверия). Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шимдта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм



породами Олюторской зоны, так и отложениями Укэлаятского прогиба. Чешуи, ограниченные поверхностями субгоризонтальных сместителей сверху и снизу, представлены разлинзованными черными и зелеными кремнистыми породами, афировыми базальтами и лавобрекчиями, катаклазированными черными алевропелитами, реже мелкозернистыми песчаниками. Зона Ватыно-Вывенкского надвига образует пологие синформы и антиформы с амплитудой в несколько сотен метров и длиной волны в несколько километров (рис. 75, *Б*).

В отложениях автохтона установлено закономерное распределение складок с различной вергентностью (рис. 75, А, Б). Северо-северо-восточная вергентность в поднадвиговой толще автохтона (домены 1-8 на рис. 75, А; рис. 76, А), через зону веерообразной складчатости сменяется на югоюго-западную при удалении от надвига (домены 9–13 на рис. 75, А: рис. 76. Б-Г). В пределах доменов 9-13 осевые поверхности складок падают как на северо-северо-восток, так и на юго-юго-запад (рис. 76, Г), а оси складок имеют запад-северо-западное и восток-юго-восточное простирание и пологий наклон (рис. 76, Г), развит кливаж осевой поверхности складки (рис. 76, В). Во флишоидных отложениях автохтона широко представлены структуры срезания слоистости (рис. 76, Ж) [Соловьев, Брэндон, 2000]. Согласно проведенному анализу формирование внутриформационных надвигов во флишевых толщах происходило в условиях северо-северо-восточного-юго-югозападного сжатия, причем шарьирование происходило в обе стороны - как на юго-юго-запад, так и на северо-северо-восток (рис. 76, 3, И). Изучение структур Риделя в зоне надвига и подошве аллохтона в данном районе показало, что шарьирование аллохтонных пластин относительно автохтона происходило в северо-восточном направлении (рис. 76, Д, Е).

В бассейне р. Тапельваям наблюдения проводились около крупного тектонического останца (рис. 77), залегающего на флишоидных отложениях Укэлаятской зоны, имеющих здесь коньяк-раннеэоценовый возраст ($87,9 \pm 4,5 \div 54,8 \pm 2,8$ млн лет – данные трекового датирования циркона из песчаников) (табл. 10). Тектонический останец представляет собой пакет аллохтонных пластин, сложенных кампан-маастрихтскими вулканогенно-кремнистыми отложениями [Kravchenko-Berezhnoy et al., 1993; Соловьев и др., 2000б] и гипербазит-базитовыми образованиями. Ватыно-Лесновский надвиг выражен зоной тектонического меланжа мощностью до 40 м.

Во флишоидных отложениях автохтона (рис. 77, *Б*) развиты изоклинальные складки преимущественно юго-восточной вергентности (рис. 78, *A*), оси складок имеют северо-восток-юго-западное простирание, развит кливаж осевой поверхности складки (рис. 78, *Б*). Структуры Риделя в наднадвиговых

-

Рис. 77. Схема геологического строения района р. Тапельваям

А – выкопировка с карты масштаба 1 : 200 000 (лист P-58-XXIX, по [Алексеев и др., 1979], с изменениями автора); Б – схематический профиль по линии I–II, по [Кгаvchenko-Berezhnoy et al., 1993], с изменениями автора; I – четвертичные отложения: 2 – флишоидный комплекс Укэлаятской зоны (коньяк-нижния зоцен); З – вулканогенно-кремнистый комплекс (кампан-маастрихт); 4 – гипербазиты (мел (?)): 5 – габброиды (мел (?)); 6 – стратиграфические контакты; 7 – тектонические контакты: а – крутопадающие разломы, 6 – надвиги; 8 – складчатые деформации автохтона. 9 – разрывные нарушения: а – крутопадающие разломы, 6 – надвиги, е – предполагаемый сместитель Ватыио-Лесновского надвига; 10 – номера изученных участков. Местоположение рис. 77 см. на рис. 70





Рис. 78. Данные структурно-кинематического анализа в зоне Ватыно-Вывенкского надвига (район р. Тапельваям, см. рис. 77)

A-*E* – стереограммы: *A* – слоистость и β-оси складок; *Б* – кливаж; *B*-*E* – кинематический анализ в зоне надвига: *B*, *Г* – для домена 1; *Д*, *E* – для домена 2 (рис. 77, *A*): *B*, *Д* – внутренние оси вращения для структур Риделя; *Г*, *E* – *Z*-трансформированные оси вращения для структур Риделя в проекции на плоскость "среднего" разлома. ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия (цифры – склонение направления вектора ± значение угла доверия). Линейные и плоскость стные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм





частях аллохтона изучены в пределах двух доменов. Анализ этих структур показал, что на восточном склоне массива Имлан (домен 1 на рис. 78, A) пластины аллохтона перемещались относительно автохтона в восток-северовосточном направлении (рис. 78, B. Γ), а на западном склоне массива Гальмоэнан (домены 2 и 3 на рис. 78, A) – в северо-западном направлении (рис. 78, Д, E). Отметим, что оценка вектора перемещения для первого домена статистически более значима, чем для второго.

В пределах Лесновского поднятия на перешейке п-ова Камчатка выделяются два купола – Шаманкинский (рис. 79) и Ватапваямский (рис. 80). Автохтон Лесновского надвига сложен флишоидными породами лесновской серии палеоцен-среднеэоценового возраста (от 43,7 ± 3,4 до 58,1 ± 4,2 млн лет – данные трекового датирования циркона из песчаников; определения нанопланктона сделаны Е.А. Щербининой) [Соловьев и др., 20026; Soloviev et al., 2002].

Непосредственно под сместителем Лесновского надвига развита зона меланжа с многочисленными глыбами туфов, песчаников, кремней и базальтов. Из кремней этих глыб собраны иноцерамы и радиолярии позднемелового возраста [Геологическая карта..., 1989]. Глыбы терригенного состава датированы по нанопланктону как сантон-кампанские [Шапиро и др.. 2001б], возраст наиболее молодой популяции цирконов в них составляет 86,1 ± 6,1 млн лет [Соловьев и др., 2002б]. Аллохтон сложен главным образом кремнисто-вулканогенными отложениями позднемелового возраста (сантон-маастрихт) [Геологическая карта..., 1989]. В аллохтоне присутствуют тела монцонитов, габбро и реже гипербазитов, а также пластины зеленых сланцев неясного возраста (рис. 80, *А*, *Б*). Протолитом сланцев, по-видимому, служили кремнисто-вулканогенные породы [Шапиро, Соловьев. 1999].

Рис. 79. Строение западного и юго-западного обрамления Шаманкинского массива гранитоидов [Шапиро и др., 20016; Соловьев и др., 20026]

A – геологическая схема, B – схематический профиль по линии I–II: 1 – четвертичные образования; 2 – кинкильская свита (средний эоцен); 3 – лесновская серия (палеоцен-средний эоцен); 4 – ирунейская свита (сантон-маастрихт); 5 – гранодиориты; 6 – роговики и их внешняя граница; 7 – наиболее широкие поля меланжа в автохтоне Лесновского надвига; 8 – Лесновский надвиг: a – откартированный, 6 – предполагаемый в поле роговиков; 9 – прочие разрывы: a – откартированные, 6 – предполагаемые; 10 – элементы залегания; 11 - a – сместитель Лесновского надвига, 6 – складчатые деформации автохтона; 12 – расположение и номера образцов с нанопланктоном из лесновской серии; 13 – образец с нанопланктоном из глыбы в подладвиговом меланже; 14 – номера образцов для датирования различными геохронологическими методами. Местоположение рис. 79 см. на рис. 70

Рис. 80. Схема геологического строения Ватапваямского купола [Шапиро, Соловьев, 1999] (*А*) и схематический профиль по линии I–II (*Б*)

А: 1-4 – неоавтохтон: 1 – четвертичный аллювий; 2 – миоплиоценовые субаэральные вулканиты; 3 – средний эоцен, снатольская свита (шельфовые осадки): 4 – миоценовые гранодиориты; 5–9 – аллохтон: 5, 6 – кампан-маастрихт, ирунейская свита: 5 – верхняя (туфы, кремни) и 6 – нижняя подсвиты (подушечные базальты); 7 – зеленые сланцы и кварциты (возраст не известен); 8 – габброиды; 9 – перидотиты; 10 – автохтон: верхний мел, лесновская серия (терригенный флиш); 11 – Лесновский надвит: 12 – прочие надвиги; 13 – разрывы с крутым сместителем.

Б: 1 – четвертичный аллювий; 2 – миоплиоценовые вулканиты; 3 – зеленые сланцы; 4 – базальты нижней подсвиты ирунейской свиты; 5 – габброилы; 6 – перидотиты; 7 – лесновская серия; 8 – Лесновский надвиг; 9 – надвиг в подошве сланцевой толщи. Местоположение рис. 80 см. на рис. 70

--





Аллохтон Лесновского надвига образует тонкую пластину, незначительно нарушенную более поздними крутыми разрывами. Амплитуда надвига в направлении, перпендикулярном к преобладающему простиранию кайнозойских структур, оценивается в 50 км. В обнаженной части надвига современная мощность аллохтонной пластины близка к размаху рельефа и не превышает 2 км. Сместитель надвига дискордантен относительно мезоструктур автохтона и аллохтона. Он трассируется зоной милонитов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров [Шанцер и др., 1985; Соловьев, Шапиро, 1999].

В основании неоавтохтона залегают субаэральные эффузивы кинкильской свиты [Геологическая карта..., 1989; Гладенков и др., 1991] и развитые локально отложения шаманкинской свиты [Шанцер и др., 1985]. Кинкильская свита перекрывает как аллохтонные комплексы, так и автохтонную лесновскую серию. Нижние горизонты кинкильской свиты сформированы в среднем эоцене [Шанцер и др., 1985; Соловьев и др., 20026]. Зона Лесновского надвига прорывается среднеэоценовым Шаманкинским массивом биотитроговобманковых гранодиоритов, окруженным широкой зоной ороговикования, развивающейся по породам как автохтона, так и аллохтона (рис. 79). Апофизы массива переходят в субвулканические тела кинкильской свиты [Шанцер и др., 1985]. Базальные горизонты шаманкинской свиты насыщены галькой гранодиоритов и роговиков. Возраст этих горизонтов на основании определений флоры считается позднеэоценовым (37–34 млн лет) [Шанцер и др., 1985].

В долине реки Веайтымлываям (Шаманкинский купол) (рис. 79) флишоидные отложения автохтона смяты в изоклинальные складки западной вергентности (рис. 81, A), осевые поверхности складок падают на восток (рис. 81, E), оси складок распределены вдоль дуги большого круга и имеют простирание от северного до восточного (рис. 81, E). Наблюденные директивные текстуры (язычковые иероглифы и асимметричные микродюны) указывают на снос обломочного материала в северном и восточном направлениях (рис. 81, B). Структура аллохтона изучена в бортах руч. Чанколяп (рис. 79). Слоистость в кремнистых породах падает на юго-восток, сланцеватость в кремнистых алевролитах обычно расположена под косым углом к слоистости и имеет юго-юго-восточное падение (рис. 81, Γ). Локально развитые в кремнистых породах асимметричные

-

Рис. 81. Данные структурно-кинематического анализа в зоне Лесновского надвига, Шаманкинский купол, см. рис. 79

A-H – стереограммы: A – слоистость; E – осевые поверхности и оси складок; B – направления сноса терригенного материала. приведенные к горизонтальному положению; Γ – слоистость и сланцеватость; \mathcal{J} – внутренние оси вращения для асимметричных складок; E – Z-трансформированные оси вращения для слоистость "среднего" зеркала складчатости; $\mathcal{K}-\mathcal{U}$ – кинематический анализ в зоне надвига (см. рис. 79, A): \mathcal{K} – внутренние оси вращения для структур Риделя, 3 – Z-трансформированные оси вращения для структур Риделя в проекции на плоскость "среднего" разлома. ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия (цифры – склонение направления вектора ± значение угла доверия), \mathcal{U} – синоптический вектор перемещения в плоскости Лесновского надвига на участке изучения (см. на рис. 79). Линейные и плоскость число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм



Рис. 82. Данные структурно-кинематического анализа в зоне Лесновского надвига, Ватапваямский купол, см. рис. 80

-

А−*В* − стереограммы: *А* − слоистость; *Б* − кливаж; *В* − осевые поверхности и оси складок; *Г* − морфология асимметричных складок между пластинами аллохтона; *Д*−*И* − стереограммы: *Д* − внутренние оси вращения для асимметричных складок; *E* − *Z*-трансформированные оси вращения для асимметричных складок в проекции на плоскость "среднего" зеркала складчатости; *Ж*−*И* − кинематический анализ в зоне надвига (см. рис. 80): *Ж* − внутренние оси вращения для структур Риделя. *З* − распределение векторов перемещения, рассчитанных для локальных структур Риделя; *И* − синоптический вектор перемещения в плоскости Лесновского надвига на участке изучения (см. рис. 80). ВП − вектор перемещения, дугой показан угол доверия (цифры − склонение направления вектора ± значение угла доверия). Линейные и плоскостные элементы полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу (кроме *И*). N − число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм

микроскладки (размах крыльев 1–3 см) наднадвиговой части аллохтона указывают на относительные перемещения на запад (рис. 81, \mathcal{I} , E). Анализ структур Риделя, широко развитых в нижних частях аллохтона, показывает, что региональное перемещение аллохтонных комплексов относительно автохтонных происходило в северо-западном направлении (рис. 81, \mathcal{X} , \mathcal{J}).

Структурные исследования проведены в юго-западной и северо-восточной частях Ватапваямского купола (рис. 80). Флишоидные отложения автохтона смяты в изоклинальные складки преимущественно западной вергентности (рис. 82, A), осевые поверхности складок падают на восток-северовосток, оси складок распределены вдоль дуги большого круга и имеют простирание от северо-западного до юго-восточного (рис. 82, B). Развит кливаж осевой поверхности складки (рис. 82, E). В северо-восточной части купола (рис. 80, A, E) на границе тектонических пластин, сложенных габброидами и зелеными сланцами. наблюдаются субгоризонтальные зоны мелких асимметричных складок, которые позволяют определить направление смещения одних аллохтонных пластин относительно других на запад (рис. 82, Γ –E). В юго-восточной части купола Лесновский надвиг имеет достаточно крутое падение, на этом участке структуры Риделя в поднадвиговых милонитах указывают на тектоническое транспортирование в северо-северо-восточном направлении (рис. 82, X–U).

4.5.1.4. Эволюция Лесновско-Ватынского надвига

Результаты структурно-кинематических исследований разных участков Ватыно-Лесновского надвига сведены в табл. 11 и на рис. 70.

Ставляет собой сложнодислоцированный пакет покровов [Астраханцев и др., 1987; Богданов и др., 1987; Соловьев, 1997], однако складки мезоструктурного уровня наблюдаются здесь довольно редко. В районе бухты Анастасии отложения аллохтона образуют синформу, ось которой имеет северо-западное-юго-восточное простирание (рис. 74, *Б*, табл. 11); в междуречье Ильпи-Ватына в структуре аллохтона чередуются общирные синформы с узкими антиформами субширотного простирания и северной вергентности [Астраханцев, 1996]; в среднем течение р. Вывенки выделено две генерации складок аллохтона – субмеридионального и юго-запад-северо-восточного простирания [Астраханцев, 1996]. В районе Лесновского поднятия крупные складки аллохтона в целом имеют северо-восточное простирание [Шапиро,

		Автохтон			Аллохтон		Зона надвига			
Комплексы, районы	возраст	тип структур: вергентность	ориенти- ровка оси сжатия	возраст	тип структур, вергентность	ориенти- ровка оси сжатия	тип структур	вектор перемеще- ния	ориенти- ровка оси сжатия	
Район бухты Анастасии	$K_{2(?)} \pm \mathbf{P}_2^2$	Складки: ЮЮЗ	ЮЮЗ– ССВ	K ₂ t-m	Складки; СВ	ЮЗ–СВ	?	?	?	
Район рек Ильпи и Матыскен	$K_2m\pm \mathbf{P}_2^2$	Складки, струк- туры срезания споистости (16° ± 45° – ССВ; 196° ± 45° – ЮЮЗ); вееро- образная*	ЮЮЗ– ССВ	K ₂ km–m	?	?	Структуры Риделя	38° ± 30°	ЮЗ-СВ	
Район р.Тапель- ваям	K₂k±₽ ¹ ₂	Складки; ЮВ	ЮВ-СЗ	K ₂ st–m	?	?	Структуры Риделя	79° ± 32° (домен 1 см. на рис. 63) 339° ± 48° (домен 2 см. на рис. 63)	3103– BCB 10B–C3	
Лесновское поднятие (Шаманкин- ский купол)	\mathbf{P}_2^1	Складки; З	B-3	K ₂ st–km	Асимметричные микроскладки между аллохтон- ными пластина- ми; З	B-3	Структуры Риделя	334° ± 17°	ЮВ-СЗ	
Лесновское поднятие (Ватапваям- ский купол)	$\mathbf{P}_2^1 \pm \mathbf{P}_2^2$	Складки; З	В-З	K ₂ st-km	Асимметричные микроскладки в наднадвиговой части алло хтона; З	В-З	Структуры Риделя	22° ± 14°	ЮЮЗ– CCB	

Таблица 11. Сводная таблии	а структурных данных по	Лесновско-Ватынской	шовной зоне
----------------------------	-------------------------	---------------------	-------------

* Северо-северо-восточная вергентность в поднадвиговой толще автохтона через зону веерообразной складчатости сменяется на юго-юго-западную при удаления от надвига. Знаки вопроса означают отсутствие информации для данного района. Соловьев, 1999], мелкие асимметричные складки между аллохтонными пластинами и в подошве аллохтона характеризуются западной вергентностью (рис. 70, табл. 11). По-видимому, простирание крупных складок аллохтона в целом параллельно сместителю Лесновско-Ватынского надвига и повторяет его конфигурацию в плане.

Внутренняя структура зоны надвига. Векторы перемещения аллохтона относительно автохтона, рассчитанные по структурам Риделя в зоне Лесновско-Ватынского надвига, направлены к северу (осредненная оценка), хотя имеют достаточно широкий разброс (рис. 70, табл. 11), причем на трех участках направление перемещения оценено как северо-восточное, а на двух – как северо-западное. По-видимому, это объясняется сложной эволюцией данного коллизионного шва, где надвиговое перемещение поперек сместителя, направленное на северо-запад, местами сочеталось с левосдвиговым, уже вдоль сместителя, в северо-восточном направлении [Соловьев и др., 1998а].

Структура автохтона. Непосредственно под сместителем Лесновско-Ватынского надвига практически всегда наблюдаются выходы тектонизированного меланжа [Шанцер и др., 1985; Соколов, 1992; Шапиро, Соловьев, 1999], в котором в песчано-аргиллитовый матрикс (раздробленные породы укэлаятской и лесновской серий) погружены многочисленные глыбы кремней, туфов, базальтов, песчаников, лишь незначительная часть которых может быть идентифицирована с породами залегающего выше аллохтона.

Терригенная толща ниже зоны меланжа смята в изоклинальные склалки, оси которых параллельны общему простиранию Лесновско-Ватынского надвига и Лесновско-Укэлаятской зоны в целом. Непосредственно под надвигом эти складки, как правило, имеют вергентность, соответствующую предполагаемому направлению движения аллохтонных масс (западную на Лесновском поднятии (рис. 70, рис. 79, Б; рис. 80, Б), а также и северо-северо-восточную в поднадвиговой зоне в районе рек Ильпи и Матыскен (рис. 70, рис. 75, Б)). Однако на некотором удалении от линии надвига складки Лесновско-Укэлаятской зоны наклонены навстречу надвигу. Это наблюдается в районе бухты Анастасии (юго-югозападная, рис. 70, рис. 74, Б) и р. Тапельваям (юго-восточная, рис. 70, рис. 77, Б). К юго-западу от Лесновского поднятия на м. Омгон складки терригенных толщ (омгонская серия), близких по составу к лесновской серии, также характеризуются юго-восточной вергентностью [Соловьев и пр., 2001]. О южной и юго-восточной вергентности структур северного обрамления Укэлаятского прогиба сообщается в работах [Руженцев и др., 1982; Тильман и др., 1982; Алексеев, 1987; Григорьев и др., 1986; Казимиров и др., 1987; Соколов, 1992]. По нашим наблюдениям, вергентность структур зависит не только от их позиции относительно Ватыно-Лесновского надвига, но и от возраста деформированных толщ.

Стратиграфия флишевых толщ Лесновско-Укэлаятского прогиба разработана недостаточно из-за значительной дислоцированности разрезов. В основном представления о возрасте флишевого комплекса основаны на точечных определениях фауны [Ермаков, Супруненко, 1975; Геологическая карта..., 1989; Шапиро и др., 2001а]. В последние годы использование нового метода – трекового датирования детритового циркона из песчаников – позволило обосновать возраст флиша на четырех участках, расположенных вдоль Лесновско-Ватынского надвига (табл. 10). Анализ данных о структуре и возрасте отложений показывает корреляцию между ними. Вергентность структур автохтона, совпадающая с региональной вергентностью надвига, характерна для участков (рис. 75, в поднадвиговой зоне; рис. 79. рис. 80), где преобладают верхнепалеоцен-эоценовые породы. С другой стороны, встречная надвигу вергентность встречается в толщах, имеющих преимущественно меловой–раннепалеоценовый возраст (рис. 77, рис. 75, при удалении от надвига).

Согласно опубликованным данным [Казимиров и др., 1987; Чехович. 1993], возраст флишевых отложений Укэлаятского прогиба удревняется в северо-западном направлении, а в северо-западной части Укэлаятского прогиба преобладает юго-восточная вергентность [Алексеев, 1987].

Таким образом, меловые-нижнепалеоценовые толщи Лесновско-Укэлаятского прогиба имеют преимущественно встречную вергентность относительно Лесновско-Ватынского надвига; отсюда следует, что деформации этих толщ скорее всего связаны с доколлизионной эволюцией флишоидного прогиба. С другой стороны, верхнепалеоценовые-эоценовые отложения деформированы конформно Лесновско-Ватынскому надвигу, что позволяет предполагать синколлизионную историю формирования этой складчатости.

Эволюция структуры Лесновско-Ватынского шва тесно связана с кинематикой движения меловой островодужной системы относительно Северо-Восточной Азии. С кампана до середины палеоцена дуга была активной надсубдукционной внутриокеанической структурой, быстро дрейфовавшей на северо-запад и сближавшейся с континентом [Шапиро, 1995; Engebretson et al., 1985; Коваленко, 2003]. В середине палеоцена (около 60 млн лет назад) вулканизм в дуге прекратился и одновременно в ее южной части стал формироваться флиш, источником которого был Евразиатский континент [Шапиро. 19951. Это означает, что Лесновско-Укэлаятский бассейн, отделявший цугу от континента, в это время уже не превышал по ширине нескольких сотен километров. Однако существенных деформаций в Южной Корякии и на Северной Камчатке в середине палеоцена не происходило. Они фиксируются только в середине эоцена (около 45 млн лет) и связываются с коллизией [Соловьев и др., 20026]. По всей видимости, в течение 15 млн лет (с 60 по 45 млн лет) дуга медленно сближалась с континентом. Это сближение компенсировалось деформациями в самой дуге, но главным образом поддвигом дна Лесновско-Укэлаятского бассейна под континент. с чем связано формирование складок встречной к Лесновско-Ватынскому надвигу южной, юговосточной вергентности в его меловых-нижнепалеоценовых осадочных образованиях. С процессом поддвига, вероятно, ассоциируют малообъемные проявления палеоцен-раннезоценового вулканизма на крайнем западе Камчатки и появление здесь палеоценовых моласс [Геологическая карта..., 1989: Объяснительная записка..., 2000]. В середине эоцена реликт этого бассейна окончательно замыкается, и происходит формирование Лесновского надвига северо-западной вергентности, дискордантно срезающего более ранние структуры дуги и континентальной окраины.

Выводы

1. На изученных участках Ватыно-Лесновский надвиг – это пологая, слабо деформированная поверхность, разделяющая контрастные по составу и строению автохтонный и аллохтонный комплексы. В пределах Лесновского поднятия установлено, что этот надвиг образовался очень быстро, менее чем за 1 млн лет в середине лютетского века [Соловьев и др., 20026; см. 4.5.2.]. По структурам Риделя в зоне надвига установлено, что наряду с северо-западными чисто надвиговыми движениями аллохтонных масс могли происходить северо-восточные левосдвиговые подвижки в обстановке транспрессии.

2. В структуре аллохтонного комплекса выделяются шарьяжные пластины, часто сопряженные с относительно крутыми чешуйчатыми зонами. Часть структур аллохтона формировалась на больших глубинах, достаточных для образования зеленых сланцев по кремнисто-вулканогенным отложениям верхнего мела. Формирование структур аллохтона завершилось к середине лютета (см. 4.5.2.), так как сместитель Ватыно-Лесновского надвига дискордантен к ним.

3. Отложения автохтона смяты в мелкие изоклинальные складки. Складки в верхнепалеоцен-эоценовых отложениях вблизи надвига имеют вергентность, совпадающую с направлением шарьрования по Ватыно-Лесновскому надвигу: северо-западную на юге и северную на севере. На некотором удалении от современной линии надвига в верхнемеловых–нижнепалеоценовых толщах наблюдаются складки с обратной (южной, юго-восточной) вергентностью.

4. И в автохтоне, и в аллохтоне Ватыно-Лесновского надвига выделяются деформационные структуры, предшествующие формированию самого надвига. Начало деформаций аллохтона можно связывать с началом коллизии островодужной системы с континентом, приходящимся на середину палеоцена. С этого времени прекратился быстрый дрейф палеодуги к Евразии, сменившийся существенно более медленным ее сближением с окраиной континента. Деформацию доверхнепалеоценовых толщ автохтона можно связать с поддвигом ложа бассейна под континент [Соколов, 1992] – механизмом, компенсирующим сближение уже отмершей дуги и континента. Верхнепалеоцен-среднеэоценовые отложения остаточного Укэлаятско-Лесновского прогиба остаются не деформированными до формирования Ватыно-Лесновского надвига (середина лютета). Формирование этого надвига – последняя стадия коллизионного процесса.

4.5.2. Время и скорость формирования Лесновского надвига

Несмотря на то что процесс коллизии описывался в литературе (см. п. 1.5., начало), нет окончательного ответа на вопрос, когда и каким образом произошла коллизия. Ответ в значительной степени зависит от точной датировки коллизии. Датировка коллизии позднемеловой дуги с Евразией важна для понимания природы тектонических процессов, происходивших по северной периферии Тихого океана в первой половине кайнозоя. Для установления времени коллизии был выбран наиболее подходящий для этих целей сегмент Лесновско-Ватынского шва – Лесновский надвиг.



Лесновско-Ватынский шов разделяется на два сегмента: в южной Корякии – это Ватыно-Вывенкский надвиг [Митрофанов, 1977; Соловьев, 1997], на перешейке Камчатки – это Лесновский надвиг [Шанцер и др., 1985; Шапиро, Соловьев, 1999; Соловьев и др., 20026].

По Ватыно-Вывенкскому надвигу верхнемеловые кремнисто-вулканогенные образования в виде относительно тонкой пластины налегают на меловые–палеогеновые флишоидные терригенные толци Укэлаятского прогиба [Ермаков, Супруненко, 1975], сформированные у подножия континентального склона Азии. Возраст шарьирования оценивался как: 1) маастрихтский (датировка матрикса поднадвиговой олистостромы (?) по бентосным фораминиферам [Митрофанов, Шелудченко, 1981]); 2) среднеэоценовый (возраст наиболее молодых слоев автохтона по бентосным фораминиферам [Ермаков, Супруненко, 1975] и трековым датировкам обломочного циркона [Соловьев и др., 1998а; Garver et al., 2000b]; 3) среднемиоценовый (датировка наиболее древнего углового несогласия [Гладенков, 1972], фиксируемого в ближайших окрестностях надвига на Ильпинском полуострове [Чехович, 1993]). Основная трудность определения времени шарьирования обусловлена отсутствием доплиоценовых неоавтохтонных комплексов.

Лесновский надвиг (рис. 83) на перешейке Камчатки является южным продолжением Ватыно-Вывенского. Здесь тоже картируется маломощная пластина, сложенная кремнисто-вулканогенными образованиями верхнего мела, залегающими на интенсивно дислоцированном флише лесновской серии [Шанцер и др., 1985; Шапиро, Соловьев, 1999]. Важным отличием перешейка Камчатки от фронтальной части Олюторской зоны является широкое распространение здесь неоавтохтонных комплексов, позволяющих определить верхнюю возрастную границу окончания надвигообразования при коллизии дуги с континентом.

Нижняя возрастная граница этого процесса определяется датировкой наиболее молодых образований автохтона или аллохтона. Полученные нами новые датировки, касающиеся автохтонного и неоавтохтонного комплексов, позволили установить возраст надвигообразования.

-

Рис. 83. Геологическое строение Лесновско-Ватынского коллизионного шва: А – расположение Лесновско-Ватынского надвига в структуре Олюторской зоны и северной Камчатки, по [Богданов и др., 1987] с изменениями; Б – схема строения перешейка п-ова Камчатка; В – схематический геологический профиль по линии I–I

A: 1 – кайнозойские отложения; 2 – мел-палеогеновые отложения Укэлаятско-Лесновского прогиба; 3 – меловые кремнисто-вулканогенные комплексы: а – фронтальной части Олюторской зоны и перешейка Камчатки: 6 – Олюторского хребта. в – Олюторского п-ова; 4 – Лесновско-Ватынский надвиг: а – установленный, 6 – предполагаемый.

Б, *В*: 1 – автохтонный комплекс, лесновская серия (верхний мел (?)–средний зоцен); 2 – аллохтонный комплекс, ирунейская свита (верхний мел); 3–6 – неоавтохтонный комплекс: 3 – эффузивы средне-верхнезоценовой кинкильской свиты (Западно-Камчатский вулканический пояс), 4 – верхнезоцен-нижнемиоценовые осадочные толщи и миоплиоценовые вулканиты Центрально-Камчатского пояса, 5 – рыхлые четвертичные образования, 6 – Шаманкинский массив гранитоидов; 7, 8 – терригенные комплексы Западной Камчатки: 7 – тальническая свита (верхний мел), 8 – геткилнинская свита (палеоцен); 9 – тектонические границы: а – Лесновский надвиг, 6 – прочие разрывы; 10 – точки отбора песчаников лесновской серии для изучения цирконов трековым методом (а), участки отбора проб на нанофоссилии из лесновской серии (б); 11 – места отбора проб для определения возраста изотопными методами

4.5.2.1. Строение и возраст автохтона Лесновского надвига

Автохтон Лесновского надвига сложен терригенным флишем [Шапиро и др., 1993: Шапиро, Соловьев, 1999]. В нем выделяются фации дистальных турбидитов и контуритов. Единичные наблюдения директивных текстур (язычковых иероглифов и асимметричных микродюн) указывают на западный источник обломочного материала. Флиш смят в складки западной вергентности и нередко превращен в тектонический меланж [Соловьев и др., 2001а]. Подошва серии нигде не вскрыта, отсутствуют ее последовательно описанные разрезы и достоверные оценки мощностей. Структурно выше залегают кремнисто-вулканогенные комплексы аллохтона, как правило, отделенные зоной милонитов. Ниже милонитов отмечается зона тектонического меланжа (200–400 м) с матриксом из пород лесновской серии и глыбами туфов, кремней, базальтов и песчаников. Эти глыбы ранее рассматривались в качестве линз в разрезе лесновской серии, а находки иноцерамов и радиолярий в них приводились как обоснование ее мелового возраста [Геологическая карта..., 1989]. В разрезе лесновской серии макрофауна отсутствует.

				Номера	образцов			
Виды нанопланктона	9902-1	9902-5	9902-7	9902-11	9902-20	9903-4	9903-5	9903-6
Cyclicargolithus floridanus								
Coccolithus pelagicus								
Sphenolithus primus/moriformis								
Dictyococcites bisectus								
Reticulofenestra umbilicus								
R. haqii								
R. dictyoda	1			_	1			
Helicosphaera compacta								
Chiasmolithus cf. nitidus								
Zyghablithus bijugatus								
Micula decussata				1				
Neochiastozygus sp.	1							
Thoracosphaera sp.	-				-			
Watznaueria barnesae				1	1		T	
Reinchardtites anthiphorus								1
Eiffellithus turriseffeli								
Prediscosphaera sp.								

Таблица 12. Нанопланктон лесновской серии в истоках р. Правая Лесная (Северная Камчатка) [Соловьев н др., 20026]

радиолярии крайне редки, а фораминиферы представлены редкими агглютинированными формами широкого возрастного диапазона. Единственной группой фоссилий, которая позволяет делать достоверные заключения о возрасте этой толщи, является известковый нанопланктон. Впервые из образца аргиллитов лесновской серии, отобранного в бассейне р. Энингваям, был выделен *Cyclicargolithus floridanus* (определение Е.А. Щербининой), ограничивающий возраст пробы среднезоцен-олигоценовым интервалом, кроме того, из других проб этого района были сделаны определения позднемелового нанопланктона [Федорчук, Извеков, 1992]. Таким образом, до последнего времени возраст лесновской серии остается дискуссионным.

Для определения возраста лесновской серии были использованы два независимых метода: детритовая термохронология и изучение нанопланктона (определение нанопланктона проводила Е.А. Щербинина (ГИН РАН)).

Детритовая термохронология. Тринадцать образцов песчаников (4–10 кг каждый) были отобраны в пределах Ватапваямского и Шаманкинского выступов (рис. 65, 66, 69) Лесновского поднятия. Из каждого образца было

	Номера образцов											
9903-11	9903-15	9903-16	9903-18	9904-7	9906-7	9911-7	9911-8	9911-12	9911-17			
								2				
									1			
	1											
	l.						1					
						1						
-					1							
		-										
		1				1						
			0									

датировано от 45 до 90 зерен циркона (табл. 10). При анализе распределения трековых возрастов по 12 образцам выделяются три разновозрастные популяции циркона Р1 (44-58 млн лет), Р2 (71-106 млн лет) и РЗ (104-176 млн лет) (табл. 10). Изучение апатита из тех же образцов показало, что треки в апатите не испытали отжига или испытали лишь частичный отжиг [Soloviev et al., 1999]. Значит, температура нагрева отложений лесновской серии после осадконакопления не превышала 80-120 °С (температура закрытия трековой системы в апатите) [Wagner, Van Den Haute, 1992]. Таким образом, можно утверждать, что отжиг треков в цирконе не происходил, так как температура закрытия трековой системы в цирконе оценивается в 215-240 °C [Brandon, Vance, 1992]. Наиболее молодая популяция Р1 распределена в интервале от 43,7 ± 3,4 до 58,1 ± 4,2 млн лет, т.е. цирконы этой популяции испытали последнее охлаждение в интервале от конца палеоцена до середины эоцена. Поскольку отложения всегда моложе содержащихся в них обломков, опробованная часть лесновской серии не может быть древнее верхов палеоцена – начала эоцена.

Изучение нанопланктона. Основной участок опробования на нанопланктон расположен в истоках р. Правая Лесная (рис. 79, 83). На этом участке было отобрано 46 проб из наиболее мягких и наименее кливажированных аргиллитов. В 12 из них были найдены редкие формы нанопланктона (определения Е.А. Щербининой, табл. 12). В большинстве образцов лесновской серии нанопланктон представлен в единичных экземплярах и в целом принадлежит раннепалеогеновому интервалу. Образцы 9902-1, 9902-5, 9902-7 и 9902-11 содержат Micula decussata, Sphenolithus primus/moriformis. Neochiastozygus sp., Watznaueria barnesae, что указывает на палеоценовый возраст вмещающих пород. Отложения, из которых были отобраны образцы 9902-20, 9903-11 и 9903-18, не древнее среднего эоцена, причем, вероятнее всего, его верхней части, что можно предположить по присутствию Reticulofenestra umbilicus, Helicosphaera compacta и Dictyococcites bisectus, и не моложе раннего олигоцена (верхний предел распространения Reticulofenestra umbilicus). В некоторых образцах встречены виды широкого стратиграфического распространения. Например, Cyclicargolithus floridanus и Helicosphaera compacta, найденные в обр. 9902-20, дают интервал средний эоцен-олигоцен, сочетание Sphenolithus moriformis и Zygrhablithus bijugatus эоцен–олигоцен, Coccolithus pelagicus и Sphenolithus primus/moriformis – конец дания-средний миоцен.

Итак, по совокупности видов нанопланктона, выделенных из аргиллитов лесновской серии, можно считать, что ее отложения относятся к палеоценсреднезоценовому интервалу.

Возраст глыб терригенного состава в отложениях лесновской серии. В верховьях руч. Чанколяп (рис. 79) хорошо обнажены Лесновский надвиг и мощная зона поднадвигового меланжа, где в песчано-аргиллитовом матриксе пород лесновской серии содержится много глыб различного размера (от нескольких метров до нескольких сотен метров), большая часть которых на этом участке представлена терригенными отложениями. Одна из глыб (т. 9911, рис. 79) сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими маломощные линзы кремней и обломки призматических слоев иноцерамов [Шапиро и др., 20016]. Песчаники по составу аналогичны песчаникам лесновской серии. В четырех образцах аргиллитов из этой глыбы обнаружены отдельные формы нанопланктона (табл. 12) сантон-кампанского возраста. Матрикс меланжа в данном месте представлен более молодыми породами, так как в аргиллитах обнаружен *Sphenolithus moriformis* – кайнозойская форма широкого возрастного диапазона (нижний эоцен-миоцен).

Трековое датирование циркона, выделенного из песчаников этой же глыбы (т. 9911, обр. Ш15/99), показало, что в пробе присутствуют две популяции (табл. 10). Молодая популяция циркона имеет возраст 86,1 ± 6,1 млн лет, что соответствует коньяку–сантону. Мы предполагаем, что опробованная глыба является отторженцем нижних горизонтов флиша, эксгумированным при деформации, сопряженной с формированием Лесновского надвига. В связи с этим общий возрастной диапазон серии оценивается как сантон–нижняя часть среднего эоцена.

4.5.2.2. Строение н возраст аллохтона Лесновского надвига

Аллохтон Лесновского надвига имеет сложное строение и состоит из многочисленных тектонических чешуй, что препятствует составлению опорных разрезов кремнисто-вулканогенных отложений [Геологическая карта..., 1989; Григорьев, Шапиро, 1986].

На западном склоне Лесновского поднятия кремнисто-вулканогенные отложения имеют двучленное строение с преобладанием подушечных базальтов и яшм в нижней части и тонкообломочных туфов и кремней в верхней. Для аллохтона не характерны мелкие (несколько сантиметров – несколько метров) складки, очень редко наблюдаются в обнажениях складки с размахом крыльев от нескольких метров до нескольких десятков метров. Крупные складки в аллохтонных комплексах Лесновского поднятия в целом имеют северо-восточное простирание, но вблизи Лесновского надвига залегание, как правило, близко к ориентировке его сместителя с крутым западным падением на западном крыле Ватапваямского купола и пологим падением на юго-восток на юге восточного крыла [Соловьев и др., 2001а].

До последнего времени возраст вулканогенно-кремнистых отложений Лесновского поднятия определялся главным образом находками иноцерамов, которые, в зависимости от сохранности, относились к сантон-кампанскому или кампанскому интервалу [Геологическая карта..., 1989]. В последние годы к этим данным прибавились определения радиолярий из кремнистых пород, большая часть этих находок указывает на кампан-маастрихтский возраст вмещающих пород [Палечек, 2002].

4.5.2.3. Строение и возраст неоавтохтопных комплексов Лесновского надвига

К неоавтохтонным образованиям Лесновского надвига относятся Шаманкинский гранодиоритовый массив и вулканиты кинкильской свиты. На водоразделе рек Шаманка и Правая Лесная Шаманкинская интрузия прорывает зону Лесновского надвига с образованием мощных роговиков по терригенным породам лесновской серии, кремнисто-вулканогенным породам и разделяющей их мощной зоне милонитов (рис. 79) [Шапиро, Соловьев, 1999].

Шаманкинский массив сложен средне- и крупнозернистыми, местами порфировидными плагиогранитами и гранодиоритами с многочисленными

Тип	Вес зе-			²⁰⁶ Pbm	²⁰⁶ Ph	Кажущийся возраст, млн лет				
зерен рен. мг Рb _с , пг U, г/т	U, r/T	²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb	$\frac{\frac{206}{Pb^{*}}}{\frac{238}{U}}$	$\frac{\frac{207}{Pb^{*}}}{\frac{235}{U}}$	$\frac{^{207}\mathrm{Pb}^{*}}{^{206}\mathrm{Pb}^{*}}$				
				Ш	I1/99					
5A	31	6	241	571	9,6	45,6±1,3	45,7±1,6	51±49		
5A	32	11	216	310	5,9	45,3±1,3	45,3±2,2	46±88		
5A	29	8	303	502	7,7	45,3±1,1	44,9±1,5	20±55		
1Br	11	9	471	283	5,9	45,2±1,8	45,5±2,6	63±99		
5Ar	29	9	386	556	3,6	45,4±0,9	45,5±1,1	52±37		
				Ш	14/99					
5Ar	31	6	1301	3200	21.9	47,1±0,3	47,6±0,5	71±15		
5Ar	32	11	3151	4100	20,3	46.1±0.3	46.4±0.5	61±20		
5Ar	36	11	1915	2690	20,3	44,9±0,3	46,1±0,5	105±16		
5Ar	66	8	1809	9180	13,1	61,7±0,4	78,9±0,6	637±7		
5Ar	70	12	1462	5900	19,9	61,1±0,4	80,1±0,7	692±10		

1 аолица 15. U/PD изотопные данные для цирконов из образцов Ш1/99 и	Ш4/99
--	-------

Примечания. Анализы выполнены методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Дж. Джерельсом (Университет штата Аризона, США).^{*} – Радиогенный Рb. Тип зерна: A = ~100 мкм. B = ~200 мкм, r = 5:1 удлиненные зерна; для всех типов указано число зерен. ²⁰⁶Pb_m/²⁰⁴Pb – измеренное некорректированное отношение, ²⁰⁶Pb_d/²⁰⁸Pb – корректированное отношение. Концентрации имеют ошибку 25%, связанную с ошибкой определения веса зерна. Использованы следующие константы: ²³⁸U/²³⁵U = 137,88; константа распада ²³⁵U = 9,8485 · 10⁻¹⁰, константа распада ²³⁸U = 1.55125 · 10⁻¹⁰. Ошибки соответствуют ±2σ (95%). Холостое загрязнение Pb составляло от 2 до 10 пг, U – <1 пг. Интерпретированные значения возраста для конкондартных зерен – ²⁰⁰ Pb^{*}/²³⁸U, если возраст < 1,0 млрд лет, н ²⁰⁷ Pb^{*}/²⁰⁶Pb^{*}, если возраст > 1,0 млрд лет. Интерпретированные значения возраста для дискордантных зерен спроецированы от 100 млн лет (рис. 84).

ксенолитами вмещающих слоистых пород, гранодиорит- и диорит-порфиров и диабазов. Массив вытянут в меридиональном направлении и имеет пологий северо-западный и субвертикальный восточный контакт. С северо-запада интрузия оторочена штокверком разнообразных по составу даек, а на несколько большем удалении – серией субвулканических тел риолитов. близких по составу к риолитам кинкильской свиты. Гальки и валуны гранитоидов и роговиков присутствуют в верхнеэоценовых конгломератах. встречающихся к востоку от интрузии [Шанцер и др., 1985].

Для определения возраста были отобраны среднезернистые гранодиориты, в составе которых доминируют кислый плагиоклаз, кварц, в небольшом количестве присутствует калиевый полевой шпат. Цветные минералы представлены свежим светло-бурым биотитом и зеленым амфиболом, иногда частично замещенным биотитом. Зерна циркона включены в биотит и окружены плеохроичными двориками.

Образец гранодиоритов (Ш1/99) был отобран в южной части массива (рис. 79). Возраст гранодиоритов определялся U/Pb-, Rb/Sr- и K/Ar-методами. Результаты, полученные U/Pb-методом по 5 навескам циркона (табл. 13), лежат на конкордии (рис. 84, *a*). Очевидно, что цирконы не содержат ксеногенный компонент. Возраст определен как 45,3 ± 1,0 млн лет.

Рис. 84. Изохронные U/Pb-диаграммы: *а* – для гранодиоритов Шаманкинской интрузии (обр. Ш1/99); *б* – для риолитов из основания кинкильской свиты (обр. Ш4/99)

Rb/Sr изохрона построена по 3 точкам (биотит, роговая обманка. плагиоклаз) (табл. 14. рис. 85). Параметры изохроны: возраст 44,4 ± 0,1 млн лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,70388 \pm 0,00003,$ СКВО = 23,3. К/Аг-методом из той же пробы (Ш1/99) датированы биотит и роговая обманка (табл. 15). Возраст по биотиту -47,0 ± 1,3 млн лет, по роговой обманке - 44,0 ± 2,5 млн лет. Отметим, что результаты, полученные разными методами, имеют хорошую сходимость (рис. 86). Исключение составляет лишь К/Аг-датировка биотита, обнаруживающая удревнение примерно на 6% величины возраста, что, вероятно, связано с избыточным радиогенным аргоном, возможно, сорбированным при вторичных изменениях. Возраст апати-



та, определенный (U-Th)/Не-методом – 40,3 млн лет (определение П. Райнера, Йельский университет, США), соответствует времени вывода интру?:ли на поверхность в область эрозии. Для дальнейших геологических построений мы принимаем возраст Шаманкинской интрузии как 44,4 млн лет (средний эоцен, лютетский век).

Вулканиты кинкильской свиты с резким структурным несогласием залегают на флише лесновской серии, а также, по данным [Геологическая карта..., 1989; Шанцер и др., 1985], – на кремнисто-вулканогенных отложениях ирунейской свиты. Вулканиты этой свиты широкой полосой протягиваются вдоль западного побережья Камчатки от устья р. Паланы на север. Кинкильский пояс в основном сложен субаэральными базальтами и андезитами, геохимически близкими к вулканитам окраинно-континентальных поясов [Гладенков и др., 1997; Шанцер, Федоров, 1999]. На основании сравнительно редких находок флоры в осадочных прослоях и соотношений с лучше датированными осадочными толщами кинкильская свита относится к эоцену [Гладенков и др., 1991]. Возраст вулканитов, определенный К/Аг-методом по валовым пробам, колеблется в интервале 37–51 млн лет [Гладенков и др., 1997], но все эти цифры, так же, как и геохимические данные, относятся к породам, обнажающимся на побережье Охотского моря. В непосредственной



Рис. 85. Изохронная Rb-Sr-диаграмма для гранодиоритов Шаманкинской интрузии (обр. Ш1/99) Pl – плагиоклаз; Hb – роговая обманка; Bi – биотит



Рис. 86. Хронология геологических событий в центральной части Лесновского поднятия в интервале от кампана до олигоцена [Соловьев и др., 20026]

1-4 – интервалы, ограничивающие возраст палеонтологических комплексов: 1, 2 – нанопланктон: 1 – из глыбы терригенных пород в поднадвиговом меланже лесновской серии [Soloviev et al., 2002]; 2 – из лесновской серии [Soloviev et al., 2002]; 3 – флора из нижней части шаманкинской свиты [Шанцер и др., 1985]; 4 – фауна моллосков из верхней части шаманкинской свиты [Шанцер и др., 1985]; 5 – возраст молодой популяции цирконов в песчаниках лесновской серии, интервал указывает ошибку определения; 6 – накопление лесновской серии. 7 – деформация лесновской серии. формирование Лесновского надвига, поднятие и размыв; 8 – накопление кинкильской свиты и внедрение гранитов; 9 – поднятие и глубокий размыв с выведением на поверхность Шаманкинского массива; 10 – трансгрессия и накопление шаманкинской свиты

Минерал	Rb. г/т	Sr. г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁷ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Возраст, млн лет	Пара минералов	Возраст, млн лет	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀
Плагиоклаз (Pl)	6,314	759,0	0,02410±0,00007	0,70388±0,00002	$44,4\pm0,1$ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 =$ 0.70389 ± 0.00003	Плагиоклаз– роговая обман- ка	47,1±1,1	0,70386±0,00002
Роговая обма- нка (Нb)	9,566	15,86	1,7447±0,0016	0,70503±0,00002		Плагиоклаз– биотит	44,37±0,04	0,70386±0,00002
Биотит (Ві)	325,4	3,240	295,72±0,25	0,89023±0,00003	CKBO= 23,3	Биотит–роговая обманка	44,35±0,04	0,70393±0,00002

Таблица 14. Данные Rb/Sr-датирования образца Ш1/99 (гранодиорит из массива Шаманка)

Примечание. Определение содержаний Rb и Sr проводилось методом изотопного разбавления с использованием смешанного трасера ⁸⁵Rb-⁸⁴Sr. Изотопные отношения измерялись на масс-спектрометре "Sector 54" фирмы "Micromass". Работа прибора контролировалась измерениями международного стандарта стронция SRM 987. Изотопный состав стронция нормирован по ⁸⁶Sr⁸⁸Sr = 0,1194. Датировки получены В.Н. Голубевым (ИГЕМ РАН).

Таблица 15. Результаты определения К/Аг-возраста биотита и роговой обманки из образца Ш1/99 (гранодиорит из массива Шаманка), биотита из образца Ш4/99 (риолит из кинкильской свиты)

Номер образца	Минерал	Калий, % ±1σ	⁴⁰ Ar _{rad} , нг/г ±1 σ	Возраст, млн лет ±1,6σ	Номер образца	Минерал	Калий, % ±1 σ	⁴⁰ Ar _{rad} , нг/г ±1σ	Возраст, млн лет ±1,6σ
Ш1/99 Ш1/99	Биотит Роговая обманка	6,67±0,06 0,54±0,01	22,0±0,3 1,65±0,06	47,0±1,3 44,0±2,5	Ш4/99	Биотит	6,75±0.06	21,8±0,3	46,0±1,3

Примечание. Определение содержания радиогенного аргона проводнлось иа масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ³⁸Аг; определение калия – методом пламенной спектрофотометрин. Использованы константы: $\lambda_k = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\beta-} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, ⁴⁰K = 0,01167 ат.%. Определения проведены М.М. Аракелянц и В.А. Лебедевым (ИГЕМ РАН).

Таблица 16. Трековые датировки риолита киикильской свиты (об. Ш4/99)

Минерал	ρs	N,	ρi	Ni	ρd	N	χ^2	Возраст	-1σ	+10	U ± 2se
Циркон	6.39	1071	7,04	1181	2,81	20	100	44,0	-2,5	+2,6	305,0±25,3
Апатит	0,47	185	1,57	612	28,4	14	99,7	44,3	-5,0	+5,7	22,1±2,0

Примечания. $\rho s - плотность треков спонтанного деления ²³⁸U (см⁻² · 10⁶); N_s – число подсчитанных треков спонтанного деления; <math>\rho i - плотность треков индуцированного деления ²³⁵U (см⁻² · 10⁶); <math>\rho d - плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановая слюда) (см⁻² · 10⁵); N – число датированных зерен; <math>\chi^2 - кси-квадрат вероятности в процентах; Z-фактор для циркона, вычисленный по 10 возрастным стандартам (Фиш Каньон туф и Булак туф) равнялся 305,01±6,91 (±1 se); Z-фактор для цагитата, вычисленный по 7 возрастным стандартам (Фиш Каньон туф и Булак туф) равнялся 104,32 ± 3,35 (± 1 se). Образцы облучались в потоке тепловых нейтронов порядка 2 · 10¹⁵ нейтрон/см² для циркона и 8 · 10¹⁵ нейтрон/см² для апатита (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты и стекло-дозиметр с известным содержанием урана (CN-5 для циркона, CN-1 для апатита). При подсчете треков использовался микроскоп "Оlympus BH-P" с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1562,5, сухой метод.$

близости от района, изучавшегося нами, разрез кинкильской свиты имеет антидромное строение, начинаясь с риолитов и венчаясь базальтами [Шанцер и др., 1985].

Для определения возраста кинкильской свиты из ее базальных горизонтов был отобран образец биотитсодержащих риолитов (Ш4/99), слагающих небольшое изолированное поле, окруженное выходами пород лесновской серии (рис. 79). Риолиты залегают субгоризонтально и с несогласием перекрывают интенсивно деформированные отложения лесновской серии. Отобранная порода состоит из фельзитовой основной массы, в которую погружены мелкие вкрапленники кварца, полевого шпата, опацитизированного амфибола и темно-бурого биотита. Возраст риолитов определялся U/Pb-, K/Ar- и трековым методами; U/Pb-методом - возраст определялся по 5 навескам циркона (табл. 13 и рис. 84, б). Результаты определений по 3 навескам лежат близко к конкордии (рис. 84, б); 2 навески дали значения возраста, смещенные от конкордии, что, по-видимому, связано с контаминацией родоначальным расплавом коровых комплексов. содержащих цирконы древнего возраста. По трем точкам возраст риолитов определен как 45,5 ± 2,9 млн лет (рис. 84, б). Верхнее пересечение дискордии (1667 ± 280 млн лет) позволяет предполагать присутствие ксеногенного, захваченного из вмещающих пород материала. По К/Аг-методу возраст по биотиту из того же образца (Ш4/99) - 46,0 ± 1,3 млн лет (табл. 15), что соответствует возрасту циркона в пределах ошибки. Значения возраста циркона – 44,0 \pm 2,6 млн лет, апатита – 44,3 \pm 5,7 млн лет определены методом трекового датирования (табл. 16). Мы принимаем возраст захваченного ксеногенного материала как 1700 млн лет (протерозой), возраст риолитового расплава – 45,5 млн лет, а возраст его охлаждения ниже температуры 240 °C – 44,0 млн лет (средний эоцен, лютетский век).

4.5.3. Модель формирования Лесновского надвига

Согласно определениям нанопланктона и трекового возраста обломочного циркона терригенные толщи автохтона Лесновского надвига накапливались начиная с сантона–кампана и до начала среднего эоцена включительно. Наиболее молодая популяция цирконов в опробованных песчаниках лесновской серии остыла и попала в осадок не ранее 46 млн лет назад (рис. 86). По возрасту молодой популяции цирконов песчаники лесновской серии аналогичны песчаникам северной части Укэлаятского прогиба (район р. Матыскен) (табл. 10).

Шаманкинский массив гранодиоритов интрудировал деформированные отложения автохтона, зону Лесновского надвига и нижнюю часть аллохтонной пластины не позднее 44,4 млн лет назад (комплекс изотопных методов) (рис. 86). Нижняя, риолитовая, часть кинкильской свиты начала накапливаться не позднее 45,5 млн лет назад (комплекс изотопных методов) (рис. 86). Абсолютные датировки подтверждают комагматичность гранодиоритов Шаманкинского массива и нижней части кинкильской свиты.

Формированию Лесновского надвига предшествовал длительный период независимого развития автохтонного и аллохтонного комплексов (рис. 87, I). Лесновская серия сложена в основном дистальными турбидитами и контуритами, которые накапливались у подножия континентального склона Северо-Восточной Азии [Ермаков, Супруненко, 1975; Гречин, 1979: Объяснительная записка..., 2000]. Основной объем ирунейской свиты сформирован в пределах островной дуги и окраинного моря, отделявшего дугу от Евразиатской окраины [Григорьев, Шапиро, 1986; Богданов и др., 1987; Коваленко, 1996; Левашова, Шапиро, 1999]. Коллизия дуги с окраиной Азии привела к тому, что верхняя часть островодужной коры, сложенная преимущественно вулканитами и сопутствующими осадками, была обдуцирована на континентальную окраину, перекрыв при этом осадки континентального склона и его подножия.

Один из гипотетических вариантов формирования Лесновского надвига заключается в том, что при сближении литосферных плит тонкая (2–5 км), рассеченная многочисленными разрывами пластина островодужной коры отделяется от своего фундамента и перемещается вверх по континентальному склону на 50–100 км, деформируя подстилающие осадочные породы лесновской серии. Однако вызывает сомнение возможность отделения тонкой островодужной пластины от ее фундамента в результате общего сжатия литосферы, а также возможность ее движения вверх по склону. Кроме того, обнаруживается независимость структуры аллохтонного и автохтонного комплексов [Соловьев и др., 2001а]. Складчатая структура автохтона срезается сместителем Лесновского надвига. Деформации аллохтона, сопряженные с зеленосланцевым метаморфизмом, предшествуют образованию основного сместителя и также им срезаются. В связи с этим предлагается другая модель формирования надвига.

Субдукция океанической литосферы под островную дугу должна была привести к тому, что внешний край позднемелового турбидит-контуритового шлейфа Северо-Восточной Азии начал погружаться в глубоководный желоб (рис. 87, II). Резкое увеличение мощности осадков на погружающейся



Рис. 87. Модель формирования Лесновского надвига

I–VI – стадии: 1 – континентальная кора Евразиатской окраины; 2 – океаническая и окраинно-морская кора; 3 – позднемеловые островодужные комплексы (аллохтон); 4 – меловые–раннепалеоценовые турбидиты континентальной окраины (автохтон–лесновская серия); 5 – позднепалеоцен-эоценовые турбидиты континентальной окраины (автохтон–лесновская серия); 6 – среднеэоценовые вулканиты кинкильской серии; 7 – разломы; 8 – складчатые деформации автохтона; 9 – постколлизионные: а – вулканизм. б – интрузии. По вертикали структуры показаны вне масштаба

плите привело к их соскабливанию и формированию аккреционной призмы. источником материала которой была не дуга, а континент (рис. 87, III). Субдукция под дугу прекратилась в результате приближения к желобу более мощной и легкой континентальной литосферы, подстилавшей верхнюю часть континентального склона. Продолжающееся сближение плит вызвало интенсивное сжатие островодужной литосферы, быстрый подъем островной дуги и потерю гравитационной устойчивости сформированного поднятия. Его верхние части в виде последовательности относительно тонких пластин быстро соскальзывали в сторону уже сформированной аккреционной призмы, формируя Лесновский надвиг (рис. 87, IV, V).

Окончание накопления терригенных осадков лесновской серии автохтона и начало формирования неоавтохтонных комплексов совпадают в пределах ошибки аналитических методов. Это означает, что деформация лесновской серии, формирование Лесновского надвига, постнадвиговое поднятие и размыв произошли очень быстро, в течение 1 млн лет, а возможно, и быстрее (рис. 88). Учитывая, что амплитуда Лесновского надвига составляет более 50 км [Шапиро, Соловьев, 1999; Соловьев и др., 2001д], скорость движения аллохтона надвига, по-видимому, превышала 5 см/год. Такие значения скорости превышают скорость относительного сближения Тихоокеанской



Рис. 88. Горизонтальная скорость перемещения (см/год) меловой островной дуги (аллохтона Лесновского надвига)

Данные для Тихоокеанской плиты по [Engebretson et al., 1985]. Стадии IV, V, VI соответствуют стадиям на рис. 87

плиты с Евразией (Северной Америкой) для начала среднего эоцена [Engebretson et al., 1985]. Не исключено, что движение аллохтона на северовосток не является прямым отражением сближения плит, а связано с гравитационным соскальзыванием тонких пластин с поднятия, возникшего несколько ранее (рис. 87). Полученная датировка Лесновского надвига близка к возрасту наиболее отчетливого регионального углового несогласия в кайнозойских образованиях Камчатки, фиксируемого в основании снатольского горизонта (середина лютета) [Гладенков и др., 1991]. Таким образом, надвигообразование на перешейке Камчатки реально отражает важное коллизионное событие.

В заключение предлагаем следующую гипотезу. Если считать формирование Лесновско-Ватынской сутуры (45 млн лет назад) индикатором окончания коллизии позднемеловой дуги с окраиной континента, то это событие на 2 млн лет предшествовало главной перестройке (около 43 млн лет назад) кинематики океанических плит в Северной Пацифике и могло являться ее причиной [Соловьев и др., 20026; Park et al., 2002].

4.6. Эволюция Карагинской аккреционной призмы

Остров Карагинский – часть северо-западного обрамления Командорской котловины (рис. 70, 89). Расшифровка строения острова и истории его формирования важна для понимания геодинамики наиболее молодых тектонических зон Северо-Восточной Азии и смежных акваторий. Согласно ряду реконструкций [Чехович и др., 1989; Чехович и др., 1990; Соколов, 1992;



Рис. 89. Схема геологического строения северо-восточной части о-ва Карагинский и геологический профиль по линии А–Б [Шапиро, Петрина, 1985] с изменениями и дополнениями

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – неогеновые отложения; 3 – комплекс осадочного меланжа (олигоцен-нижний миоцен); 4 – флишевый комплекс (средний эоцен-нижний олигоцен): а – на схеме, б – на профиле; 5 – надхынхлонайская толца (нижний эоцен); 6 – хынхлонайская свита: андезибазальты, туфы (маастрихт-нижний эоцен); 7 – домаастрихтские меловые образования; 8 – габбро-гипербазиты офиолитового комплекса; 9 – надвиги и взбросы: а – надвиг флишевого комплекса на комплекс осадочного меланжа, 6 – прочие; 10 – крутопадающие разломы; 11 – элементы залегания слоистости; 12 – точки отбора проб для трекового датирования; 13 – точки отбора алевропелитов для изучения нанопланктона

Шапиро, 1995; Объяснительная записка..., 2000; Soloviev et al., 2002] структура континентальной окраины образована здесь в результате коллизии меловой островной дуги с Северо-Восточной Азией. Предполагается, что после коллизии у подножия континента, к востоку от причлененной дуги возникла новая зона субдукции, где поглощалась вначале Тихоокеанская плита, а затем малые плиты Командорской котловины Берингова моря. Над этой зоной субдукции сформировалась Карагинская аккреционная призма, обнаженная сейчас в восточной части острова [Чехович и др., 1989]. Эта призма должна быть парагенетически связана с вулканическими поясами на Камчатке и в южной части Корякского нагорья: эоцен-олигоценовыми вулканитами в северо-западной части п-ова Говена (Говенская дуга), средне-верхнеэоценовыми вдоль побережья Пенжинской губы (Кинкильский пояс) и миоцен-плиоценовыми в Срединном и Ветвейском хребтах (Центрально-Камчатский и Апукско-Вывенкский пояса) [Богданов и др., 1987; Объяснительная записка..., 2000]. Одна из трудностей при реконструкции таких связей заключается в недостатке данных о возрасте пород, слагающих призму. В данном разделе приводятся первые результаты трекового датирования циркона из песчаников этой зоны, которые дополнены новыми определениями нанопланктона из аргиллитов. Кроме того, приводятся дополнительные данные о возрасте туфо-терригенных пород, венчающих разрез островодужных вулканитов в осевой части острова.

4.6.1. Геологическое строение острова Карагинский

В структуре о-ва Карагинский выделяются три основные зоны [Чехович и др., 1990; Кгаvchenko-Berezhnoy, Nazimova, 1991]. Осевая зона сложена главным образом габбро-гипербазитовыми телами офиолитовой ассоциации и осадочно-вулканогенными островодужными толщами верхнего мела и палеоцена, которые по палеомагнитным данным [Коваленко, 1990; Коваленко и др., 1999; Kovalenko, Kravchenko-Berezhnoy, 1999] формировались много южнее их современного положения. Эти вулканиты. верхняя часть которых выделяется, как хынхлонайская свита, по мнению ряда исследователей [Шапиро, 1995; Коваленко и др., 1999], относятся к островной дуге, столкнувшейся с континентом в середине лютета [Soloviev et al., 2002]. На последней – палеогеновой – стадии развития эта дуга известна как Говенская [Чехович и др., 1990].

На северо-востоке острова вулканиты хынхлонайской свиты согласно перекрыты пачкой алевропелитов с тонкими пропластками туффитов, возраст которых ранее не был установлен точно. Большинство исследователей

1

относят эту толщу к флишевому комплексу, охарактеризованному ниже [Шапиро, Петрина, 1984; Чехович и др., 1990]. Но такое сопоставление не очевидно, так как здесь нет прослоев песчаников, состав которых типичен для флишевого комплекса (плагиоклазы + кварц + риолиты), а присутствует много не характерных для флиша туфов и туффитов. Более того, согласное залегание на островодужных вулканитах не позволяет отнести эту толщу к аккреционной призме. Поэтому мы отделяем ее от флиша и условно называем надхыхлонайской толщей. Ее возраст определяет верхний предел активного развития Говенской дуги. Ранее этот возраст оценивался (исходя из сопоставления надхынхлонайской и флишевой толщ) от маастрихта-палеоцена до среднего эоцена [Шапиро, Петрина, 1985; Чехович и др., 1990].

С северо-запада осевая зона преимущественно по разрывам граничит с наклоненной на северо-запад, осложненной пологими складками моноклиналью согласно напластованных среднеэоцен-плиоценовых осадочных свит. которая является бортом Литкенского прогиба. Низы разреза осевой части этого прогиба вскрыты на Ильпинском п-ове [Волобуева и др., 1994], где верхнемеловые вулканиты через слабое несогласие сменяются нижнепалеоценовыми туфо-терригенными породами. В вышележащих отложениях следующее несогласие отмечается лишь в середине миоцена [Гладенков, 1972: Гладенков и др., 1998]. На о-ве Карагинский разрывы, ограничивающие Литкенский прогиб, имеют небольшую амплитуду. Местами наблюдается несогласное залегание миоценовых и плиоценовых осадочных толщ на породах осевой зоны острова.

Юго-восточная часть острова состоит из двух основных комплексов. которые В.Д. Чеховичем и др. (1989, 1990) были выделены как "флиш" и "осапочный меланж". Флишевый комплекс – это в разной степени упорядоченное переслаивание алевропелитов с песчаниками, по крайней мере часть которых является достаточно типичными турбидитами. Но многие пачки алевропелитов этого комплекса мощностью до нескольких сотен метров практически не содержат песчаных прослоев. Важная особенность песчаников флиша – преобладание в их составе обломков кислых эффузивов и в меньшей степени гранитов над более основными изверженными породами [Шапиро, 1984; Шапиро и др., 2000]. Характерный элемент некоторых алевропелитовых пачек флишевого комплекса - хорошо окатанная рассеянная галька, в составе которой преобладают кислые эффузивы [Шапиро, 1984: Шапиро и др., 2000]. Флишевые и аргиллитовые пачки часто содержат линзовидные тела подушечных океанических толеитов, которые рассматриваются либо как согласные с напластованием линзы, либо как олистолиты. либо как тектонические отторженцы океанической плиты [Чехович и др., 1990; Kravchenko-Berezhnoy et al., 1990]. Слои флишевого комплекса или интенсивно смяты в складки, или образуют наклоненные на северо-запад моноклинали, разделенные чешуйчатыми надвигами в целом согласными с напластованием, но иногда подчеркнутыми протрузиями и линзами серпентинитовых меланжей. Границей флишевого комплекса с вулканитами и офиолитами осевой зоны обычно являются крупные, наклоненные на северо-запад разрывы (взбросы, надвиги).

В юго-восточном направлении степень дислоцированности флишевого комплекса увеличивается, пласты теряют свою когерентность, разорваны

на крупные и мелкие линзы, часто испытывающие вращения. Появляются крупные линзы галечных алевропелитов – пород, содержащих рассеянную гальку и валуны преимущественно риолитов и их туфов.

Переход к комплексу осадочного меланжа маркируется заметными литологическими изменениями: песчаников в разрезе становится значительно меньше, а их место занимают кремнистые алевролиты, кремни, туффиты и туфы, в том числе и псефитовые. Обнажения нередко выглядят как хаотическая смесь почти изометричных обломков разных пород в глинистом матриксе, но часто встречаются и когерентные пачки туфов и кремней. К туфовым прослоям иногда приурочены линзы подушечных, реже массивных базальтов, но чаще мелкие базальтовые тела встречаются в хаотических пачках. Большая часть базальтов геохимически близка к океаническим, но наряду с ними встречаются островодужные породы [Чехович и др., 1990], как и во флише здесь встречаются галечные алевропелиты с преобладанием риолитов в обломках. Надвиг между флишем и меланжем прослеживается на северо-восток почти до берега у мыса Низкого, где разворачивается и прослеживается на юг еще на 7 км, описывая замок антиформы, для восточного крыла которой характерны опрокинутые залегания с подошвами песчаников и туфов, обращенными к западу (рис. 89).

Представления о возрасте комплексов северо-восточной части о-ва Карагинский претерпели заметную эволюцию. В первой публикации они были отнесены к мезозою [Харкевич, 1941]. Значительно позднее на юго-восточном берегу острова в породах обоих комплексов была обнаружена фауна моллюсков, отнесенных к миоцену [Храмов и др., 1969]. В 1967 г. сборы Н.А. Храмова в осадочном меланже были повторены Г.П. Борзуновой, которая определила фауну как олигоценовую. Ю.Б. Гладенков ([Чехович и др., 1990], ссылка на устное сообщение) оценил возраст этих моллюсков как среднеэоценовый. Дополнительно собранная фауна моллюсков из пород флишевого комплекса была определена В.М. Гладиковой как эоценовая [Мельникова, Долматов, 1973]. Позднее агглютинированные фораминиферы из пород флишевого комплекса и комплекса осадочного меланжа были определены как маастрихт-датские, аналогичные комплексам ветловской свиты хр. Кумроч [Шапиро, Петрина, 1985]. Ныне эта свита относится к палеогену и низам эоцена [Гладенков и др., 1998].

Современные представления о возрасте фоновых терригенных пород Карагинской аккреционной призмы базируются прежде всего на определениях радиолярий в линзах кремней осадочного меланжа и нанопланктона из аргиллитов флишевой толщи. Согласно данным работы [Чехович и др., 1990] радиолярии из кремней в осадочном меланже относятся к среднему эоцену. Нанопланктон из флишевой толщи определен как средне-позднеэоценовый, возможно, включающий раннеолигоценовые элементы [Щербинина, 1997]. Аналоги флишевого комплекса на п-ове Говена относятся к эоцену–олигоцену [Чехович и др., 1990; Чамов, 1996]. Таким образом, можно считать, что комплекс осадочного меланжа сложен несколько более древними породами, чем флишевый комплекс. Однако их датировки основаны на относительно немногочисленных комплексах различных планктонных групп и нуждаются в уточнении.
4.6.2. Результаты трекового датирования обломочного циркона

Образцы пород (6–8 кг) были отобраны из отложений надхынхлонайской толщи (обр. Ka1 – псаммитовый тефроид), флиша (обр. Ka2, Ka7, Ka11. Ka13, Ka15 – песчаники; Ka9 – мелкогалечные конгломераты), матрикса (обр. Ka17, Ka22, Ka28 – песчаники) и блоков (обр. Ka18, Ka20) осадочного меланжа (рис. 89, табл. 17). Из каждого образца было датировано от 5 до 50 зерен циркона. Возраст единичных зерен циркона обычно распределен в широком временном интервале (рис. 90).

Это позволяет предполагать, что породы после накопления не нагревались выше температуры закрытия трековой системы в цирконе, т.е. 215–240 °C [Brandon, Vance, 1992]. В пользу этого свидетельствуют также полевые наблюдения литологии и структуры терригенных отложений: в породах не отмечаются вторичные минералы, формирующиеся при температуре выше 200 °C, отсутствует кливаж, образующийся при определенных *PT*-условиях. Таким образом, в изученных толщах трековые датировки цирконов отражают время их остывания в материнских породах питающей провинции, а возраст осадочной толщи не древнее возраста содержащихся в ней цирконов. Трековые датировки наиболее молодой популяции цирконов дают нижний предел времени осадконакопления вмещающих песчаников.

Возраст наиболее молодой популяции зерен циркона близок к возрасту осадконакопления отложений, если во время седиментации в непосредственной близости имела место синхронная вулканическая активность [Brandon, Vance. 1992; Garver, Brandon, 1994a,b; Garver et al., 2000a,b: Соловьев и др., 2001в; Шапиро и др., 2001а]. В орогенных поясах, испытывающих быстрый подъем и эрозию, выведение на поверхность и размыв близповерхностных интрузий происходят достаточно быстро. Таким образом, время от кристаллизации зерен циркона в близповерхностной интрузии до их попадания в осадок близлежащего бассейна составляет несколько миллионов лет [Шапиро и др., 2001а].

Из надхынхлонайской толщи был отобран один образец псаммитового тефроида (Kal) из прослоя мощностью около 40 см. Обломки в этой породе представлены основной массой эффузивов и плагиоклазами с очень небольшой примесью пироксенов и рудного минерала. Вулканиты в обломках однородны по составу, но разнообразны по структуре: от витрофировых до лейстовых с преобладанием светлых микролитовых пород. Большая часть выделенных цирконов образует популяцию со средним возрастом 50 млн лет, что соответствует границе ипра и лютета (табл. 17).

Из флиша отобраны и проанализированы 5 образцов песчаников (Ка2. Ка7, Ка11, Ка13, Ка15) и 1 образец мелкогалечных конгломератов (Ка9). Песчаники имеют обычный для флишевого комплекса состав с преобладанием в обломках полевых шпатов, кварца. кислых эффузивов и алевропелитов. Все пробы содержат от двух до трех популяций обломочного циркона. датировки молодой популяции заключаются в интервале 45–30 млн лет, что соответствует второй половине лютета, бартону, верхнему эоцену и нижнему олигоцену. Молодая популяция цирконов в мелкогалечном конгломерате, состоящем преимущественно из кислых вулканитов, по возрасту соответствует бартону (40 млн лет) (табл. 17).





P1, P2, P3 – пики разновозрастных популяций циркона (табл. 17), выделенных с помощью программы BinomFit 1.8 [Brandon, 2002]

Таблица 17. Значения трекового возраста детритовых цирконов из терригенны	IX
и туфогенных отложений северо-восточной части о-ва Карагинский	
(Восточная Камчатка)	

Номер образца	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона. млв лет			
			P1	P2	P3	
Ka28	Меланж	30	18,6 ±3,5 (19%)	39,9±3,1 (60,8)	88,0±9.9 (20%)	
Ka17	Меланж	20	23,7±3,9(10%)	57,3±5,2 (62%)	116.0±23.9 (28%)	
Ka22	Меланж	40	26,1±1,5 (57%)	56,0±10,7 (18%)	96,4±14,2 (25%)	
Ka13	Флиш	35	29,9±3,6 (47%)	54,7±5,2 (53%)		
Ka15	Флиш	31	30,4±1,6 (87%)		117,6 ±14,8 (13%)	
Ka11	Флиш	40	36,1 ±2,4 (40%)	66,4±5,9 (24%)	111,0±8,4 (36%)	
Ka9	Флиш	50	39,7±2,6 (56%)	62,3±8,9 (35%)	94,6±39,0 (9%)	
Ka7	Флиш	35	44,2±2,6 (68%)	95,5±7,3 (32%)	-	
Ka2	Флиш	12	45,6±4,6 (66%)	93,4±14,5 (34%)	_	
Kal	Надхынхлонай- ская толща	30	50,2±3,2 (93%)	-	188.3±52,7 (7%)	
Ka20	Блок в меланже (?)	35	70,1±4,4 (80%)	97,5±13,3 (20%)	-	
Ka18	Блок в меланже (?)	5	82,1±10,4 (100%)			

Примечания. Nt - число датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3 - популяции циркона, рассчитанные по программе BinomFit v 1.8 [Brandon, 1992; Brandon, 1996]. Возраст приведен в млн лет. ошибка определения возраста соответствует ±10, проценты в скобках отражают число зерен данвой популяции от общего числа датированных зерен (Nt). Цирконы датированы с использованием метода внешнего детектора [Wagner, Haute, 1992], особенности методики изложены в [Garver et al., 2000b]. Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon^{MT} размером 2 × 2 см. Для каждого образца готовили 2 пластинки. Пластинки обдирались на наждачной бумаге (800 грит) и затем полировались с использованием алмазных паст (9 и 1 мкм) и пасты Al₂O₃ (0,3 мкм) на конечной стадии. Химическое травление пластинок производилось составом NaOH-KOH при температуре 228 °C в течение 20 час (первая пластинка) и 26 час (вторая пластинка). После травления пластинки были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2 · 10¹⁵ нейтрон/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон туф и Булак туф и стекло-дозиметр с известным содержанием урана (CN-5) [Hurford, 1998]). При подсчете треков использовался микроскоп "Olympus ВН-Р" с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1600. сухой метод; ζ – фактор [Hurford, 1998], вычисленный по возрастным стандартам (FCT, BL), равнялся 346.22 ± 9.57 (А.В. Соловьев) и 355,03 ± 8,16 (Дж. Ледерер).

Возраст цирконов в породах осадочного меланжа имеет очень большой разброс значений. Были опробованы, с одной стороны, песчаники. близкие по составу к песчаникам флиша, где преобладают плагиоклазы и кварц (обр. Ka17 и Ka28). Молодая популяция обломочного циркона здесь немногочисленна (10–20%) и имеет возраст от 18 до 24 млн лет, что соответствует раннему миоцену. Близкий состав имеют гравелиты (обр. Ka20), где также много кварца, полевых шпатов и их сростков, но преобладают все же кремни. Здесь самая молодая популяция обломочного циркона имеет средний возраст 70 млн лет (маастрихт). Своеобразные туфогенные песчаники (обр. Ka22), в обломках которых преобладают, с одной стороны, неокатанные крупные плагиоклазы, а с другой – деформированные обломки алевропелитов содержат молодые цирконы с возрастом 26 млн лет (поздний олигоцен). Наконец, цирконы из литокристаллокластических туфов (обр. Kal8) с заметной примесью пироксена образуют единственную популяцию с возрастом 82 млн лет (начало кампана) (табл. 17).

4.6.3. Определения нанопланктона

Все определения нанопланктона выполнены Е.А. Щербининой (ГИН РАН). Образцы аргиллитов (алевропелитов) отбирались из надхынхлонайской толщи, флиша и осадочного меланжа для извлечения нанопланктона. Всего было отобрано четыре коллекции (рис. 89, табл. 18, 19).

Инситные формы	Хынхло- найская свита	Флишевый комплекс	Комплекс осадочного меланжа
Lophodolithus nascens	+	_	_
Chiasmolithus consuetus	+	_	_
C. solitus (СР13, 14; Кроноцкий п-ов)*	+	-	-
Chiasmolithus sp.	+	-	-
Reticulofenestra dictyoda	+	-	
Reticulofenestra cf. Minuta	+	-	_
R. umblicus (CP14; баклановская свита)	-	+	+
R. hillae (СР14; Кроноцкий п-ов)	-	+	
R. oamaruensis ?	-	+/	-
R. coenura (CP13,14; Кроноцкий п-ов. бакла- новская свита)	-	+	-
Dictyococcites bisectus (СР14; Кроноцкий п-ов; СР14–16, Говенский п-ов, баклановская свита)	+/-	+	+
D. scrippsae (CP14, северо-запад Говенского п-ова, баклановская свита)	_	+	-
D. daviesii (CP14, Кроноцкий п-ов)	_	+	_
Cyclicargolithus floridanus (CP13,14, Кроноцкий п-ов, баклановская свита)	-	+	+
С. abisectus (СР14, Говенский п-ов)	-	+?	_
Discoaster deflandrei (СР1-16, северо-запад Говенского п-ова, баклановская свита)	-	+	-
D. saipanensis (индекс-вид зоны CP14b)	-	+	_
Isthmolithus recurvus (индекс-вид зоны CP15b)	_	+	_
Sphenolithus moriformis (СР11,13, Кроноцкий п-ов: СР14, северо-запад Говенского п-ова?)	_	+	+
S. predistentus?	-	—	+
Coccolithus pelagicus			
C. floridanus?	-	+	-
Cribrocentrum reticulatum?	-	+	

Таблица 18. Инситные формы нанопланктона из терригенных отложений северо-восточной части о-ва Карагинский [Шапиро и др., 2004] с использованием данных [Шербинина, 1997] (рис. 91)

Переотложенные формы	Хынхлонайс- кая свита	Флишевый комплекс	Комплекс осадочного меланжа
Reinchardtites antrophorus	_	+	
R. levis	+	_	_
Micula staurophora	+	+	+
Watznaueria barnesae	_	+	+
Broinsonia parca constricta		+	+
Ahmuelerella regularis		+	_
Eprolithus floralis	_	+	+
Eiffellithus turriseiffeli	_	+	+
E. eximius		+	+
Retecapsa ficula	_	+	_
Arkhangelskiella cymbiformis	_	-	+

Таблица 19. Переотложенные формы нанопланктона из терригенных отложений северо-восточной части о-ва Карагинский [Шапиро и др., 2004] с использованием данных [Щербинина, 1997]

Первая коллекция, состоящая из 29 образцов (*A*–*Z*) была отобрана из аргиллитов, согласно перекрывающих хынхлонайскую свиту в верховьях р. Северной. Аргиллиты здесь расслоены тонкими пропластками туфов и туффитов. Из этого же обнажения отобран образец туффита Ка1 для определения возраста цирконов. Мощность идеально обнаженного и опробованного сверху вниз разреза около 120 м.

Наиболее представительный образец F содержит 1 экземпляр верхнекампанского-нижнемаастрихтского вида Reinchardtites levis, а также мелкие Reticulofenestra spp., R. dictyoda, Chiasmolithus consuetus, Lophodolithus nascens, Coccolithus pelagicus, в совокупности дающих интервал поздний ипр-ранний лютет (52–45 млн лет) (рис. 91). В связи с преобладанием эоценовых видов верхнемеловая форма рассматривается как переотложенная. Еще в 6 пробах содержатся единичные формы нанопланктона. В образце C встречена Reticulofenestra cf. minuta (бартон-ранний олигоцен), в образце J – Chiasmolithus sp. (палеоцен-ранний олигоцен), в образце K – Chiasmolithus solitus и Reticulofenestra dictyoda (поздний ипр-бартон) и в образце S – Coccolithus pelagicus (палеоцен-ныне). В то же время образец I содержит 1 экземпляр Micula staurophora, встречающийся в интервале коньяк-маастрихт. Эта форма, по-видимому, переотложена. Палеогеновые виды из этой серии образцов соответствуют раннеипрско-раннелютетскому интервалу. определенному в образце F.

Вторая коллекция (образцы H1–12, 005–1/3, 4, 5) отобрана из алевропелитов флишевой толщи. Этот ряд образцов характеризует профильное пересечение флиша. Из 15 образцов нанофоссилии найдены в 7. Это исключительно мезозойские формы (обр. 005–1/5 – Watznaueria barnesae, байос-маастрихт: обр. H5, H12 – Micula staurophora, коньяк-маастрихт; H8 – Broinsonia parca constricta, Ahmuelerella regularis, кампан; обр. H9 – Reinhardtites anthophorus, турон-кампан; обр. H10 – Micula staurophora, Eprolithus floralis. Рис. 91. Стратиграфический интервал распространения видов нанопланктона, обнаруженных в терригенных отложениях северовосточной части о-ва Карагинский [Шапиро и др., 2004]

Eiffellithus turriseiffeli, E. eximius, Watznaueria barnesae, Retecapsa ficula, турон–сантон). Общий интервал распространения этих видов – сантон–кампан.

Хотя наши образцы из флишевой толщи содержат только меловые формы, ранее в этой же толще был найден позднезоценовый нанопланктон [Щербинина, 1997]. Кроме того, трековый возраст самых молодых неперегретых цирконов из песчаников и гравелитов этой толщи соответствует среднему эоцену-раннему олигоцену (46-30 млн лет), что исключает досреднезоценовый возраст самой толщи. Исходя из этого мы считаем, что меловые нанофоссилии из образцов флишевой толщи, вероятнее всего, также переотложены.

Третья коллекция (обр. H13 – H33) взята при профильном пересечении осадочного меланжа, характеризует его алевропелитовый матрикс и включает только три наполненных образца (16, 27 и 33). Они содержат Watznaueria barnesae, Micula staurophora и Eiffellithus turriseiffeli, соответствующие коньяк-маастрихтскому интервалу.

Наконец, четвертая коллекция (Ha21/A–Л) характеризует матрикс линзы галечных алевролитов в толще осадочного меланжа и отобрана из различных частей небольшого плоского водораздельного обнажения размером 20 × 30 м. Из 11 образцов три содержат только мезозойские нанофоссилии: И – Micula staurophora, Arkhangelskiella cymbiformis, Broinsonia parca constricta, кампан;



К – Watznaueria barnesae, байос-маастрихт, З – меловые формы, не определенные до вида. Один образец (В) содержит палеогеновые (эоцен-олигоцен) *Cyclicargolithus floridanus* и Sphenolithus moriformis (рис. 91). Но наиболее интересен образец А, где обнаружены слипшиеся в пеллете меловые *Eiffellithus eximus* и Eprolithus floralis (турон-сантон), а в основном глинистом матриксе найдены *Reticulofenestra umbilicus, Coccolithus pelagicus, Dictyococcites bisectus, Sphenolithus predistentus,* сонахождение которых указывает на интервал бартон-низы олигоцена (41–28 млн лет) (рис. 91). Очевидно, что именно молодой комплекс определяет возраст галечных алевролитов и тем самым значительной части осадочного меланжа.

Выводы

Проблема переотложения нанопланктона. Наименее прогнозируемый результат проведенных исследований – выявление в изученных толщах двух комплексов нанопланктона: переотложенного верхнемелового и находящегося в породах in situ эоцен-олигоценового. При этом в количественном отношении и по степени сохранности форм переотложенный комплекс не уступает инситному, а по частоте встречаемости даже превосходит его. В частности, в образцах алевропелитов, отобранных нами из флиша, были найдены исключительно меловые формы. Только трековые определения цирконов из песчаников этой толщи, а также более ранние находки в ней эоцен-олигоценового нанопланктона [Щербинина, 1997] заставляют считать позднемеловые формы переотложенными.

В алевропелитах надхынхлонайской толщи наряду с преобладающими эоценовыми также найдены позднемеловые формы. В одном из образцов (F) позднемеловой вид встречен вместе с кайнозойскими. В образце (Ha21A) из матрикса галечных алевропелитов в осадочном меланже также наблюдалось сонахождение позднемеловых (турон-сантонских) видов и бартон-раннеолигоценовых форм. В последнем случае меловые формы встречены внутри пеллета биогенного происхождения.

Инситный комплекс нанопланктона в надхынхлонайской толще указывает на ее ранне-среднеэоценовый возраст и заметно отличается от верхнеэоцен-нижнеолигоценового комплекса, ранее описанного во флишевой толще [Щербинина, 1997]. Инситный нанопланктон из осадочного меланжа. найденный в двух образцах из одного обнажения, практически не содержит форм, отличающихся от нанопланктона во флише, и соответствует позднему эоцену–раннему олигоцену.

Вопрос об источнике переотложенного нанопланктона и способах его переотложения остается открытым. Очевидно, что источником была какаято верхнемеловая, преимущественно сантон-кампанская, вероятнее всего. слаболитифицированная толща, где значительная часть нанопланктона захоронялась в пеллетах, при размыве способных к дальнейшей транспортировке. На Камчатке и в южной части Корякского нагорья в ближайших окрестностях о-ва Карагинского преимущественно сантон-кампанский возраст имеют ватынская и ирунейская кремнисто-вулканогенные толщи, которые во второй половине эоцена и в олигоцене, после коллизии дуги с континентом, безусловно, подвергались интенсивному размыву. Однако в самих этих сериях нанопланктон не описан. Источник песчаников и галек во флише и меланже, базальтовых олистолитов во флише и туфово-базальтовых линз в меланже на юго-востоке о-ва Карагинского до сих пор не известен. По-видимому, и источник переотложенного позднемелового нанопланктона в аргиллитах эоцен-олигоценовых терригенных толщ острова был связан с еще не выявленной питающей провинцией.

Таким образом, пример эоцен-олигоценовых отложений о-ва Карагинского показывает, что переотложение нанопланктона из более древних осадков в существенно более молодые не только возможно теоретически, но может иметь большие масштабы. Если содержание нанопланктона в породах низкое, а число отобранных проб небольшое, такое переотложение может служить источником серьезных ошибок в датировках терригенных толщ.

Трековое датирование обломочных цирконов. Проведенные исследования в целом подтвердили ранее сформулированный вывод о том, что в песчаниках, накопившихся в тектонически активных зонах, возраст наиболее молодой популяции обломочных цирконов, как правило, очень близок к возрасту самих песчаников. В частности, датировка цирконов в тефроидах из надхынхлонайской толщи (50,2 ± 3,2 млн лет) совпадает с датировкой этой толщи по нанопланктону (поздний ипр-нижний лютет). Датировка туфогенных песчаников в меланже (обр. Ka22 – 26,1 ± 1,5 млн лет) очень близка к нанопланктонной датировке матрикса соседних галечных алевропелитов (На21 – бартон-начало олигоцена). Возраст большей части цирконов из песчаников флиша заключен в том же интервале (46-30 млн лет), что и возраст самого флиша по нанопланктону [Щербинина, 1997]. С другой стороны, интервал датировок молодой популяции цирконов в меланже (26-18 млн лет) моложе предполагаемого по радиоляриям возраста этого комплекса [Чехович и др., 1990]. Возможно, это связано с тем, что большая часть кремней в меланже – это олистолиты, более древние, чем матрикс.

Близость возраста молодых популяций цирконов и вмещающих их песчаников можно объяснить тем, что эти цирконы связаны либо с синхронным вулканизмом, либо с очень быстрой эксгумацией и остыванием интрузий в питающей провинции. Некоторые песчаники из осадочного меланжа (обр. Ka22) действительно содержат заметную туфогенную примесь. Но в большинстве песчаники флишевого комплекса Карагинской аккреционной призмы не несут явных признаков туфогенного происхождения. Более чем наполовину они состоят из кислых вулканитов и гранитоидов и их производных (кварца и плагиоклазов) [Шапиро, 1984; Шапиро и др., 2000]. Следовательно, можно предполагать, что источником цирконов были кислые магматические породы питающей провинции. Есть и возможность проверки таких предположений, так как определен трековый возраст цирконов не только в песчаниках, но и в гравелитах флиша, сложенных кислыми эффузивами, а также в гальках и валунах риолитов и гранитов из галечных алевролитов во флише и осадочном меланже [Ledneva et al, 2004].

Выяснилось, что цирконы в гравелитах имеют тот же возраст, что и в песчаниках, в гранитах галек они имеют палеоценовый возраст, а в риолитах из тех же галечных скоплений – маастрихтский. Разница в значениях возраста гранитов и риолитов легко объясняется необходимостью некоторого интервала времени для эксгумации гранитов. Можно было бы ожидать, что совместный размыв этих пород сформирует две популяции циркона: одну, соответствующую вулканизму в конце мела, а вторую, соответствующую выведению на поверхность неглубоких интрузий. Возможно и объединение этих популяций в одну с модой около 65 млн лет. В некоторых песчаниках и гравелитах (обр. Ка9, Ка11) популяция цирконов примерно этого возраста действительно выделяется. Но таких цирконов значительно меньше, чем цирконов, субсинхронных осадконакоплению.

Вместе с тем в осадочном меланже есть линзовидные тела песчаников и гравелитов (обр. Ka20), где первая популяция цирконов имеет возраст 70 млн лет. Это либо олистолиты меловых песчаников, либо фрагменты песчаных слоев, близких по возрасту к другим песчаникам, но лишенных циркона, образующего молодую популяцию.

Единственная трековая датировка туфа из осадочного меланжа (обр. Ka18) соответствует началу кампана (82 млн лет). Наиболее вероятное объяснение такого возраста – залегание туфов в виде олистолитов или олистоплак.

Полученные данные подтверждают заключение [Чехович и др, 1990], что терригенные породы, образующие основной объем флишевого комплекса и комплекса осадочного меланжа в юго-восточной части о-ва Карагинского, накопились со второй половины среднего эоцена до начала миоцена. Наблюдается также некоторое омоложение осадочных отложений в этих комплексах с северо-запада на юго-восток, т.е. от континента к палеожелобу. Наиболее молодые трековые датировки песчаников получены из осадочного меланжа.

Формирование аккреционной призмы. Начало и завершение формирования тектонической структуры Карагинской аккреционной призмы не отражено ни в каких геологических соотношениях. Исходя из модели формирования аккреционных призм можно предполагать, что чешуйчатые надвиги и складки во флишевом комплексе, так же как и хаотические комплексы осадочного меланжа, формировались субсинхронно осадконакоплению. В этом случае обнаженная на острове верхняя часть аккреционной призмы соответствует среднезоцен-раннеолигоценовой субдукции под Камчатку. В это время формируется Кинкильский (Западно-Камчатско-Корякский) вулканический пояс на перешейке п-ова Камчатки [Гладенков и др., 1997; Объяснительная записка..., 2000]. Одновременно в конце эоцена и самом начале олигоцена, по-видимому, продолжался вулканизм в Говенской дуге. Но взаимосвязь Карагинской призмы с Говенской дугой менее вероятна, так как. во-первых, начиная с олигоцена сомнительно продолжение Говенской дуги на Карагинский остров, где этот интервал разреза представлен осадочными терригенными толщами, а, во-вторых, Карагинская призма расположена слишком близко к осевой зоне острова, куда предполагается продолжение Говенской дуги. В современных дугах между аккреционной призмой и вулканической дугой расположены преддуговые структуры общей шириной свыше ста километров.

Наиболее молодые датировки песчаников в осадочном меланже, соответствующие началу миоцена, не позволяют исключить и того, что Карагинская аккреционная призма продолжала формироваться до начала миоцена, а в своей подводной части и позднее. Таким образом:

– в изученных алевропелитах северо-восточной части о-ва Карагинского содержатся два обедненных в видовом и количественном отношении нанопланктонных комплекса. Один, имеющий возраст от ипра–лютета (алевропелиты, перекрывающие вулканиты хынхлонайской свиты) до бартона–олигоцена (комплекс осадочного меланжа), рассматривается нами как инситный, отражающий возраст осадков. Другой, состоящий из позднемеловых–палеоценовых форм, – результат перемыва более древних осадков в пределах неизвестной питающей провинции. При этом по количеству, разнообразию форм и по степени их сохранности переотложенный нанопланктонный комплекс не уступает инситному;

– возраст наиболее молодой популяции обломочных цирконов согласно данным трекового датирования в большинстве изученных пород близок к возрасту осадконакопления. В надхынхлонайской толще она соответствует рубежу ипра и бартона, что совпадает с возрастом инситного нанопланктона в образце F. Во флише она варьирует от 46 (бартон) до 30 млн лет (ранний олигоцен), что также соответствует возрасту толщи по нанопланктону [Щербинина, 1997]. Данные по осадочному меланжу менее очевидны, но там. где можно одновременно оценить и возраст алевропелитов по инситному нанопланктону (обр. Ha21 – бартон–низы олигоцена), и возраст молодой популяции цирконов в ближайших туфогенных песчаниках (обр. Ka22 – $26,1 \pm 1,5$ Ma), эти оценки не противоречат друг другу;

– на северо-востоке о-ва Карагинского от осевой зоны, сложенной островодужными вулканитами мела и раннего палеогена, в юго-восточном направлении наблюдается омоложение терригенных толщ. Образцы из флишевого комплекса относятся к бартону–нижнему олигоцену, а осадочный меланж, судя по трековым датировкам обломочного циркона, охватывает олигоцен-нижнемиоценовый интервал. Омоложение пород в сторону желоба при резком преобладании падения слоев в противоположном направлении типично для аккреционных призм.

4.7. Эволюция Восточно-Камчатской аккреционной призмы

Камчатка – один из классических примеров континентальной окраины, структура которой сформирована относительно медленными процессами надсубдукционной аккреции, прерываемыми короткими эпизодами коллизий островных дуг с континентом. В структуре Восточной Камчатки сохранились террейны, соответствующие двум внутриокеаническим островным дугам: Озерновско-Валагинской и Кроноцкой, и разделяющая их полоса чешуйчато-надвиговых структур восточной вергентности (рис. 92). Эта полоса выделяется в качестве Восточно-Камчатской кайнозойской аккреционной призмы. Расшифровке кайнозойской эволюции этой части региона препятствует недостаток информации о возрасте широко развитых здесь терригенных толщ. Терригенные толщи Восточно-Камчатской аккреционной призмы обнажены в хр. Кумроч, где и отбирались образцы песчаников. Возраст обломочных цирконов, выделенных



Рис. 92. Схема тектонического строения юго-восточной части п-ова Камчатка, с изменениями по [Геологическая карта..., 1989: Шапиро. 1995; Объяснительная записка..., 2000]

1 – четвертичные отложения; 2 – Восточно-Камчатский вулканический пояс (плиоцен-четвертичный); 3 – Центрально-Камчатский вулканический пояс (олигоцен-четвертичный); 4 – олигоцен-миоценовые терригенные отложения; 5 – вулканогенные образования Озерновско-Валагинской островной дуги и ее терригенного чехла (верхний мел-нижний эоцен); 6, 7 – Восточно-Камчатская аккреционная призма: 6 – терригенные отложения Станиславской (средний-верхний эоцен) и Ветловской зон (палеоцен-нижний эоцен), 7 – терригенные отложения Тюшевской зоны (олигоцен-миоцен); 8 – терригенно-вулканогенные образования Кроноцкой островной дуги (верхний мел-эоцен); 9 – геологические границы (а) и главные надвиги (б); 10 – современная зона субдукции

из песчаников, определялся методом трекового датирования. При изучении немых терригенных толщ, после накопления не подвергавшихся нагреву выше 220–240 °C, трековый возраст самых молодых зерен циркона определяет нижний предел возраста осадков, а во многих случаях близок к возрасту осадконакопления. В этом разделе приводятся определения трекового возраста обломочных цирконов из песчаников дроздовской. станиславской свит и тюшевской серии, обнажающихся в хр. Кумроч. Проведенное датирование позволило реконструировать эволюцию Восточно-Камчатской аккреционной призмы.

4.7.1. Геологическое строение Восточной Камчатки в районе хребта Кумроч

Хребет Кумроч, самый северный в системе восточных хребтов Камчатки, состоит из четырех продольных структурно-формационных зон, разделенных крупными разрывами (рис. 92). Западная (Хапицкая) зона сложена островодужными вулканитами хапицкой свиты, согласно перекрытыми флишем дроздовской свиты и вместе с этим флишем смятыми в опрокинутые на восток линейные складки. Единичные находки радиолярий из хапицкой свиты в северной части хр. Кумроч ограничивают ее возраст кампаном и первой половиной палеоцена [Зинкевич и др., 1993]. Согласно опубликованным реконструкциям. основанным на геохимических и палеомагнитных данных, хапицкая свита формировалась в пределах внутриокеанической островной дуги (Озерновско-Валагинская палеодуга) [Зинкевич и др., 1993; Шапиро, 1995; Шапиро и др., 1997]. Песчаники дроздовской свиты представлены кварц-полевошпатовыми граувакками, возникшими при размыве окраины континента [Шапиро и др., 1993]. В настоящее время дроздовская свита датируется палеоценом-эоценом на основании сопоставления с тальниковской свитой Валагинского хребта, содержащей планктонные фораминиферы [Бахтеев и др., 1994].

Следующие три зоны в совокупности образуют Восточно-Камчатскую аккреционную призму. Станиславская зона, самая западная из них, к югу от р. Камчатки в значительной степени совпадает с новейшей депрессией оз. Ажабачьего (рис. 93). Эта зона имеет чещуйчато-надвиговое строение и сложена почти исключительно терригенными породами, объединяемыми в станиславскую свиту (по р. Станиславской в хр. Гамчен). Свита имеет двучленное строение: в основании видимого разреза залегают грубообломочные массивные песчаники, локально переходящие в гравелиты и мелкогалечные конгломераты, а вверх по разрезу эта толща сменяется флишоидными пачками. В составе станиславских песчаников и гравелитов преобладают вулканиты и кремни, сопоставимые с породами хапицкой свиты. Возраст станиславской свиты обоснован очень слабо. Она относится к палеоцену на основании определений споро-пыльцевых комплексов, песчаных бентосных фораминифер и некорректных сопоставлений ее верхней флишоидной части с дроздовской свито [Решения..., 1997].

Станиславская зона отделена от Хапицкой зоны крупным Ветловским надвигом (рис. 93), вдоль которого в составе станиславской свиты местами наблюдаются олистостромы с обломками пород хапицкой и дроздовской свит. Из этого можно сделать вывод, что первоначально разрыв между зонами был заложен как относительно пологий конседиментационный надвиг. К югу от оз. Ажабачьего среди песчаников станиславской свиты картируются многочисленные линзы туфов, сходных с хапицкими. Плохая обнаженность не позволяет однозначно определить характер их контактов, но вероятнее всего, это останцы деформированного пологого покрова.



Рис. 93. Геологическое строение хр. Кумроч к югу от р. Камчатки, составлена по [Геологическая карта..., 1989; Хотин, 1976; Шапиро и др., 1984], и схематический геологический профиль по линии А-Б

Хапицкая зона: 1, 2 – хапицкая свита: 1 – агломератовые туфы и базальты, 2 – псаммитовые и пелитовые туфы; 3 – дроздовская свита. Станиславская зона: 4-6 – станиславская свита: 4 – грубозернистые песчаники и гравелиты, 5 – флиш, 6 – олистостромы. Ветловская зона: 7, 8 – ветловская свита: 7 – кремнистые алевропелиты. 8 – алевропелиты. Тюшевский прогиб: 9-11 – тюшевская серия: 9 – конгломератовая толіца, 10 – чажминская и таловская свиты, 11 – оленинская свита; 12, 13 – четвертичные образования: 12 – базальты, 13 – рыхлые отложения: 14 – важнейшие структурные швы: а – Ветловский надвиг. 6 – сбросы и сдвиги; 16 – внутренняя структура (на профиле); 17 – точки отбора проб и номера образцов Следующая к востоку структурно-формационная зона хребта Кумроч обычно называется Ветловской по преобладающей здесь серии пород, наиболее представительные обнажения которой приурочены к бассейну р. Ветловой на севере хребта. Ветловская серия представлена преимущественно алевропелитами, кремнистыми алевропелитами и мелкозернистыми песчаниками с линзами кремней, яшм, пелитоморфных известняков и океанических базальтов [Цуканов, 1991]. Структура зоны определяется серией обращенных на восток крутых надвигов. Внутренняя структура большинства чешуй моноклинальна, кремнистые пачки, как правило, залегают структурно ниже терригенных. Преобладают крутые падения. Часто наблюдаются мелкие дисгармоничные складки и хаотические комплексы типа осадочных меланжей с блоками кремней и базальтов в алевропелитовом матриксе. По единичным находкам радиолярий и планктонных фораминифер ветловская серия отнесена к палеоцену и нижнему эоцену [Цуканов, 1991].

Граница Станиславской и Ветловской зон – разрывная (рис. 93), но менее четкая, чем тектонические границы между другими зонами. Более того, там, где верхняя часть станиславской свиты граничит с терригенными пачками ветловской серии, создается впечатление постепенного перехода между этими подразделениями. В некоторых случаях (север хр. Кумроч) станиславская свита выделяется как верхняя часть ветловской серии.

Непосредственно к югу от р. Камчатки восточной границей Ветловской зоны является надвиг Гречишкина [Шапиро и др., 1984; Бахтеев и др., 1997], по которому ветловская серия надвинута на олигоцен-миоценовые, преимущественно флишоидные толщи тюшевской серии, отделяющие полуострова – фрагменты Кроноцкой палеодуги от остальной Камчатки (рис. 92). Большая часть Тюшевской зоны представляет собой пологую, наклоненную на запад моноклиналь, но вблизи надвига Гречишкина она существенно осложняется складками и чешуями. Почти весь разрез охарактеризован фауной моллюсков, но в его основании залегает немая пачка конгломератов, сложенных в основном зелеными туфами риолитов – породами, типичными для палеоценовой тарховской свиты п-ова Камчатский Мыс.

4.7.2. Результаты трекового датирования обломочного циркона

Образцы песчаников (6–10 кг) были отобраны из отложений дроздовской, станиславской свит и тюшевской серии (рис. 93, табл. 20). Из каждого образца было датировано от 40 до 50 зерен циркона. Присутствие нескольких популяций циркона (рис. 94) позволяет предполагать, что породы после накопления не нагревались выше температуры закрытия трековой системы в цирконе – 215–240 °C [Brandon, Vance, 1992]. В пользу этого свидетельствуют также полевые наблюдения литологии и структуры терригенных отложений: в породах не отмечены вторичные минералы, формирующиеся при температуре выше 200 °C, отсутствует кливаж, образующийся при определенных *PT*-условиях. Таким образом, в изученных толщах трековые датировки цирконов отражают время их остывания в материнских породах питающей провинции, а возраст осадочной толщи не древнее возраста содержащихся в ней цирконов. Трековые датировки наиболее молодой популяции

Таблица 20. Значения трекового возраста популяций детритовых цирконов нз терригенных отложений хребта Кумроч (Восточная Камчатка)

Номер	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона, млн лет			
образца			PI	P2	P3	
Zh1	Дроздовская свита	55	66,7±5,0 (48,7%)	127,7±9,7 (51,3%)	-	
Zh2	Дроздовская свита	50	57,7±3,5 (65,2%)	128,2±13,0 (34,8%)		
Zh3	Дроздовская свита	50	55,9±4,4 (33,9%)	83,8±7,3 (46.6%)	137,2±17,4	
					(19,6%)	
Zh4	Дроздовская свита	45	68,3±6,2 (49,4%)	110,8±11,2 (50,6%)	-	
Zh5	Станиславская	50	40,9±3,9 (22,4%)	61,7±5,1 (55,0%)	80,8±12,8	
					(22,6%)	
Zh6	Станиславская	45	42,4±1,9 (100,0%)	—	-	
Zh7	Станиславская	45	40,7±3,1 (62,7%)	62,6±6,8 (37,3%)	-	
Zh8	Тюшевская	40	38,1±3,4 (32,5%)	73,2±6,9 (56,4%)	141, 5± 42,7	
					(11,1%)	
Zh10	Тюшевская	50	43,3±2,4 (72,1%)	94,4±10.5 (27.9%)	-	
Zh11	Тюшевская	50	50,0±2,9 (68,3%)	108,1±10,5 (31,7%)	-	

Примечания. Nt – число датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3 – популяции циркона. рассчитанные по программе BinomFit v 1.8 [Brandon, 2002]. Возраст приведен в млн лет, ошибка определения возраста соответствует ±1o, проценты в скобках отражают число зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt). Цирконы датированы с использованием метода внешнего детектора [Hurford, Carter, 1991], особенности методики изложены в [Garver et al., 1999а]. Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon^{MT} размером 2 × 2 см. Для каждого образца готовили 2 пластинки. Пластинки обдирались на наждачной бумаге (800 грит) и затем полировались с использованием алмазных паст (9 и 1 мкм) и пасты Al₂O₃ (0,3 мкм) на конечной стадии. Химическое травдение пластинок производилось составом NaOH-КОН при температуре 228 °C в течение 14-18 час (первая пластинка) и 18–22 час (вторая пластинка). После травления пластинки были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2 · 10¹⁵ нейтрон/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон Туф и Булак Туф и стекло-дозиметр с известным содержанием урана (CN-5) [Hurford, 1998]). При подсчете треков использовался микроскоп "Оlympus ВН-Р" с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1600, сухой метод; ζ-фактор [Hurford, 1998], вычисленный по 12 возрастным стандартам (FCT - 7, BL - 5) равнялся 345,09 ± 8,44 (А.В. Соловьев).

цирконов дают нижний предел времени осадконакопления вмещающих песчаников.

Дроздовская свита. Для определения возраста детритовых цирконов были отобраны четыре пробы среднезернистых песчаников. Цирконы разновозрастные, выделяются от двух до трех популяций (табл. 20, рис. 94, *A*). Скорее всего, опробованные песчаники не прогревались выше температуры закрытия трековой системы, и возраст цирконов соответствует их остыванию в источнике. Возраст молодой популяции циркона в образцах Zh2 (57,7 ± 3,5 млн лет) и Zh3 (55,9 ± 4,4 млн лет) соответствует танету. Это означает, что опробованные песчаники не могут быть древнее раннего эоцена. В образцах Zh1 (66,7 ± 5,0 млн лет) и Zh2 (68,3 ± 6,2 млн лет) возраст молодой популяции более древний, соответствующий маастрихту. По-видимому. в начале эоцена в пределах питающей провинции дроздовских песчаников





Р1, Р2, Р3 – пики разновозрастных популяций циркона (табл. 20), выделенных с помощью программы BinomFit 1.8 [Brandon, 2002]

существовали разновозрастные источники циркона. В целом полученные результаты не противоречат сопоставлению отложений дроздовской и тальниковской свит.

Обломочный материал, формировавший породы дроздовской свиты, поступал с континентальной окраины Евразии, где в начале эоцена происходила эксгумация, а также размыв блоков Охотско-Чукотского вулканического пояса, в том числе и гранитоидных интрузий [Garver et al., 2000b; Шапиро и др., 2001а]. Особенности строения и вещественный состав отложений дроздовской свиты, а также возраст молодой популяции цирконов в песчаниках позволяют сопоставлять их с верхними горизонтами лесновской серии, обнажающейся на перешейке п-ова Камчатка [Соловьев и др., 2001в; Соловьев и др., 20026]. Однако образования дроздовской свиты занимают иное структурное положение, стратиграфически перекрывая вулканиты Озерновско-Валагинской островной дуги, в отличие от лесновской серии. образующей автохтон надвига, аллохтон которого сложен комплексами этой дуги.

Станиславская свита. Значения возраста обломочных цирконов получены из трех проб грубозернистых вулканомиктовых песчаников станиславской свиты (табл. 20, рис. 94. *Б*). Молодая популяция во всех трех образцах (Zh5, Zh6, Zh7) имеет близкий возраст, соответствующий верхам среднего эоцена. Это означает, что опробованная толща не может быть древнее бартона. Таким образом, сопоставление станиславской и дроздовской свиты хр. Кумроч с тундровской свитой Кроноцкого п-ова. Тундровская свита представлена массивными грубообломочными песчаниками. согласно перекрытыми флишевой пачкой – олигоценовой чажминской свитой. содержащей фауну [Бахтеев и др., 1997].

Об источнике среднезоценовых цирконов в станиславской свите можно высказать несколько предположений. Характер осадочных пород станиславской свиты исключает далекий перенос обломочного материала. Состав обломков показывает, что главным источником были образования Озерновско-Валагинской дуги, где возраст наиболее молодых вулканитов соответствует среднему палеоцену. Можно предположить, что основным источником обломков станиславской свиты (точнее, ее наиболее грубообломочных толщ) являлись испытавшие быструю эксгумацию тектонические чешуи и клинья относительно глубоких горизонтов дуги, где температура превышала блокирующую для циркона. В то же время цирконы среднезоценового возраста в бассейн седиментации мог поставлять Западно-Камчатко-Корякский (Кинкильский) вулканический пояс, в пределах которого в это время происходил активный вулканизм [Гладенков и др., 1997; Объяснительная записка..., 2000]. Одновременно размывались и более поверхностные горизонты Озерновско-Валагинской дуги, откуда поступал циркон с раннепалеоценовым и позднемеловым возрастом, характерным для вулканитов хапицкой свиты.

Тюшевская серия. Три пробы песчаников отобраны из верхней, флишевой части разреза тюшевской серии, фаунистически датированной нижним–средним миоценом (20–12 млн лет) [Решения...., 1997]. В образцах выделяется от двух до трех возрастных популяций циркона (табл. 20.

рис. 94. В). Возраст молодой популяции соответствует дианазону от середины раннего до конца среднего эоцена (52-35 млн лет). В данном случае возраст накопления песчаников существенно моложе самой молодой популяции циркона, содержащегося в них. Это означает, что синхронно осадконакоплению в осадок не поступал ни тефрогенный циркон, ни материал из быстро поднимающихся "горячих" блоков. Между тем миоцен - время интенсивного и частично эксплозивного вулканизма в Срединном хребте Камчатки [Авдейко и др., 2002]. По-видимому, источником терригенного материала тюшевской серии была не Камчатка, а Кроноцкая дуга, которая в первой половине миоцена находилась еще достаточно далеко от Камчатки. Самыми молодыми магматитами этой дуги были эоценовые вулканиты и близповерхностные интрузии столбовской и кроноцкой серий. Они и могли быть главным источником цирконов молодой популяции в тюшевских песчаниках. В одном образце содержится несколько зерен относительно древнего (позлнеюрско-раннемелового) циркона. Их вероятным промежуточным коллектором являются пикежские песчаники африканской серии, явно связанные с размывом континентального блока [Шапиро, Хотин, 1973].

4.7.3. История формирования Восточно-Камчатской аккреционной призмы

Новые трековые датировки циркона из терригенных пород хр. Кумроч в сочетании с уже известными данными позволяют уточнить историю формирования Восточно-Камчатской аккреционной призмы.

В более или менее непрерывном виде эта история прослеживается с кампана, когда в северной части Пацифики примерно в 2000–3000 км к юго-востоку от того края Евразии, где сейчас находится Камчатка, закладывались расположенные кулисообразно Озерновско-Валагинская и Кроноцкая островные дуги [Левашова, 1999]. Озерновско-Валагинская дуга, под которую зона субдукции была наклонена в сторону океана, находилась на краю Тихоокеанской плиты, и в течение кампана, маастрихта и начале палеоцена быстро приближалась к северо-восточной окраине Евразии. Кроноцкая дуга по крайней мере до середины палеоцена не смещалась к северу. Здесь зона субдукции была наклонена в сторону материка, а сама дуга до середины эоцена, вероятнее всего, находилась на краю Евразиатской или Северо-Американской плиты. Дуги соединялись протяженным трансформным разломом.

Активный вулканизм в Озерновско-Валагинской дуге прекратился в середине палеоцена [Бахтеев и др., 1994] (рис. 95, *A*). Смена хапицкой свиты дроздовской отражает, во-первых, прекращение субдукции под дуги, а вовторых, приближение дуги к континенту, откуда начинает поступать терригенный материал. Полученные нами датировки цирконов из песчаников дроздовской свиты хр. Кумроч подкрепляют сопоставление этого комплекса с тальниковской свитой Валагинского хребта, палеоцен-раннеэоценовый возраст которой обоснован находками планктонных фораминифер. Деформация дуги следует за накоплением дроздовской свиты (рис. 95. *Б*). В Валагинском хребте первые деформации Озерновско-Валагинской дуги фиксируются предснатольским несогласием в интервале 50–45 млн лет [Бахтеев и др., 1994].



Рнс. 95. Внемасштабная схема формирования Восточно-Камчатской аккреционной призмы [Соловьев и др., 20046)

1 – океаническая кора; 2 – континентальный фундамент Западной Камчатки; 3 – Озерновско-Валагинская дуга и соответствующий террейн в структуре Камчатки; 4 – Кроноцкая дуга; 5–8 – терригенные комплексы: 5 – лесновский и дроздовский, 6 – станиславский, 7 – ветловский, 8 – тюшевский; 9 – современная аккреционная призма; 10 – спрединговый пентр; 11 – активный вулканизм.

А: поздний палеоцен (60–55 млн лет). События: прекращение субдукции под Озерновско-Валагинскую дугу, накопление чехла этой дуги (дроздовская свита), формирование отложений ветловской серии в бассейне между дугами, судбукция Тихоокеанской плиты под Кроноцкую дугу. Дуги. вероятнее всего, принадлежат к разным плитам.

Б: средний эоцен (45 млн лет). События: коллизия Озерновско-Валагинской дуги с Евразией, формирование Лесновского надвига, инверсия субдукции под Кроноцкой дугой.

В: средний-поздний эоцен (40-35 млн лет). События: прекращение субдукции под Кронопкую дугу и превращение дуги во внутриплитное поднятие на Тихоокеанской плите, начало субдукции Тихоокеанской плиты под Камчатку, накопление станиславской свиты.

Г: олигоцен-средний миоцен (30–15 млн лет). События: накопление терригенного чехла на склонах Кроноцкого поднятия (тюшевская серия), продолжение субдукции Тихоокеанской плиты под Камчатку и наращивание аккреционной призмы за счет "соскабливания" ветловской серии.

Д: плиоцен (5 млн лет). События: коллизия Кроноцкой дуги с Камчаткой, сдирание чехла (тюшевская серия) со склона Кроноцкого поднятия и присоединение этого чехла к аккреционной призме

Кроноцкая дуга начала северный дрейф примерно тогда, когда прекратился вулканизм в Озерновско-Валагинской дуге или даже несколько позже, когда Озерновско-Валагинская дуга уже стала частью Евразии. Начало быстрого северного дрейфа Кроноцкой дуги было обусловлено отмиранием желоба к югу от нее и заложением такого желоба к северу (рис. 95, \overline{B}). Но уже к концу эоцена (40-35 млн лет) активный вулканизм в Кроноцкой дуге прекратился, и она продолжала северо-западный дрейф как внутриплитный "асейсмичный" хребет на Тихоокеанской плите (рис. 95, *B*, *Г*). Начиная с этого времени сближение Тихоокеанской плиты с Евразией могло компенсироваться только в зоне поглощения, протянувшейся вдоль Камчатки. Развитие этой зоны субдукции закончилось коллизией Кроноцкой дуги с Камчаткой в конце миоцена, что фиксируется региональным предплиоценовым несогласием и становлением протяженного тектонического шва – надвига Гречишкина (рис. 95, Д). Систему крутых чешуйчатых надвигов и опрокинутых на восток складок, сложенных отложениями станиславской, ветловской и тюшевской свит, можно рассматривать как аккреционную призму, структурно формировавшуюся между коллизиями Озерновско-Валагинской и Кроноцкой дуг с Евразией, т.е. с середины эоцена до конца миоцена.

Специфика этой призмы – в ее трехчленном строении, отражающем три разные обстановки накопления ее пород. Наиболее древние породы ветловской серии слагают центральную структурно-формационную зону и представлены преимущественно гемипелагическими осадочными образованиями, в меньшей степени пелагическими, а также океаническими базальтами палеоцена и раннего эоцена. По-видимому, это осадки того бассейна, который разделял Озерновско-Валагинскую и Кроноцкую дуги (рис. 95, *A*, *Б*, *B*). Субдукция литосферы этого бассейна под Камчатку привела к частичному счещуиванию этих осадочных отложений, большая часть которых, вероятно, поглощена в зоне субдукции.

Грубообломочные терригенные породы низов станиславской свиты сформировались практически целиком за счет размыва Озерновско-Валагинского островодужного террейна и отражают контрастный рельеф, образованный либо в результате коллизии Озерновско-Валагинской дуги с Евразией, либо при заложении новой зоны субдукции в тылу этого островодужного террейна. Новые датировки грубообломочных пород станиславской свиты (менее 40 млн лет) позволяют исключить их непосредственную связь с коллизией Озерновско-Валагинской дуги, которая произошла существенно раньше (не позднее 45 млн лет назад). Поэтому мы предполагаем, что грубообломочные толщи станиславской свиты фиксируют этап заложения новой зоны субдукции на северо-восточной окраине Евразиатского континента. До этого (примерно с 45 до 40 млн лет) сближение Тихоокеанской плиты с Евразией могло компенсироваться субдукцией под Кроноцкую дугу. На начальной стадии образования аккреционной призмы ее основной объем формировался за счет обломочного материала Озерновско-Валагинской дуги (станиславская свита), поступавшего в желоб со стороны высоко поднятой окраины континента (рис. 95, В, В1). Позднее призма наращивалась главным образом за счет чехла субдуцируемой плиты (ветловская серия) (рис. 95, В, Г).

Одновременно с формированием на краю континента аккреционной призмы на склонах Кроноцкого поднятия накапливался шлейф терриген-

ных осадков, образующих тюшевскую серию (рис. 95, *B*, *Г*). Судя по возрасту наиболее молодых цирконов (древнее 38 млн лет) из песчаников тюшевской серии, терригенный и тефрогенный материал с континента не поступал сюда вплоть до середины миоцена. Это хорошо согласуется с другими данными, указывающими на плиоценовую датировку коллизии Кроноцкого поднятия с Камчаткой. В начале этой коллизии часть олигоцен-миоценового чехла Кроноцкого поднятия была содрана со своего основания и присоединена к Восточно-Камчатской аккреционной призме (рис. 95, \mathcal{I}) как ее третья составная часть (восточная), т.е. Тюшевская структурно-формационная зона.

Выводы

1. Возраст молодой популяции цирконов в песчаниках дроздовской свиты (хр. Кумроч) соответствует концу позднего палеоцена (55,9 ± 4,4: 57,7 ± 3,5 млн лет). Формирование дроздовской свиты началось в конце палеоцена и продолжалось в раннем эоцене. Полученные датировки не противоречат сопоставлению дроздовской свиты с верхнепалеоцен-нижнеэоценовой тальниковской свитой Валагинского хребта.

2. Возраст молодых популяций цирконов в грубообломочной толще станиславской свиты (40,7 ± 3,1; 40,9 ± 3,9; 42,4 ± 1,9 млн лет) указывает на то. что ее накопление началось не ранее середины бартона. Поэтому сопоставление станиславской и дроздовской свит неправомерно. Значительно более вероятно сопоставление станиславской свиты хр. Кумроч с тундровской свитой Кроноцкого перешейка.

3. Возраст молодых популяций цирконов в песчаниках тюшевской серии (от 50,0 ± 2,9 до 38,1 ± 3,4 млн лет) значительно древнее возраста самих песчаников (нижний-средний миоцен, 24–11 млн лет). Это означает. что в пределах питающей провинции тюшевских песчаников не было постэоценовых источников циркона, связанных с вулканической деятельностью. Следовательно, Камчатка с интенсивным вулканизмом в Срединном хребте такой провинцией быть не могла, и тюшевская серия формировалась за счет размыва Кроноцкого поднятия, где вулканизм закончился в эоцене.

4. Специфическое деление Восточно-Камчатской аккреционной призмы на три продольные структурно-формационные зоны: Станиславскую, Ветловскую и Тюшевскую отражает три стадии ее образования. Станиславская зона формировалась в момент максимально контрастного рельефа при заложении новой зоны субдукции вдоль Камчатки после отмирания Кроноцкой дуги. Ветловская зона формировалась несколько позднее в результате растянутого во времени сдирания и счещуивания чехла океанического бассейна, разделявшего Озерновско-Валагинскую и Кроноцкую дуги с середины палеоцена до конца миоцена. Тюшевская зона – это частично содранный со своего основания олигоцен-миоценовый чехол Кроноцкого "асейсмичного" хребта, возникшего на месте утратившей свою активность Кроноцкой дуги и столкнувшегося с Камчаткой в конце миоцена.

4.8. Тектоническая эволюция метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки

Современная структура Камчатки сформирована за счет аккреционноколлизионных процессов, происходивших в конце мезозоя-кайнозое в пределах северо-восточной окраины Евразии. Одним из важных моментов кайнозойской истории региона была коллизия меловой островной дуги с Евразией [Konstantinovskaia, 2000; Soloviev et al., 2002]. Северный сегмент дуги по Лесновскому надвигу обдуцирован на отложения континентальной окраины в среднем эоцене [Соловьев и др., 20026]. Южный сегмент дуги (Валагинский) по Андриановскому шву надвинут на метаморфические комплексы Срединного хребта Камчатки. С востока на метаморфиты Срединного хребта шарьированы меловые-палеогеновые комплексы, сформированные в пределах Валагинской островной дуги и окраинного моря, отделявшего эту дугу от Евразиатской окраины [Зинкевич и др., 1994; Константиновская, 2002; Константиновская, 2003].

Происхождение и возраст метаморфических пород Срединного хребта Камчатки являются предметом дискуссий на протяжении последних 30 лет. Неясными остаются соотношения между различными метаморфическими единицами. Наибольшие дебаты вызывает вопрос о возрасте метаморфизма и протолита [Кузьмин, Чухонин, 1980; Watson, Fujita, 1985; Виноградов и др., 1991; Бондаренко и др., 1993; Виноградов, Григорьев, 1994; Бондаренко. 1997; Hourigan et al., 2001; Богданов, Чехович, 2002; Bindeman et al., 2002; Кузьмин и др., 2003а; Hourigan et al., 2003; Кирмасов и др., 2004]. Остается открытым вопрос о геотектонической природе метаморфитов Срединного хребта, которые рассматриваются разными исследователями как выступ Охотоморского микроконтинента [Ханчук, 1985; Константиновская, 2001] или Западно-Камчатской микроплиты [Богданов. Чехович. 2002; Богданов, Добрецов, 2002] с докембрийским возрастом фундамента, как продукт позднемелового метаморфизма и гранитизации [Лебедев и др., 1967], как результат эоценового метаморфизма, вызванного коллизией энсиматической островной дуги с северо-восточной окраиной Азии [Hourigan et al., 2003; Кирмасов и лр., 2004].

В 2001–2004 гг. автор принимал участие в детальных структурных и геохронологических исследованиях метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки [Хоуриган и др., 2004; Соловьев и др., 2004а; Кирмасов и др., 2004]. В результате этих работ были получены новые данные, которые позволили во многом пересмотреть имеющиеся модели формирования тектонической эволюции Срединного хребта Камчатки.

4.8.1. Общая характеристика структурно-вещественных комплексов Срединного хребта Камчатки

В южной части Срединного хребта Камчатки метаморфические образования протягиваются в меридиональном направлении на расстояние около 200 км при ширине выхода 30–40 км (рис. 96). Метаморфические образования Срединного хребта Камчатки традиционно подразделяются на три структурно-вещественных комплекса [Марченко, 1975; Ханчук, 1985]: высоко-



Рис. 96. Упрощенная тектоническая карта Срединного хребта Камчатки ([Zinkevich et al., 1998], с изменениями) и схема взаимоотношений главных структурных единиц

1 – миоцен-четвертичные отложения Центрально-Камчатского грабена; 2 – эоцен-четвертичные отложения Западно-Камчатского бассейна; 3 – трансгрессивное налегание; 4 – неоавтохтон, барабская свита (Бр) (50 млн лет) [Соловьев и др. 2004а]; 5 – несогласие в основании барабской свиты [Шапиро и др. 1986]; 6 – верхнемеловые образования островодужного террейна; 7 – Андриановский надвиг; 8 – малкинский комплекс (Мл); 9 – надвиг [Рихтер, 1995]; 10 – шихтинский (камчатский) комплекс (Шх); 11 – несогласие в основании шихтинского комплекса [Ханчук, 1985: Рихтер. 1995]; 12 – колпаковский и крутогоровский комплексы (Кл-Кр); 13 – сбросы; 14 – второстепенные разломы

метаморфизованные породы ядра (или основания) Срединно-Камчатского массива (колпаковская серия, прорванная гранитами крутогоровского комплекса), метаморфические породы чехла (малкинский комплекс: шихтинская, андриановская, алисторская, хейванская, химкинская свиты), слабометаморфизованные отложения аллохтонного Квахонского террейна.

Принципиальное значение имеют соотношения комплексов. В ранних работах [Марченко, 1975; Ханчук, 1985] было обосновано несогласное налегание пород малкинской серии в составе шихтинской, андриановской, хейванской, химкинской и алисторской свит (чехол) на породы колпаковской серии (фундамент) с выделением базальных конгломератов в основании шихтинской свиты [Ханчук, 1985; Рихтер, 1995]. Все контакты внутри малкинской серии предлагалось рассматривать как стратиграфические, при этом внутренняя структура этих образований трактовалась как слабонарушенная, с дислокациями в зонах отдельных разрывов. В последние годы развиваются представления о Срединном массиве, как о деформированном пакете тектонических чешуй различного возраста и происхождения [Савостин и др., 1992; Рихтер, 1995; Бондаренко, 1997]. В верховьях р. Крутогорова было установлено аллохтонное залегание пород андриановской свиты с фрагментами офиолитов в основании покрова [Рихтер, 1995], аналогичные наблюления были следаны в восточном обрамдении массива [Савостин и др., 1992]. В такой трактовке колпаковский комплекс, сложенный наиболее высокометаморфизованными образованиями, перекрывается отложениями камчатской серии (шихтинской свиты), на которую надвинуты островодужные метавулканиты андриановской свиты.

Колпаковская серия представлена силлиманитовыми, кианитовыми. кордиеритовыми, кордиерит-гиперстеновыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, редко - гранатовыми амфиболитами и кальцифирами [Ханчук, 1985]. Гнейсы часто мигматизированы. Породы колпаковской серии, первично метаморфизованные в условиях кианит-силлиманитовой фации (T от 560 до 800°С, P до 7-8 кбар) [Ханчук, 1985], затем подверглись диафторезу. Для диафторированных пород характерны обратная или сложная химическая зональность гранатов, полная или частичная их биотитизация, замещение кианита андалузитом. Породы колпаковской серии смяты в изоклинальные складки; фрагментарно, в зонах тектонических нарушений развиты наложенные структуры и текстуры. Глубокометаморфизованные образования колпаковской серии первично представляли собой преимущественно осадочные терригенные породы диорит-тоналитового состава с преобладанием железистых глинистых разностей [Ханчук, 1985]. В разрезе колпаковской серии описаны редкие маломощные прослои и линзы биотит-амфиболовых гнейсов, гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых амфиболитов, которые образовались по океаническим базальтам [Рихтер, 1995]. Линзовидная форма амфиболитовых тел, соответствующих по составу высокотитанистым океаническим базальтам, присутствие тел метакарбонатных пород, встречающихся среди преимущественно метатерригенных пород, позволяют считать возможными аналогами колпаковской серии приконтинентальные субдукционно-аккреционные призмы [Ханчук, 1985].

Гнейсы колпаковской серии прорваны биотитовыми гранитами *круто*горовского комплекса, относящимися к гранитам известково-щелочной серии [Рихтер, 1995]. Граниты разгнейсованы и переработаны поздними тектоническими процессами с развитием бластокатакластических структур и наложенных низкотемпературных минеральных ассоциаций.

Данные о возрасте колпаковской серии и крутогоровского комплекса весьма противоречивы. Возраст цирконов из гнейсов колпаковского комплекса, определенный Pb/Pb-методом, оказался равным 1,3 млрд лет [Кузьмин, Чухонин, 1980]. В работах [Кузьмин, Беляцкий, 1999; Кузьмин и др.. 2003а] приводятся новые U/Pb- и Sm/Nd- датировки, по мнению авторов, свидетельствующие о существовании континентальной коры на Западной Камчатке в раннепротерозойское время. Анализ К/Аг-датировок [Watson, Fujita, 1985], сделанных для метаморфитов фундамента, показывает, что они группируются около двух пиков: 100 млн лет (4 анализа) и 60-50 млн лет (7 анализов). Единичные определения из гнейсов показывают возраст 314 и 250 млн лет. А K/Ar- данные из гранитов, прорывающих метаморфиты фундамента, распределены в интервале от 120 до 10 млн лет (43 анализа) с главным пиком около 50 млн лет (13 анализов). Группы значений К/Аг-возраста около 100 и 60-50 млн лет назад согласно интерпретациям [Watson, Fujita. 1985; Богданов, Чехович, 2002] отражают время термальных событий, с которыми связан метаморфизм пород.

Rb/Sr-датировки, полученные для образований Срединно-Камчатского массива, составляют две группы – 110–140 и 65–70 млн лет [Виноградов и др., 1991: Виноградов, Григорьев, 1994]. Rb/Sr-изохрона, построенная по данным для кристаллических сланцев колпаковского комплекса, дает возраст 519 ± 23 млн лет, интерпретируемый как возраст формирования вулканических пород [Бондаренко и др., 1993]. Датирование цирконов из гнейсов колпаковской серии U/Pb-методом (SHRIMP) [Bindeman et al., 2002], показало для них широкий возрастной диапазон – от архея до среднего эоцена. Около 30% зерен циркона имеют докембрийские обломочные ядра, присутствуют обломочные цирконы с ядрами фанерозойского возраста (460-175 млн лет). Юрско-нижнемеловые цирконы (150-96 млн лет) образуют наиболее молодую популяцию обломочных цирконов. Цирконы с возрастом 96–75 млн лет с максимумом 77 ± 2 млн лет составляют 27% от всей выборки. Часть более древних обломочных ядер имеет оторочки с возрастом 77 млн лет, что позволяет авторам указанной выше работы сделать вывод о региональном метаморфизме в это время. Происхождение наиболее молодых цирконов с возрастом 47-53 млн лет связывают со вторым региональным метаморфическим событием. Отметим, что авторы работы [Bindeman et al., 2002] применили достаточно необычную схему опробования отложений колпаковской серии. В одной пробе были смешаны 15 образцов, отобранных в трех точках, расположенных на площади около 40 км². Вторая проба представляла собой 39 образцов, отобранных в пределах одного обнажения. На наш взгляд, подобную схему опробования вряд ли можно применять для датирования такого сложного объекта, как колпаковская серия.

Камчатская серия [Геологическая карта..., 1972; Марченко, 1975] (или шихтинская свита [Ханчук, 1985]) представлена преимущественно слюдяными сланцами с гранатом, ставролитом, кианитом, биотит-мусковитовыми плагиогнейсами и мигматитами. Степень метаморфизма камчатской серии изменяется от сланцев "зоны граната" до ставролитовой фации [Рихтер. 1995]. Условия метаморфизма соответствуют $P = 3 \div 4$ кбар, T не выше 630–640 °C [Ханчук, 1985]. Протолитом пород являлись глины с редкими прослоями песчаников от полимиктовых до аркозовых [Рихтер, 1995].

В.К. Кузьмин с соавторами (2003а) считают, что мигматиты колпаковской серии близки по возрасту микрогнейсам и сланцам камчатской серии и сформированы в докембрийское время. Породы камчатской серии залегают на крутогоровских гранитах с несогласием, с базальными конгломератами в основании [Ханчук, 1985; Рихтер, 1995]. На метаморфиты камчатской серии надвинуты образования андриановской свиты, надстраивающиеся вверх породами хейванской и химкинской свит [Савостин и др., 1992; Рихтер, 1995].

Малкинская серия включает отложения андриановской, хейванской и химкинской свит. В составе андриановской свиты преобладают актинолитхлоритовые, амфиболовые, эпидот-амфиболитовые, сланцы и амфиболиты. Андриановская свита (Срединный хребет, Камчатка) выделена Б.Ф. Дьяковым в 1955 г. В качестве андриановской свиты описаны метаморфизованные эффузивы и кварпитовидные полосчатые сланцы, залегающие на гнейсах и кристаллических сланцах колпаковской толщи. Возраст пород андриановской свиты условно определялся как протерозойский [Геология СССР..., 1964]. Затем образования андриановской свиты условно считались нижне-[Марченко, 1975] или среднепалеозойскими [Ханчук, 1985], триасовыми [Бондаренко, 1997], верхнемеловыми [Лебедев, 1967], докампанскими [Рихтер, 1995]. Выводы о возрасте отложений делались на основе данных о возрасте полстилающих и/или перекрывающих толщ, корреляций с другими структурными единицами. Единственными прямыми данными о возрасте андриановской свиты являлись Sm/Nd определения по валовым пробам основных пород, которые показали, "что возраст формирования амфиболовых сланцев андриановского комплекса ... соответствует 500 млн лет" [Кузьмин, Беляцкий, 1999; с. 41]. Протолитом пород андриановской свиты являются кремнисто-вулканогенные породы островодужного происхождения [Рихтер, 1995; Соловьев, Палечек, 2004], прогрессивно метаморфизованные в процессе покровообразования [Рихтер, 1993; Кирмасов и др., 2004].

Хейванская свита сложена метапесчаниками и метаалевролитами, реже аргиллитами и гравелитами. В отложениях хейванской свиты были обнаружены палеозойские споры. отвечающие девону-перми [Сиверцева, Смирнова, 1974; Сиверцева, 1975; Бондаренко, 1997]. Химкинская свита представлена альбит-актинолитовыми сланцами по туфам, туффитам, метапесчаникам, а также кварцитами. В составе алисторской свиты преобладают амфиболовые сланцы по ультраосновным и основным эффузивам [Ханчук, 1985; Бондаренко, 1997]. Отложения алисторской свиты рассматриваются как фациальный и возрастной аналог образований химкинской [Ханчук. 1985; Бондаренко, 1997] и андриановской [Бондаренко, 1997] свит. От андриановской к химкинской свите наблюдается постепенное уменышение степени метаморфизма, имеющее у разных исследователей различное объяснение [Лебедев, 1967; Ханчук, 1985; Виноградов и др., 1991; Рихтер, 1995]. В меньшей степени выражена латеральная метаморфическая зональность, не совпадающая с границами серий и свит [Лебедев, 1967].

Слабометаморфизованные и неметаморфизованные образования Срединного хребта представлены автохтонными или параавтохтонными отложениями хозгонской свиты позднемелового-палеоценового возраста [Шапиро и др., 1986; Hourigan et al., 2003], аллохтонными верхнемеловыми породами Ирунейского террейна (ирунейская и кирганикская свиты) [Зинкевич





Рис. 97. Схема геологического строения верховий р. Крутогорова [Геологическая карта..., 1967; Рихтер, 1995], с изменениями А.Б. Кирмасова (неопубликованные данные) и разрезы по линиям А-А' и В-В'

1-4 – аллохтон: 1 – сланцы химкинской свиты, 2 – сланцы хейванской свиты, 3 – сланцы и кварциты андриановской свиты, 4 – метагипербазиты; 5–7 – автохтон: 5 – сланцы камчатской серии, 6 – гнейсированные граниты крутогоровского комплекса, 7 – гнейсы и мигматиты колпаковской серии; 8–11 – "сшивающие" интрузии и неоавтохтон: 8 – равномернозернистые граниты, 9 – диориты, 10 – габброиды, 11 – туфы: 12 – разломы: а – установленные, 6 – предполагаемые; 13 – уступ вулкано-тектонической кальдеры вулкана Хангар; 14–15 – элементы залегания: 14 – сланцеватости (а – наклонной, 6 – субвертикальной), 15 – минеральной линейности: 16 – линии разрезов; 17 – номера детально изученных участков и др., 1994; Константиновская, 2003; Шапиро и др., 1986], неоавтохтонными молассоидными отложениями раннеэоценового возраста (барабская свита) [Шапиро и др., 1986].

4.8.2. Новые данные о структуре и возрасте структурно-вещественных комплексов Срединного хребта Камчатки

Детальные геологические и структурные наблюдения, а также геохронологические данные получены для четырех участков, расположенных в Срединном хребте Камчатки. Исследования проведены в центральной части хребта севернее вулкана Хангар (верховья р. Крутогорова) (рис. 97), на восточном склоне хребта (верховья р. Левая Андриановка) (рис. 109), в районе горы Бараба (рис. 118).

4.8.2.1. Район верховий р. Крутогорова

Геологическое строение района изучалось в ходе геолого-съемочных [Геологическая карта..., 1967] и тематических [Ханчук, 1985; Рихтер, 1995] работ. В ходе изучения района нами за основу принята схема А.В. Рихтера (1995) (рис. 97). В результате проведенных исследований удалось получить новые структурные и геохронологические данные, которые позволили уточнить имеющуюся схему.

Автохтон. Нижнее структурное положение занимают породы колпаковской серии, представленные биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, иногда с силлиманитом. Отмечаются редкие прослои биотит-амфиболовых гнейсов, гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых амфиболитов [Рихтер, 1995]. Породы смяты в мелкие изоклинальные складки и интенсивно мигматизированы. На водоразделе рек Крутогорова и Квахона в мигматизированных гнейсах четко различается лейкосома и меланосома (рис. 98). Породы колпаковской серии во многих местах прорваны гранитами, пегматитами, аплитами, гранодиоритами, аплитами, габброидами (рис. 99, 100).

Широкое разнообразие интрузивных пород, прорывающих гнейсы колпаковской серии, сильно усложняет расшифровку истории магматизма. Мигматиты, а также часть гранитных, пегматитовых и аплитовых тел являются синскладчатыми (или синкинематическими), так как развиваются параллельно осевым поверхностям складок и сланцеватости на крыльях складок ([Рихтер, 1995], а также оригинальные наблюдения автора).

Из пород колпаковской серии на водоразделе рек Крутогорова и Квахона были отобраны три образца для геохронологического датирования. Образец 02JH14 (рис. 97, 99) взят из биотит-плагиоклаз-кварцевых гнейсов. Образцы 02JH47 и 02JH48 – из мигматизированных гнейсов. Образец 02JH-(рис. 97) отобран из меланосомы. Образец 02JH47 был отобран как едины блок, в котором наблюдалась и лейкосома и меланосома. Затем в камеральных условиях блок был распилен, и лейкосома (02JH47/1) отделена от меланосомы (02JH47/2), выделение минеральных фракций также производилось отдельно. Из образцов выделены мономинеральные фракции циркона. мо-



Рис. 98. Мигматиты по гнейсам колпаковской серии Образец 02ЈН48 (см. рис. 97) отобран из меланосомы. Фото Дж.К. Хоуригана

нацита по стандартной методике в лаборатории минералогического и трекового датирования ГИН РАН под руководством В.В. Ляховича.

U/*Pb* (*SHRIMP*) *датирование циркона*. U/Pb изотопная система в цирконах имеет высокую температуру закрытия, оцениваемую в >900 °C [Lee et al., 1997]. Считается, что возраст циркона, измеренный U/Pb-методом, определяет время внедрения интрузивных пород, а U/Pb-система весьма устойчива к термальным воздействиям. В случае датирования метаморфических пород значения U/Pb возраста циркона будут отражать время кристаллизации (в случае изучения первично магматических пород) или соответствовать возрасту обломочных цирконов (в случае исследования первично осадочных пород). Датировки обломочных цирконов позволяют реконструировать нижний предел возраста осадконакопления пород и несут информацию об источниках сноса терригенного материала.

Цирконы из образцов и цирконы стандарта AS57 [Paces, Miller, 1993] помещали в эпоксидную смолу и полировали. Зерна циркона проверяли на от-



Рис. 99. Аплитовая дайка, прорывающая биотит-плагиоклаз-кварцевый гнейс Образец 02JH14 из колпаковской серии (см. рис. 97). Фото Дж.К. Хоуригана



Рис. 100. Фрагмент складчатой структуры гнейсов колпаковской серии на водоразделе рек Крутогорова и Квахона, см. рис. 97, участок II (А.Б. Кирмасов, неопубликованные данные)

I – биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы колпаковской серии; 2 – лейкократовые граниты; 3 – пегматиты; 4 – дайки диоритов и гранодиоритов

сутствие трещин и включений в отраженном и проходящем свете при увеличении 20. Для изучения зональности и внутренней структуры полированных цирконов использовался катодолюминесцентный детектор, смонтированным на сканирующем электронном микроскопе "JEOL JSM 5600" (рис. 101, *Б*).

Изотопные измерения проводились на SHRIMP-RG (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe-Reverse Geometry – чувствительный ионный зона высокого разрешения – обратная геометрия) в микроаналитическом центре "Станфорд-USGS" по стандартной методике [Muir et al., 1996]. Пучок



Рис. 101. Данные U/Pb-датирования (*A*) и катодолюминесцентный снимок (*Б*) цирконов из образца 02JH47/2 – меланосома из мигматита колпаковской серии [Hourigan et al., 2005]

A – график Тера–Вассербурга (конкордия) U/Pb SHRIMP значений возраста отдельных зерен: E – катодолюминесцентные снимки кристаллов циркона: B – зарисовка зерен по E. Белыми кружками показаны точки анализов. Ма – возраст в млн лет (±1 σ), приведены значения ²⁰⁷Pb-возраста зерен, скорректированные по ²⁰⁶Pb*/²³⁸U





²³⁸U ²⁰⁶Pb

отрицательно заряженных атомов кислорода диаметром ~30 мкм используется для ионизации вещества анализируемого кристалла. Каждое измерение состояло из 5 циклов, причем после четырех или пяти измерений для кристаллов с неизвестным возрастом проводилось измерение возрастного стандарта AS57. Концентрации урана и тория калибровались по SL13 [Williams et al., 1998].

Для значений возраста проведена ²⁰⁷Pb-корректировка, которая базируется на допущении, что в незначительно дискордантных цирконах присутствует простая смесь обычного и радиогенного свинца. Измеренное отношение ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb используется для корректировки обычного свинца. Возраст рассчитан экстраполяцией измеренных данных на конкордию вдоль линии, соответствующей модельному составу обычного свинца [Cumming, Richards, 1975] при аппроксимации для возраста единичных зерен. Для зерен древнее 1 млрд лет приводится ²⁰⁴Pb-возраст, корректированный по ²⁰⁷Pb^{*}/²⁰⁶Pb^{*}. Сильнодискордантные зерна исключались из расчетов средневзвещенного возраста или из анализа распределения возрастов отдельных зерен.

Для определения возраста протолита гнейсов колпаковской серии использованы образцы 02JH47/2 и 02JH48 (меланосома гнейсов). Из образца 02JH47/2 датировано 13 зерен. включая две пары ядро-оторочка (рис. 101). Конкордантные 207 Pb значения возраста зерен, скорректированные по 206 Pb*/ 238 U, распределены от 85,1 до 1859 млн лет. Одно незональное зерно с возрастом 54 млн лет и Th/U-отношением 0,02 является метаморфогенным. Зерно с возрастом 80 млн лет исключено из рассмотрения из-за ураганного содержания U и Th. Из образца 02JH48 датировано 11 зерен, включая две пары ядро-оторочка (рис. 102). Значения возраста зерен лежат в интервале от 64,0 ± 1,7 до 1859,0 ± 29,1 млн лет. Две оторочки дают значения возраста 49,4 ± 1,2 и 45,9 ± 2,1 с отношениями Th/U < 0,1, т.е. образовались в ходе метаморфизма. Анализ данных, полученных для двух образцов, показывает, что возраст протолита гнейсов колпаковской серии соответствует концу раннего мела-позднему мелу.

Как указывалось выше, образец 02JH47/1 был отобран из лейкосомы колпаковских мигматитов, в то время как образец 02JH47/2 – из меланосомы в одном и том же обнажении. Для цирконов обоих образцов характерны оторочки метаморфогенного циркона вокруг обломочных ядер, наблюдаемые на катодолюминесцентных снимках. Однако для цирконов из образца 02JH47/1 из лейкосомы (рис. 103) характерны более крупные и четче выраженные оторочки, чем для цирконов образца 02JH47/2 из меланосомы (рис. 101). Цирконы из лейкосомы мигматитов подверглись обрастанию метаморфогенным цирконом в большей степени, чем цирконы меланосомы. Для образца 02JH47/1 датированы две пары ядро–оторочка и 12 оторочек.

Рис. 102. Катодолюминесцентный снимок (*A*) и данные U/Pb-датирования (*B*) цирконов из образца 02JH48 – меланосома из мигматита колпаковской серии [Hourigan et al., 2005]

B – зарисовка зерен по A. Белыми кружками показаны точки анализов. Ма – возраст в млн лет (±1 σ), приведены значения ²⁰⁷Pb-возраста зерен, скорректированные по ²⁰⁶Pb*/²³⁸U; B – график Тера–Вассербурга (конкордия) U/Pb SHRIMP значений возраста отдельных зерен. В центре графика приведен катодолюминесцентный снимок циркона с древним ядром (170,6 ± 3,6 млн лет) и молодой оторочкой (45,9 ± 2,1 млн лет)



Например, для одной пары возраст ядра составил 247,5 \pm 7,3 млн лет, оторочки – 51,7 \pm 1,6 млн лет (рис. 103). Для оторочки характерное отношение Th/U равно 0,01, это типично для богатых флюидом метаморфических систем, когда окислительные условия резко увеличивают мобильность урана относительно тория. Средневзвешенный возраст, рассчитанный по 8 (с низким значением Th/U-отношения) из 12 анализов оторочек, равен 51,2 \pm 1,6 млн лет; СКВО составляет 0,97, это показывает, что разброс данных связан с аналитическими неточностями. Возраст оторочек метаморфогенного циркона из лейкосомы отражает время пика метаморфизма и анатектического плавления, которое в данном случае соответствует раннему зоцену.

U/Pb (SHRIMP) датирование монацита. Монацит (Ce,La,Th)PO₄ – минерал, который часто используется для U/Pb- и Th/Pb-датирования. Монацит, как правило, содержит < 0,5% U и от 1 до 30% Th [Overstreet, 1967]. Монацит обычно хорошо удерживает радиогенный Pb при метаморфизме. Монацит широко распространен в гранитах, пегматитах и метаморфических породах. Температура закрытия U/Pb-системы в монаците оценивается в 725 ± 25 °C [Parrish, 1990]. Монацит использовался для датирования возраста кристаллизации магматических пород и времени метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций [Parrish, 1990; Ireland, Gibson, 1998]. Отметим также, что использование геохронологической пары циркон–монацит дает дополнительные возможности и позволяет оценить скорость погружения осадков и их метаморфического преобразования в условиях конвергентных областей.

Единичные зерна монацита из образцов 02JH47/1, 02JH47/2, 02JH14 были датированы U/Pb- и Th/Pb-методами с использованием SHRIMP. Монациты из меланосомы (образец 02JH47/2) дали средневзвешенный Th/Pb-возраст по 10 зернам, равный 50,6 \pm 1,8 млн лет, из лейкосомы (образец 02JH47/1) по 12 зернам – 52,7 \pm 0,7 млн лет, из гнейса (образец 02JH14) по 11 зернам – 52,3 \pm 0,5 млн лет [Hourigan et al., 2005]. Значения Th/Pb-возраста монацита отражают либо время анатектического плавления и кристаллизации монацита, либо остывание сразу после максимума метаморфизма.

По нашим наблюдениям, большинство двуслюдяных лейкократовых гранитов с гранатом – анатектические и синкинематические. Данные геохронологического датирования подтверждают это (см. ниже). Однако, как справедливо было отмечено А.В. Рихтером (1995), граниты *крутогоровского комплекса* отличаются от анатектических гранитов. Они представлены преимущественно гнейсированными биотитовыми гранитами и залегают в

Рис. 103. Данные U/Pb-датирования (*A*, *Б*) и катодолюминесцентный снимок (*B*) кристаллов циркона из образца 02JH47/1 – лейкосома из мигматита колпаковской серии [Hourigan et al., 2005]

A – конкордия и катодолюминесцентный снимок кристалла, показана пара анализов ядро (247,5 ± 7,5 млн лет) – оторочка (51,7 ± 1,6 млн лет). Яркий СL имидж ядра указывает на умеренное Th/U-отношение, серый CL имидж оторочки – низкое Th/U-отношение; E – график Тера–Вассербурга (конкордия) U/Pb SHRIMP возрастов отдельных зерен; Γ – зарисовка зерен по *B*. Белыми кружками показаны точки анализов. Ма – возраст в млн лет (±1 σ), приведены значения ²⁰⁷Pb-возраста зерен, скорректированные по ²⁰⁶Pb*/²³⁸U


Рис. 104. Принципиальная схема соотношений комплексов на левобережье р. Крутогорова, участок І. положение участка см. на рис. 97 (А.Б. Кирмасов, неопубликованные данные)

I – гнейсовидные граниты крутогоровского комплекса; 2 – ставролит-гранат-биотитовые сланцы камчатской серии; 3 – амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы андриановской свиты; 4 – кварц-полевошпат-биотит-мусковитовые сланцы хейванской свиты; 5 – анатектические двуслюдяные лейкократовые граниты; 6 – кварцево-жильная полосчатость; 7 – разрывные нарушения

замке крупной антиформы – Хангарского гранито-гнейсового купола [Рихтер, 1995]. Структурно ниже тела крутогоровских гранитов залегают гнейсы колпаковской серии, а вмещающие породы в его кровле нигде не вскрыты. В некоторых местах гнейсированные граниты крутогоровского комплекса прорваны двуслюдяными гранитами с гранатом, по-видимому, имеющими анатектическое происхождение (рис. 104). Таким образом, наши наблюдения, подтвержденные геохронологическими данными (см. ниже), принципиально отличаются от данных А.В. Рихтера, который считал, что "граниты крутогоровского комплекса отличаются от анатектических гранитоидов (мигматитов) колпаковской серии и прорывают их" [Рихтер, 1995, с. 73].

Цирконы из гнейсовидных гранитов (образец 02LG24. рис. 97) крутогоровского комплекса датированы U/Pb SHRIMP методом. Получено 12 анализов по 10 зернам циркона, включая две пары ядро-оторочка. Большинство цирконов из гранитов, судя по катодолюминесцентным имиджам, зональны (рис. 105, *B*), однако имеются кристаллы с резорбированными ксеногенными ядрами (рис. 105, *B*, *Г*, зерна 8 и 6). Ядро зерна 6 датировано 1049 млн лет. оторочка – 77 млн лет. Средневзвешенный ²⁰⁷Pb-возраст, скорректированный по ²⁰⁶Pb*/²³⁸U и рассчитанный по 10 из 12 анализов, составил 78,5 ± 1,2 млн лет [Hourigan et al., 2005]. Данные U/Pb-датирования показывают, что кристаллизация крутогоровских гранитов произошла 78 млн лет назад, причем гранитный расплав захватил докембрийские обломочные цирконы.

Отложения камчатской серии (*шихтинской свиты*) перекрывают крутогоровские граниты со стратиграфическим несогласием. Породы камчатской

Рис. 105. Данные U/Pb-датирования (*A*, *Б*) и катодолюминесцентный снимок (*B*) кристаллов циркона из образца 02LG24. гнейсовидные крутогоровские граниты [Hourigan et al., 2005]

A – расширенный график Тера–Вассербурга (конкордия) U/Pb SHRIMP возрастов отдельных зерен: B – детальный график Тера–Вассербурга (конкордия) U/Pb SHRIMP возрастов отдельных зерен; Γ – зарисовка зерен по B. Белыми кружками показаны точки анализов. Ма – возраст в млн лет (±1 σ), приведены значения ²⁰⁷Pb-возраста зерен, скорректированные по ^{2(w}Pb*/²³⁸U



38 39 AUX

X120 100 µm

15 kV

(178.0 M

серии представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, ставролит-гранатбиотитовыми сланцами. В нижних частях разреза камчатской серии описаны плавающая мелкая галька и валуны (до 1,5 м) крутогоровских гранитов и пород колпаковской серии [Рихтер, 1995]. Нам не удалось найти конгломераты в основании камчатской серии, однако в районе участка III (рис. 97) наблюдалось стратиграфическое налегание биотит-полевошпат-кварцевых сланцев камчатской серии на слабогнейсированные биотитовые граниты. Контакт тектонизирован слабо.

Для образца 02АК06, отобранного из сланцев камчатской серии вблизи контакта с андриановской свитой (рис. 97, участок I), проведен термобарометрический анализ. Сланец сложен кварцем, биотитом, мусковитом, рудным минералом, отмечаются крупные порфиробласты граната (0,5–1,0 мм). испытавшие вращение. В составе граната от ядра к каемке происходит увеличение Mg-компонента при одновременном уменьшении Са- и Мп-компонентов. Это свидетельствует о том, что рост граната происходил при уменьшении давления. На основе гранат-биотитового термометра температура оценена в 550–650 °C [Hourigan et al., 2005].

Аллохтон. Вышележащие породы андриановской, хейванской и химкинской свит, объединяемые в малкинскую серию, образуют крупный тектонический покров, залегающий на гранитах крутогоровского комплекса и отложениях камчатской серии, с метаморфизованными серпентинитовыми меланжами в основании (рис. 97, разрезы; [Рихтер, 1995]). В верховьях на правом борту р. Крутогорова сильнотектонизированные метабазиты под отложениями андриановской свиты наблюдаются во многих местах. Андриановская свита сложена амфибол-хлоритовыми, амфиболовыми сланцами. Стратиграфически выше залегают метатерригенные отложения хейванской свиты, представленные черными аргиллитами с прослоями темно-серых песчаников, метаморфизованных от филлитов хлоритовой субфации до биотит-гранатовых сланцев [Рихтер, 1995]. Отложения хейванской свиты согласно перекрываются образованиями химкинской свиты, сложенной туфосилицитами, туффитами, туфопесчаниками, метаморфизованными в хлоритовой субфации. Таким образом, в аллохтоне структурно сверху вниз нарастает степень метаморфизма от хлоритовой субфации через биотитовую субфацию зеленосланцевой фации, "зону граната" до низов ставролитовой субфации. Структура и особенности метаморфизма образований малкинской серии (андриановская, хейванская и химкинская свиты) позволяют полагать, что метаморфизм был обусловлен становлением тектонического покрова [Рихтер, 1995].

Образец 02АS07 отобран из сланцев хейванской свиты (см. описание ниже и рис. 106). Цирконы из гранат-биотит-альбит-кварцевого сланца датврованы U/Pb SHRIMP методом. Возраст 43 зерен циркона, включая одну пару ядро-каемка, распределен в интервале от 106 млн лет до 2,65 млрд лет (рис. 107). Наиболее значимые пики при анализе распределения возраста отдельных зерен соответствуют концу раннего мела и раннему протерозою. Для метаосадочных пород возраст наиболее молодых зерен циркона может быть использован для оценки нижнего предела возраста осадконакопления или протолита. В данном случае самое молодое зерно отвечает возрасту 106,2 ± 5,9 млн лет (альб). Еще несколько зерен имеет альбский возраст Гранат-биотитовые сланцы хейванской свиты Образец 02АS-07

Закалочный контакт



Массивные биотитовые граниты Образец 02AS-04

Рис. 106. Фотография закалочного контакта гранитов со сланцами хейванской свиты (см. рис. 97)

На основании этих данных можно констатировать, что возраст протолита сланцев хейванской свиты – конец раннего мела.

"Сшивающие" интрузии. В одном из правых притоков р. Крутогорова нами наблюдались весьма интересные и очень важные для понимания эволюции региона взаимоотношения (рис. 97, место отбора образцов 02AS04 и 02AS07). Вблизи впадения ручья в р. Крутогорова обнажаются массивные равномернозернистые биотитовые граниты, затем отмечается зона метасоматически измененных гранитов, фактически превращенных в крупнозернистые мусковит-кварцевые породы. Выше залегает пачка тальк-хлоритовых сильнотектонизированных пород (метабазитов) мощностью 25-30 м. Выше опять обнажаются лейкократовые массивные биотитовые граниты, которые прорывают гранат-биотитовые сланцы. Отчетливо виден закалочный контакт (рис. 106), сланцы ороговикованы, вторая генерация биотита в сланцах ориентирована хаотично в результате посткинематического порфиробластеза. Судя по структурному положению, гранат-биотитовые сланцы залегают выше, чем зона надвига, учитывая состав сланцев, эти породы, скорее всего, относятся к хейванской свите. Таким образом, описанная гранитная интрузия является "сшивающей", т.е. прорывает автохтон, зону надвига, сложенную метабазитами, и аллохтон. Значит, ее возраст имеет принципиальное значение для определения возраста шарьирования.



Рис. 107. Катодолюминесцентный снимок (*A*) и данные U/Pb-датирования (*B*) цирконов из образца 02AS07 – сланец хейванской свиты [Hourigan et al., 2005]

112 Ma

1919 Ma

0

Б

E – зарисовка зерен по A. Серыми кружками показаны точки анализов. Ма – возраст в млн лет (±1 σ), приведены значения ²⁰⁷Pb-возраста зерен, скорректированные по ²⁰⁶Pb*/²³⁸U; B – график (конкордия) U/Pb SHRIMP возрастов отдельных зерен

Цирконы, выделенные из образца 02AS04 (массивный биотитовый гранит), датированы U/Pb SHRIMP методом. Цирконы представлены идиоморфными кристаллами с четко выраженной зональностью, характерной для зерен магматического генезиса (рис. 108, *Б*). Средневзвешенный ²⁰⁷Pbвозраст, скорректированный по ²⁰⁶Pb^{*/238}U и рассчитанный по 13 анализам. составил 51,5 ± 0,7 млн лет (рис. 108, *A*).

Таким образом, возраст внедрения и кристаллизации массивных биотитовых гранитов, прорывающих зону надвига на правом берегу р. Крутогорова, соответствует раннему эоцену (51,5 ± 0,7 млн лет).

Подчеркнем несколько важных наблюдений:

– возраст оторочек метаморфогенного циркона (51,2 ± 1,6 млн лет) из лейкосомы колпаковских мигматитов отражает время пика метаморфизма и анатектического плавления, которое в данном случае соответствует раннему эоцену;

– Th/Pb значения возраста монацита (50,6 ± 1,8, 52,7 ± 0,7, 52,3 ± 0,5 млн лет) из гнейсов и мигматитов колпаковской серии соответствуют либо времени анатектического плавления и кристаллизации монацита, либо остыванию сразу после максимума метаморфизма;

– внедрение анатектических и синкинематических гранитов происходило в раннем эоцене (51,5 ± 0,7 млн лет).

Таким образом, новые геохронологические данные позволяют сделать важный вывод. В раннем эоцене (52 ± 2 млн лет назад) произошло анатек-

220



Рис. 108. Данные U/Pb-датирования (*A*) и катодолюминесцентный снимок (*Б*) цирконов из массивных биотитовых гранитов (образец 02AS04) [Hourigan et al., 2005]

А – график Тера–Вассербурга (конкордия) U/Pb SHRIMP значений возраста отдельных зерен; Б – Ма – возраст в млн лет (±1σ), приведены значения ²⁰⁷Pb-возраста зерен, скорректированные по ²⁰*Pb*/^{2,38}U

тическое плавление пород колпаковской серии, что соответствует пику метаморфизма, внедрению анатектических гранитоидов. Все эти события происходили после надвигания пород малкинской серии.

4.8.2.2. Район верховий р. Левая Андриановка

В восточном обрамлении Срединного массива, в зоне Андриановского шва совмещены комплексы, испытавшие разную степень метаморфической и структурной переработки [Кирмасов и др., 2004] (рис. 109). Предполагается, что разрывные нарушения, разделяющие комплексы, являются надвигами [Зинкевич и др., 1994; Савостин и др., 1992] с западной вергентностью. Образования колпаковской и камчатской серий могут быть отнесены к **автохтону**. Терригенные отложения хозгонской свиты занимают сложное структурное положение и выделяются в качестве **параавтохтона**. Метавулканиты андриановской свиты и туфогенно-кремнистые отложения ирунейской свиты относятся к аллохтонному комплексу. В его строении можно выделять **нижний** (андриановская свита) и **верхний** (ирунейская свита) **аллохтонные комплексы**.

Общая структура центрального сегмента Андриановской шовной зоны представляет собой моноклинальный пакет тектонических пластин с падением разрывных нарушений и плоскостных структурных элементов в восточных-северо-восточных румбах (рис. 110, 111). Исследования были проведены на нескольких пересечениях в пределах двух участков (см. рис. 110, 112). Отдельные наблюдения были сделаны южнее, в области тектонического клина, сложенного образованиями хозгонской свиты (разрез E-E', рис. 111).

Северный участок. В пределах Северного участка нами изучалась структура колпаковской и камчатской серий и зоны разрыва с восточным падением поверхности сместителя, отделяющего породы камчатской серии от образований андриановской свиты (рис. 110, 111, разрезы А-А'. В-В'). Западный блок сложен биотитовыми, кианитовыми, силлиманитовыми гнейсами и мигматитами колпаковской серии, а также гранат-биотитовыми, биотитовыми, кварц-полевошпат-биотит-мусковитовыми. кварц-полевошпат-мусковит-хлоритовыми сланцами камчатской серии. Восточный блок представлен амфиболовыми, кварц-альбит-актинолитхлоритовыми сланцами, кварцитами андриановской свиты. В зоне разрыва в западном блоке отмечаются тектонические линзы амфиболитов мощностью до 10–20 м, в северной части участка породы камчатской серии интенсивно окварцованы с формированием отдельных маломощных горизонтов вторичных кварцитов мощностью до нескольких десятков метров.

Автохтон. Образования колпаковской серии отделены от пород камчатской серии разрывом, залеченным небольшими телами и дайками гранитоидов. В ряде случаев наблюдается переход от тектонитов и милонитов по породам камчатской серии к колпаковским гнейсам через серию сближенных разрывных нарушений. Внутренняя структура колпаковской серии резко дискордантна по отношению к структуре камчатской серии: сланцеватость и осевые поверхности складок имеют западные падения (рис. 111, разрез



Рис. 109. Геологическая схема восточного обрамления Срединного массива, верховья р. Левая Андриановка [Кирмасов и др., 2004], с изменениями по [Геологическая карта..., 1972] и использованием данных М.Н. Шапиро

1 – ирунейская свита, верхний мел: 2 – хозгонская свита, палеоцен (?); 3 – метавулканиты андриановской свиты, мел (?); 4 – камчатская серия; 5 – колпаковская серия; 6–8 – интрузивные образования: 6 – миоценовые граниты, 7 – позднемеловые сиениты, 8 – интрузии сложного базит-ультрабазитового состава; 9–12 – разрывные нарушения: 9 – главный Андриановский разлом. 10 – надвиги. 11 – разрывные нарушения (а), в том числе скрытые под чехлом четвертичных отложений (б); 12 – линии разрезов (см. рис. 111); 13 – участки детальных исследований (I – Северный, см. рис. 110; П – Южный, см. рис. 112)



Рис. 110. Геологическая схема Северного участка (см. на рис. 109, 112) [Кирмасов и др., 2004

l-2 – аллохтон: l – ирунейская свита, верхний мел; 2 – метавулканиты андриановской свиты; 3 – ав хтон: камчатская серия (a) и колпаковская серия (b); 4-l0 – интрузивные образования: 4 – синметамс фические (?) граниты. 5 – постколлизионные миоценовые граниты; 6, 7 – позднемеловые сиениты (6) том числе милонитизированные (7); 8 – сложные интрузии базит-ультрабазитового состава, в том ч габбро (a), габбро-пироксениты (b); 9 – дайки гранитов (a) и диоритов (b); l0 – дайки аплитов, мигмато зированные породы; l1 – амфиболиты, пироксениты; l2 – зоны окварцевания; l3 – тектонические брекчии; l4-l8 – разрывные нарушения (l4), в том числе надвиги (l5), сбросы (l6), предполагаемые рывы (l7) и скрытые под чехлом четвертичных отложений (l8); l9 – геологические границы (a), в числе предполагаемые под покровом четвертичных отложений (l5); 20-25 – элементы загегания: 20 – истости, 21 – сланцеватости, 22 – кливажа плойчатости. 23 – осевых поверхностей складок, 24 – минер ной линейности, 25 – шарниров складок, 26 – линии разрезов

B-B'), возрастает степень метаморфизма, появляются многочисленные жилы аплитов, нередко смятые в птигматитовые складки, отмечаются мигматиты.

Среди пород колпаковской серии достаточно часто наблюдаются тела пегматитов и гранитов. Образец 02JH117 отобран из тела пегматитов (рис. 109), субпараллельного гнейсовидности пород колпаковской серии и слабобудинированного. Структурные наблюдения показывают, что тело пегматитов является синкинематическим. Пегматиты состоят из кварца, калиевого полевого шпата с мусковитом и гранатом, и, вероятнее всего, имеют анатектическое происхождение. Цирконы из пегматита (образец 02JH117). датированные U/Pb SHRIMP, дают средневзвешенный ²⁰⁷Pb-возраст в 51,0 ± 1,4 млн лет, скорректированный по ²⁰⁶Pb*/²³⁸U и рассчитанный по 7 из 8 анализов, (рис. 113). Пегматит содержит большое количество достаточно крупных (до 1 мм) кристаллов монацита. Средневзвешенный Th/Pb-возраст монацита, рассчитанный по 12 анализам, составляет 52,1 ± 0,6 млн лет, СКВО = 0,12 [Hourigan et al., 2005].

Образец 02JH111 отобран из полого падающей на запад дайки гранитов (рис. 109), прорывающей гнейсы колпаковской серии и субпараллельной гнейсовидности. Выделенные из образца 02JH111 14 зерен датированы U/Pb SHRIMP. Обнаружено два захваченных зерна с возрастом 93 и 175 млн лет. Средневзвешенный ²⁰⁷Pb-возраст, скорректированный по $^{206}Pb^{*/238}U$ и рассчитанный по 12 из 14 анализов, составляет 52,6 ± 1,2 млн лет, СКВО = 6,0. Средневзвешенный ²⁰⁷Pb-возраст монацита из этого же образца, скорректированный по $^{208}Pb^{*/232}$ Th, равен 51,9 ± 0,7 млн лет [Hourigan et al., 2005].

Таким образом, данные U/Pb SHRIMP датирования циркона и монацита из пегматитовых и гранитных тел, являющихся синкинематическими, показывают, что их кристаллизация произошла в раннем эоцене.

Породы камчатской серии обладают сложной внутренней структурой. При восточных падениях сланцеватости в породах в зоне тектонического разрыва широко развиты складки восточной вергентности, нерелко с кливажем плойчатости, кливажные зоны разрыва параллельны полого падающим, часто горизонтальным, осевым поверхностям складок. Шарниры погружаются под небольшими углами как в северных, так и в южных румбах. В породах фрагментарно развита линейность, образованная крупными (до 1–2 мм) кристаллами и агрегатами биотита. По данным петроструктурного анализа ранние деформационно-метаморфические структурные парагенезы представлены проникающей сланцеватостью, метаморфической полосчатостью, на фоне которых широко развиты синкинематические порфиробласты граната и биотита. Направление вращения порфиробластов указывает на перемещение вниз, по падению сланцеватости. Породы камчатской серии подвергались вторичным преобразованиям. Общая направленность метаморфизма в породах камчатской серии ретроградная. Большинство структур и текстур имеет синкинематический характер и образует деформационно-метаморфический структурный парагенез, сформировавшийся в сдвиговой обстановке, в зоне пластичного сброса при прогрессирующем характере деформации на фоне снижения РТ-условий [Кирмасов и др., 2004].

15 А. В. Соловьев







Рис. 111. Геологические разрезы через Андриановскую зону, положение разрезов см. на рис. 109, 110 [Кирмасов и др., 2004]

1 – ирунейская свита, верхний мел; 2 – хозгонская свита, палеоцен; 3 – метавулканиты андриановской свиты; 4 – камчатская серия; 5 – колпаковская серия; 6 – синметаморфические (?) коллизионные граниты; 7, 8 – позднемеловые сиениты (7), в том числе милонитизированные (8); 9 – тектонические линзы пироксенитов и амфиболитов; 10, 11 – дайки гранитов (10) и диоритов (11); 12 – зоны окварцевания; 13 – разрывные нарушения; 14 – слоистость (сланцеватость)





Условные обозначения см. на рис. 110. местоположение - на рис. 109

Аллохтон. Сланцеватость в породах андриановской свиты полого падает к востоку-северо-востоку. В зонах внутриформационных разрывов степень рассланцевания возрастает, широко проявлены кварцево-жильная полосчатость, небольшие складки и кинкбанды (кинк-зоны). Наряду со складками западной вергентности более широко развиты "сбросовые" кинк-зоны и складки восточной вергентности. Ориентировка шарниров складок в кинк-зон в породах андриановской свиты позволяет предполагать наличие небольшой сдвиговой компоненты перемещения: левосдвиговой для "взбросовых" и правосдвиговой для "сбросовых" складок [Кирмасов и др., 2004

Южный участок. В пределах Южного участка нами были изучены образования ирунейской, андриановской свит, зона милонитов, развитых по продам камчатской серии (рис. 111, разрезы С–С', D–D', рис. 112), внутренняструктура хозгонского тектонического клина (рис. 111, разрез Е–Е').

Автохтон. При петротектоническом изучении пород камчатской сернкак и для Северного участка, устанавливается синкинематический характер порфиробластов граната, ставролита и биотита, ориентировка вращен



Рис. 113. Данные U/Pb-датирования (*A*) и катодолюминесцентный снимок (*Б*) цирконов из пегматита (образец 02JH117), прорывающего гнейсы колпаковской серии [Hourigan et al., 2005]

A – график Тера–Вассербурга (конкордия) U/Pb SHRIMP возрастов отдельных зерен; B – Ма – возраст в млн лет (±1 σ), приведены значения ²⁰⁷Pb-возраста зерен, скорректированные по ²⁰⁶Pb*/²³⁸U



которых указывает на сбросовую кинематику зоны тектонитов, иногда с правосдвиговой составляющей. По главной сланцеватости в породах автохтона развиты макрокливаж плойчатости, небольшие складки. Контакт образований камчатской серии и андриановской свиты резкий, проявлен отчетливо. В породах андриановской свиты на контакте фиксируются тела гранатовых амфиболитов.

Для образца 02JS42b, отобранного из сланцев камчатской серии вблизи контакта с гранатовыми амфиболитами андриановской свиты (рис. 109), проведен термобарометрический анализ. Сланец сложен кварцем, биотитом, мусковитом, рудным минералом, отмечаются крупные порфиробласты граната (0,5–1,0 мм). Гранат зонален, в составе граната от ядра к каемке происходит уменьшение Са-компонента. Это свидетельствует о том, что рост граната происходил при уменьшении давления. На основе гранат-биотитового термометра температура оценена в 550–650 °C [Hourigan et al., 2005].

Проба для геохронологического изучения отобрана из кристаллических сланцев (образец 112/11) камчатской серии к югу от рассматриваемой площади (рис. 109). Катодолюминесцентные имиджи кристаллов циркона указывают на то, что в пробе содержится несколько гетерогенных популяций циркона (рис. 114, Б, Г). Данные U/Pb SHRIMP датирования и гетерогенность кристаллов циркона показывают, что цирконы имеют обломочный генезис. Выполнено 54 анализа отдельных зерен: 47 значений возраста отдельных кристаллов конкордантны (рис. 114, А, В) и распределены от 55,2 ± 3,3 до 2048 млн лет [Hourigan et al., 2005]. Это подтверждает осадочный генезис протолита камчатских сланцев и указывает на разнородность и разновозрастность источников сноса терригенного материала. Наиболее молодые зерна циркона, происхождение которых связано, по-видимому, с синхронным вулканическим источником, определяют нижний предел осадконакопления протолита камчатских сланцев. Конкордантный возраст наиболее молодых зерен циркона соответствует палеоцену, таким образом, возраст протолита камчатских сланцев может считаться палеоиеновым.

Параавтохтон (?). Отдельные наблюдения были сделаны нами в пределах тектонического клина хозгонской свиты, "зажатого" между блоками, сложенными породами ирунейской и андриановской свит (рис. 109, рис. 111, разрез Е–Е'). В зоне верхнего тектонического контакта тектониты по кремнистым породам ирунейской свиты представлены меланжированными тонкорассланцованными породами, в матрикс которых погружены линзовидные включения, вытянутые вдоль сланцеватости и имеющие размеры до нескольких сантиметров. На поздних стадиях эволюции разрыва в компрессионной обстановке в зоне меланжа активно протекали процессы растворения

-

Рис. 114. Данные U/Pb-датирования (*A*, *B*) и катодолюминесцентный снимок (*Б*) цирконов из сланцев камчатской серии (образец 112/11) [Hourigan et al., 2005]

А – график Тера–Вассербурга (конкордия) U/Pb SHRIMP возрастов отдельных зерен; Б – график с конкордией U/Pb SHRIMP возрастов отдельных зерен; Г – зарисовка зерен по Б. Цифрами показаны номера датированных зерен и возраст соответствующего зерна в млн лет, приведены значения ²⁰⁷Pb-возраста зерен, скорректированные по ²⁰⁶Pb*/²³⁸U

под давлением. Нижний тектонический контакт обнажен слабо, отдельные выходы андриановской свиты представлены зелеными хлорит-серицитовыми сланцами с реликтами обломочных структур, и, вероятно, нижний тектонический контакт хозгонского клина срезан здесь более поздним крутопадающим разрывом (сбросом).

Образец 02JH87 отобран из песчаника хозгонской свиты (рис. 109). По составу песчаник является кварц-полевошпатовой грауваккой. Цирконы. выделенные из этого образца, весьма гетерогенны. U/Pb SHRIMP методом датировано 22 зерна циркона, возраст которых распределен в интервале от $52,7 \pm 5,4$ до 1970,4 $\pm 21,9$ млн лет. Наиболее вероятно, что возраст молодых зерен циркона отвечает палеоцену, значит, возраст хозгонских песчаников можно считать палеоценовым.

Аллохтонный комплекс. Образования андриановской свиты, обнажающиеся на левом борту р. Левая Андриановка (рис. 109. 111. 112), представлены кварц-альбит-актинолит-хлоритовыми, кварц-полевошпат-амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми, амфиболовыми, клинопироксен-амфиболовыми сланцами, кварцитами и амфиболитами. Сланцеватость в породах падает на восток и северо-восток. В подошве тектонической пластины, сложенной образованиями андриановской свиты, амфибол формирует крупные порфиробласты, захватывающие фрагменты основной тонкокристаллической массы породы. В зонах внутриформационных разрывов развиты субпослойные тела амфиболитов. Андриановская свита имеет монотонное строение, фрагменты складчатых структур наблюдаются спорадически. В зоне контакта с породами камчатской серии отмечаются тесно сжатые, острые килевидные складки с юго-восточным погружением шарниров. В одном из фрагментов установлено, что складки восточной вергентности ("сбросовые") с макрокливажем плойчатости в замках формируются при наложении на более ранние структуры западной вергентности. Шарниры большинства как "взбросовых", так и "сбросовых" мелких складок и кинкзон погружаются к северу, что, вероятно, свидетельствует о близком положении внутренней оси вращения при их формировании. Для "взбросовых" складок западной вергентности проявлена левосдвиговая составляющая, для "сбросовых" – небольшая правосдвиговая [Кирмасов и др., 2004].

Сиениты, прорывающие метавулканиты андриановской свиты (рис. 109. образцы LA-78, LA-90), датированы U/Pb SHRIMP методом в 70,4 \pm 0,4 \pm 63,0 \pm 0,6 млн лет [Хоуриган и др., 2004].

Для образцов 02JS41 и 02JS19, отобранных из пород андриановской свиты (рис. 109), проведен термобарометрический анализ. Образец 02JS41 – гранатовый амфиболит из подошвы тектонической пластины. представленный кварцем. амфиболом, плагиоклазом, гранатом (0,5–1,5 мм). Количество Са- и Мп-компонента убывает от ядра к каемке в гранате, а Mg-компонента увеличивается. Для образца 02JS19 также по-казано уменьшение содержания Са от ядра (CaO = 10,5) к кайме (CaO = 2,3÷4,5). Такая закономерность характерна для граната, рост которого происходит в условиях снижения давления. На основе гранат-амфиболового термометра температура оценена как 520–570 °C, использование гранат-амфибол-плагиоклаз-кварцевого барометра дает оценку давления в 6,2–7,3 кбар [Hourigan et al., 2005].

На правом борту р. Левая Андриановка обнажаются отложения ирунейской свиты, представленные кремнисто-туфогенными породами. Слоистость в породах имеет устойчивые восточные падения (рис. 112), в отдельных зонах породы интенсивно рассланцованы с развитием серицит-хлоритовых агрегатов по плоскостям рассланцевания, в туфогенных разностях наблюдается кливаж. Контакт между образованиями ирунейской и андриановской свит имеет признаки постепенного перехода. При наблюдениях в шлифах переход к породам андриановской свиты очень четко фиксируется по появлению амфибола. В зоне контакта наряду с надвигами развиты субвертикальные поздние сбросы [Кирмасов и др., 2004].

Разрез андриановской свиты по левому притоку р. Левая Андриановка (рис. 112) параллельно профилю С-С':

1) массивные темно-серые магнетит-хлоритовые породы, мощность 43 м;

2) магнетит-хлоритовые сланцы с множеством кварцевых жил, мощность 48 м;

3) зеленые сланцы по вулканогенно-кремнистым породам, отмечается игольчатый амфибол, мощность 66 м;

4) тонкополосчатые мелкозернистые амфиболиты, мощность 129 м;

5) переслаивание амфиболитов и зеленых сланцев, признаки вязкопластичных деформаций, мощность 100 м;

6) интрузивное тело, представленное метасоматически измененными мафитовыми породами ("биотитовые пироксениты"). Размер интрузии по тальвегу ручья 106 м:

 переходные породы между зелеными сланцами и амфиболитами по вулканогенно-кремнистым отложениям. Отмечаются сильнобудинированные кремнистые прослои, мощность 163 м;

8) интрузия сиенитов с крупными вкрапленниками калиевого полевого шпата. Сиениты с закалочным контактом прорывают зеленые сланцы. Длина интрузии по тальвегу ручья 486 м;

9) переслаивание амфиболитов и зеленых сланцев по вулканогеннокремнистым отложениям. Кремнистые прослои белесого цвета превращены в кварциты, мощность 50 м;

10) амфиболовые сланцы, амфиболиты, мощность 68 м;

11) пачка с преобладанием кварцитов по кремнистым отложениям над сланцами и амфиболитами. Из наименее измененного кремнистого прослоя отобран образец 02AS-22, мощность 34 м;

12) интрузия сиенитов прорывает сланцы и амфиболиты. Длина интрузии по тальвегу ручья 43 м;

13) черные тонкосланцеватые породы с множеством кварцевых жил, мощность 100 м;

14) интрузивное тело, представленное метасоматически измененными мафитовыми породами ("биотитовые пироксениты"). Длина интрузии по тальвегу ручья 30 м;

15) переслаивание черных тонкосланцеватых пород с зелеными сланцами, мощность 377 м;

16) интрузия сложена метасоматизированными мафитовыми породами ("биотитовыми диопсидитами"). Длина интрузии по тальвегу ручья 257 м;

17) амфиболовые сланцы, амфиболиты, мощность 290 м;

18) тонкосланцеватые амфиболиты по кремнисто-туфовым отложениям. мощность 54 м;

19) гранатовые амфиболиты по базитовым породам, мощность 10 м;

20) дайка мелкозернистых гранодиоритов с гранатом, мощность 1 м;

21) зона милонитов по сланцам камчатской серии, породы интенсивно перетерты, тонкоразлинзованы. На участке мощностью 5–7 м породы превращены в тектонические глины по слюдистым минералам с линзами кварца. Общая мощность зоны 25 м;

22) гранат-биотитовые сланцы камчатской серии, мощность более 100 м.

Кремнистые, наименее метаморфизованные породы были отобраны из отложений андриановской и ирунейской свит. Из ряда образцов удалось экстрагировать радиолярии путем химического травления. Из образца 02AS-22 (рис. 112), отобранного из кремнистых пород андриановской свиты (слой 11, см. описание разреза), выделены радиолярии: Orbiculiforma cf. quadrata Pessagno, Histiastrum cf. latum Lipman, Crucella cf. aster (Lipman). Patulibracchium sp., Prunobrachium cf. articulatum (Lipman). Praestylosphaera sp., Haliomma sp., Alievium sp., Stichomitra sp., Xitus sp. [Coловьев, Палечек, 2004], из-за плохой сохранности выделенных форм можно говорить о вероятном сантон-раннекампанском возрасте вмещающих отложений. Из серии образцов (02AS-236, 02AS-23в, 02AS-23д. 02AS-24а) ирунейских кремней получены также радиолярии плохой сохранности, указывающие, скорее всего, на сантон-раннекампанский возраст [Соловьев, Палечек, 2004]. Таким образом, новые определения радиолярий из кремнистых пород андриановской и ирунейской свит позволяют говорить об одновозрастности этих отложений.

Новые данные показывают, что отложения, послужившие протолятом образований андриановской свиты, и породы ирунейской свиты формировались в позднем мелу. Протолитом пород андриановской свиты являются кремнисто-вулканогенные породы окраинноморского и островодужного происхождения, прогрессивно метаморфизованные в процессе покровообразования [Рихтер, 1993; Константиновская, 2003; Кирмасов в др.. 2004]. Отложения ирунейской свиты залегают в виде пакета тектонических пластин, сложенных фациально неоднородными образования окраинноморского и островодужного генезиса [Зинкевич и др., 1994; Константиновская, 2003].

Таким образом, сходная обстановка накопления и одновозрастность отложений андриановской и ирунейской свит позволяют предполагать, они сформировались в близких геодинамических условиях, в пределах Озе новско-Валагинской островной дуги и окраинного моря. отделявшего э дугу в мелу от северо-восточной окраины Евразии. В раннем эоцене произошло шарьирование пакета окраинноморских и островодужных образовний на отложения окраины Евразии [Константиновская, 2003; Кирмасов др., 2004; Соловьев и др., 2004а], в результате чего нижняя пластина алло тона была метаморфизована и превращена в сланцы, амфиболиты и квециты андриановской свиты.

4.8.2.3. Оценка значений скорости выведения на поверхность сиенитовых массивов Срединного хребта Камчатки

Количественная оценка скорости эксгумации комплексов в пределах конвергентных областей является одной из наиболее актуальных проблем современной геодинамики. Такая оценка стала возможна с появлением новых высокоточных методов датирования различных минералов и развитием концепции температуры закрытия изотопных систем в разных минералах. Термохронология – метод реконструкции термальной истории геологических комплексов по кажущимся изотопным возрастам - широко применяется при изучении тектонических процессов. К сожалению, в России исследования такой направленности единичны, прежде всего из-за отставания лабораторной базы. В этом разделе приводятся данные датирования циркона (U/Pb – SHRIMP и трековое датирование) и апатита (трековое и (U-Th)/Heдатирование), выделенных из сиенитов восточного склона Срединного хребта Камчатки. Это позволило установить время кристаллизации интрузий и количественно оценить скорость их выведения на поверхность. Таким образом, на примере сиенитовых массивов показаны методические аспекты изучения процессов эксгумации в конвергентных областях.

Интрузии сиенитов прорывают метаморфизованные в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях туфогенно-терригенные и вулканогенно-терригенные толщи островодужной природы (андриановская свита) (рис. 109, 112), а также многофазные массивы дунит-клинопироксенит и клинопироксенит-габбрового составов [Флеров, Колосков, 1976]. В краевых частях интрузии сиенитов рассланцованы [Кирмасов и др., 2004], что позволяет предполагать, что их внедрение происходило до метаморфического события, с которым связано изменение пород андриановской свиты.

Изученные нами образцы были отобраны из двух интрузий сиенитов в среднем и верхнем течении р. Левая Андриановка (рис. 109, 112): образец LA-90 – из массива апосиенитов, прорывающего метаморфизованные в амфиболитовой фации отложения андриановской свиты, образец LA-78 – из интрузивного тела сиенитов среди клинопироксенитов ультрабазит-базитового Левоандриановского массива (рис. 109). Образец LA-90 – гастингситпироксенит-ортоклазовый сиенит-фенит с трахитоидной структурой. Образование этих пород исследователи связывают с автометасоматическим преобразованием амфиболовых сиенитов при 500–550 °C на постмагматической стадии становления массива [Флеров, Колосков, 1976]. Образец LA-78 – гастингсит-биотит-эпидот-альбит-пироксен-калишпатовая порода, представляющая собой продукт реакционного взаимодействия щелочного "сиенитового" расплава и клинопироксенитов Левоандриановского массива [Флеров, Колосков, 1976].

Термохронологический анализ. Развитие методов изотопной геохронологии привело к появлению понятий: "истинный возраст", "кажущийся возраст" и "температура закрытия изотопной системы" [Dobson, 1973; Фор, 1989; Интерпретация..., 2001]. Истинный возраст породы (минерала) соответствует интервалу времени между ее формированием и настоящим временем. Под формированием для магматических пород понимают время кристаллизации, для осадочных – время осадконакопления (или литификации). Сложнее дело обстоит с метаморфическими породами, для которых следует различать возраст протолита и возраст метаморфизма. Кажущийся возраст – это возраст породы (минерала), полученный каким-либо изотопным методом и отличающийся от истинного возраста. Температура закрытия (или температура блокирования) изотопной системы – это температура, при которой скорость потери того или иного изотопа за счет диффузии становится незначительной по сравнению со скоростью его накопления [Фор, 1989]. Значение кажущегося возраста, измеренное при датировании, представляет собой промежуток времени с момента. когда исследуемый минерал последний раз остыл ниже температуры закрытия изотопной системы, при условии, что с этого момента изотопная система оставалась закрытой. Разные изотопные системы в различных минералах и породах имеют разные значения температуры закрытия, например [Dobson, 1973: Фор, 1989; Harland et al., 1990; Интерпретация..., 2001]. Таким образом, становится возможно, датируя разные минералы из одной породы разными геохронологическими методами, реконструировать историю ее остывания (термотектоническую историю).

В нашем исследовании были датированы циркон (U/Pb (SHRIMP), трековое датирование) и апатит (трековое датирование, (U–Th)/He). Цирконы и апатиты выделены из двух образцов сиенитов (рис. 109, обр. LA-78, LA-90) в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН по стандартной методике.

U/Pb (SHRIMP) датирование циркона. U/Pb изотопная система в цирконах имеет высокую температуру закрытия, оцениваемую в >900 °C [Lee et al.. 1997]. Считается, что возраст циркона, измеренный U/Pb-методом, определяет время внедрения интрузивных пород, а U/Pb-система весьма устойчива к термальным воздействиям. Около 50 зерен циркона было отобрано из каждого образца. Цирконы из образца и цирконы стандарта AS57 [Paces, Miller. 1993] помещали в эпоксидную смолу и полировали. Зерна циркона проверяли на отсутствие трещин и включений в отраженном и проходящем свете при увеличении 20. Для изучения зональности и внутренней структуры полированных цирконов использовался катодолюминесцентный детектор, смонтированный на сканирующем электронном микроскопе "JEOL JSM 5600" (рис. 115, 116). Изотопные измерения проводились на SHRIMP-RG в микроаналитическом центре "Станфорд-USGS" по стандартной методике [Muir et al., 1996]. Пучок отрицательно заряженных атомов кислорода диаметром ~30 мкм используется для ионизации вещества анализируемого кристалла. Каждое измерение состояло из пяти циклов, причем после четырех или пяти измерений для кристаллов с неизвестным возрастом проводилось измерение возрастного стандарта AS57. Концентрации урана и тория калибровались по SL13 [Williams et al., 1998].

Для значений возраста, приведенных в табл. 21, проведена ²⁰⁷Pb-корректировка, которая базируется на допущении, что в незначительно дискордантных цирконах присутствует простая смесь обычного и радиогенного свинца. Измеренное отношение ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb используется для корректировки обычного свинца. Возраст рассчитан экстраполяцией измеренных данных на конкордию вдоль линии. соответствующей модельному составу обычного свинца [Cumming, Richards, 1975] при аппроксимации для возраста единичных зерен. Изучение катодолюминесцентных снимков зерен показало, что в них отсутствуют ядра ксенокристов (рис. 115, *a*, 116, *a*).

Таблица 21. U/Pb-возраст единичных зерен циркона из сиенитовых интрузий Срединного хребта (Камчатка)

Номер зерна	U, г/т	Th, r/T	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Возраст (±1σ)
LA-78-1	1703	1945	1.14	0.0468±0,0015	91,98±6,16	70,8±4,7
LA-78-2	438	184	0,42	0.0504±0,0030	103,28±4,59	62,8±2,8
LA-78-3	1046	973	0.93	0,0494±0,0019	102,28±2,72	63,5±1,7
LA-78-4	4566	3260	0.71	0,0464±0,0011	95,74±2,30	68,0±1,6†
LA-78-5	303	184	0,61	0.0475±0,0035	104,53±5,78	62,2±3,4
LA-78-6	620	457	0,74	0,0463±0,0025	104,96±3,16	62,1±1,9
LA-78-7	283	105	0,37	0,0597±0,0047	103,82±3.29	61.8±2.0
LA-78-8	238	108	0,45	0,0486±0,0040	107,85±3,96	60,3±2,2
LA-78-9	95	37	0,38	0,0538±0,0107	95,54±4,29	67,6±3,1
LA-78-10	242	152	0,63	0,0472±0,0047	100,49±2,95	64,8±1,9
LA-78-11	426	215	0,50	0,0451±0,0037	102,33±3,38	63,8±2,1
LA-78-12	256	154	0,60	0,0489±0,0045	100,81±4,16	64,4±2,7
LA-78-13	397	181	0.46	0.0501±0,0039	110,23±5,30	58,9±2,8
LA-78-14	1417	957	0,68	0,0464±0.0018	100,56±4,99	64,8±3,2
LA-78-15	197	75	0,38	0,0443±0,0042	106,27±4.13	61,5±2,4
				20.01	CIVIDO AOC	14/15

LA-78: циркон нз интрузив сиенитов (см. рис. 115)

Средневзвешенный возраст

63,0±0,6 млн лет, СКВО = 0,86; n = 14/15

LA-90: циркон из интрузии сиенитов (см. рис. 116)

Номер зерна	U, г/т	Th, r/T	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Возраст (±1о)
LA-90-1	2010	967	0,48	0,0490±0,0012	91,81±3,12	70,7±2,4
LA-90-2	2543	1175	0,46	0,0496±0,0010	88,20±3,21	73,5±2,7
LA-90-3	1300	711	0.55	0,0508±0,0021	87,04±7,75	74,4±6,6
LA-90-4	616	177	0,29	0,0487±0.0027	97,16±2,88	66,9±2,0
LA-90-5	1166	315	0,27	0,0456±0,0018	98.37±8.36	66,3±5,6
LA-90-6	722	180	0,25	0,0459±0,0023	90,20±2,37	72.2±1.9
LA-90-7	1640	537	0,33	0,0467±0.0016	96,20±5,29	67,7±3,7
LA-90-8	3533	1597	0,45	0,0473±0,0008	91,14±3.08	71,4 ± 2,4
LA-90-9	702	117	0,17	0,0474±0,0023	93,74±2,81	69,4±2,1
LA-90-10	1750	1111	0,63	0,0500±0,0015	89,08±4,17	72,8±3,4
LA-90-11	642	182	0,28	0,0506±0,0040	94,40±5,01	68,6±3,6
LA-90-12	2939	1001	0,34	0,0499±0.0012	92,13±2,95	70,4±2,3
LA-90-13	1499	798	0,53	0,0493±0,0015	93,03±7.96	69.8±5.9
LA-90-14	2459	2862	1.16	0,0468±0,0012	90,04±6,90	72.3±5.5
LA-90-15	1075	648	0,60	0,0491±0,0018	93,37±2,81	69,5±2,1
Средневзвешенный возраст 70,40±0,7 млн лет, СКВО = 0,60; <i>n</i> = 15/15						

Примечание. Ошибки показаны как 16. Ошибка калибровки стандарта соответствовала 0,90%. Возраст рассчитан по средневзвешенному значенню ²⁰⁷Pb, скорректированному по ²⁰⁶Pb/²³⁸Uвозрасту. Возраст скорректирован на обычный Pb с допущением, что ²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U-возраст конкордантен. Анализы проведены Дж.К. Хоуриганом (Университет Калифорнии, Санта Круз, США).





Рис. 115. Катодолюминесцентный снимок (*A*) и данные U/Pb-датирования (*Б*) цирконов из образца сиенита (LA-78)

А – белыми кружками показаны точки анализов с номерами датированных зерен: Б – график Тера–Вассербурга для образца LA-78. Горизонтальная сплошная линия – конкордия. Пунктирная линия – линия смешения радиогенного свинца (рассчитанного как взвешенное значение ²⁰⁷Pb-корректированных значений ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрастов) и модельного обычного свинца [Cumming, Richards, 1975]. Нескорректированные изотопные отношения показаны с ошибкой (±1σ). Ма – возраст в млн лет





Рис. 116. Катодолюминесцентный снимок (*A*) и данные U/Pb-датирования (*Б*) цирконов из образца сиенита (LA-90)

А – белыми кружками показаны точки анализов; Б – график Тера–Вассербурга для образца LA-90. Горизонтальная сплошная линия – конкордия, пунктирная линия – линия смешения радиогенного свинца (рассчитанного как взвешанное значение ²⁰⁷Pb-корректированных значений ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраста) и модельного обычного свинца [Cumming, Richards, 1975]. Некорректированные изотопные отношения показаны с ошибкой ±1 σ. Ма – возраст в млн лет

Цирконы в обр. LA-78 представлены крупными (~200–400 мкм) зональными идиоморфными кристаллами (рис. 115, *a*). Возраст, который рассчитан по средневзвешенному значению ²⁰⁷Pb, скорректированному по ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возрасту, для 14 датированных зерен равен 63,0 ± 0,6 млн лет (±1 σ) (рис. 115, *б*). Значение СКВО, равное 0,86, показывает, что разброс данных связан с аналитическими неточностями. Возраст одного зерна с высоким содержанием урана и тория был отбракован.

Цирконы в обр. LA-90 представлены мелкими (~100 мкм) зональными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами (рис. 115, *a*). Возраст, который рассчитан по средневзвешенному значению ²⁰⁷Pb, скорректированному по значениям ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраста, для 15 зерен соответствует 70,4 ± 0,7 (±1 σ) млн лет (рис. 115, δ). Разброс данных связан только с аналитическими неточностями, так как СКВО = 0,60. Таким образом, возраст кристаллизации цирконов в двух образцах соответствует 63,0 ± 0,6 и 70,4 ± 0,7 млн лет и отражает время внедрения сиенитовых интрузий.

Трековое датирование циркона и апатита. Определение значений трекового возраста циркона и апатита проведено в лаборатории Юнион Колледжа (Скенектади, штат Нью-Йорк, США). Минералы датированы с использованием метода внешнего детектора треков [Hurford, Carter. 1991]. Зерна циркона были впрессованы в две пластинки FEP Teflon^{MT} размером 2 × 2 см, а зерна апатита – в эпоксидную смолу на стекле. Лабораторные препараты обдирали на абразивном круге и затем полировали с использованием алмазных паст (9 и 1 мкм) и пасты Al₂O₃ (0,3 мкм) на конечной стадии. Химическое травление циркона проводилось составом NaOH-КОН при температуре 228 °С в течение 15 час (первая пластинка) и 25 час (вторая пластинка). Апатит протравлен 5М HNO₂ в течение 20 с при комнатной температуре. Лабораторные препараты с зернами минералов покрывались детектором (низкоурановой слюдой) и облучались в потоке тепловых нейтронов порядка 2 · 10¹⁵ нейтрон/см² для циркона и 8 · 10¹⁵ нейтрон/см² для апатита (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучали возрастные стандарты и стеклодозиметр с известным содержанием урана (CN-5 для циркона, CN-1 для апатита). Травление слюды проводили концентрированной НF в течение 15 мин при температуре 22 °C; ζ-фактор [Wagner, Van Den Haute, 1992] для циркона, вычисленный по 12 возрастным стандартам (Фиш Каньон туф и Булак туф), равнялся 310,66 ± 6,47 (±1о); ζ-фактор [Wagner. Van Den Haute, 1992] для апатита, вычисленный по 4 возрастным стандартам (Фиш Каньон туф и Булак туф), равнялся 112,49 ± 7,53 (±1о). При подсчете треков использовался микроскоп "Olympus BH-P" с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1562,5, сухой метод. Для вычисления возраста зерен (табл. 22) использована программа Zetaage 4,7 М.Т. Брэндона (Йельский университет. CIIIA).

Трековое датирование циркона показало (табл. 22), что последнее остывание сиенитовых интрузий ниже 233 ± 6 °C [Brandon, Vance, 1992] произошло 24–25 млн лет назад, а ниже 111 ± 6 °C [Laslett et al., 1987] (согласно данным по апатиту, табл. 22) интрузии остыли на рубеже 18–19 млн лет назад.

Номер образца	Минерал	ρ _s	N _c	ρί	Ni	ρd	n	χ^2
LA-78	Циркон	5.43	1568	8,82	2547	2,64	20	76,6
LA-78	Апатит	0.092	54	0.803	472	28.5	45	29,5
LA-90	Циркон	10,4	743	16,9	1211	2,62	12	79,6
LA-90	Апатит	0,061	59	0,529	511	29,0	36	79,4
LA-90A	Циркон	10,0	1050	17.0	1779	2.59	20	90,9

Таблица 22. Трековые датировки циркона и апатита из сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта (Камчатка)

Номер образца	Минерал	Возраст	– 1 0	+ lσ	$U \pm 2\sigma$	Длина тре- ков	n
LA-78	Циркон	25,3	-1.2	+1,3	405,2+29,3		
LA-78	Апатит	18,4	-2,5	+2,7	11,2±1,2	11,89±1,29	20
LA-90	Циркон	24,9	-1,4	+1,5	784,7±65,7	1.	
LA-90	Апатит	18,9	-2,4	+2,7	7,3±0,7	13,06±2,04	11
LA-90A	Циркон	23,8	-1,2	+1,3	795,3±61,4		

Примечания: ps – плотность треков спонтанного деления ²³⁸U (см⁻²·10⁶), N_s – число подсчитанных треков спонтанного деления, N₁ – число подсчитанных треков индуцированного деления, pi плотность треков индуцированного деления ²³⁸U (см⁻²·10⁶), pd – плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановая слюда) (см⁻²·10⁵), n – число датированных зерен, χ^2 – кси-квадрат вероятности в процентах.

(U-Th)/He-датирование базируется на α -распаде ²³⁵U, ²³⁸U и ²³²Th. Основным дочерним продуктом распада этих нуклидов является He. Способность кристаллической решетки твердых материалов удерживать He прежде всего зависит от температуры [Reiners, 2002]. При монотонном остывании со скоростью 10 °C/млн лет потери He в кристаллах апатита прекращаются при температуре ниже 65 ± 5 °C [Farley, 2000], что соответствует температуре закрытия системы (U-Th)/He. Таким образом, (U-Th)/He-возраст соответствует времени остывания породы ниже температуры 65 ± 5 °C.

(U–Th)/Не-датирование проводилось в лаборатории Йельского университета (Нью-Хевен, США). Из каждого образца было датировано по две навески идиоморфных кристаллов апатита без включений и трещин (табл. 23). Замеры размеров зерен были использованы для корректировки потерь Не в соответствии с [Farley et al., 1996]. Апатит из сиенитовых интрузий имеет (U–Th)/Не-возраст около 8 млн лет, т.е. массивы остыли ниже температуры 65 °С в позднем миоцене.

Эволюция сиенитовых массивов. Сиенитовые интрузии восточного склона Срединного хребта Камчатки, прорывающие метаморфизованные толщи островодужной природы (андриановская свита), согласно данным U/Pb (SHRIMP) датирования, кристаллизовались в конце позднего мелапалеоцене (70,4 \pm 0,7 и 63,0 \pm 0,6 млн лет). Кроме того, известны данные Rb/Sr-датирования. Семь проанализированных проб (4 валовые пробы и

	Таблица 23. Результаты (U–Th)/Не-датирования апатита
ИЗ	сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта
	(Камчатка)

Номер образца	Номер навески	Скорректиро- ванный возраст, млн лет	Ошибка (±2σ)	Номер образца	Номер навески	Скорректиро- ванный возраст, млн лет	Ошибка (±20)
LA-78	1 2	7,20 7,98	0,86 0,96	LA-90	1 2	9,04 8,64	1.08 1.03

3 монофракции клинопироксена) из левоандриановского массива образуют тренд, соответствующий возрасту $65,75 \pm 0.68$ млн лет и первичному изотопному составу стронция ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,703540 ± 0,00006, СКВО = 0,18 [Ланда и др., 2001; Беляцкий и др., 2002].

Краевые части сиенитовых интрузий, рассланцованы [Кирмасов и др., 2004], по-видимому, их внедрение происходило до метаморфического события, с которым связано изменение пород андриановской свиты. Многофазные дунит-клинопироксенитовые и клинопироксен-габбровые массивы (например, левоандриановский массив, рис. 109) часто считаются фрагментами подводящих каналов верхнемеловых островодужных комплексов (ирунейская и кирганикская свиты) [Флеров и др., 2001], надвинутых в современной структуре на метаморфиты андриановской свиты. Формирование ирунейской свиты сантон(?)-кампан-маастрихтского возраста и кирганикской свиты позднекампан(?)-датского возраста связывают с эволюцией островной дуги и окраинного моря, отделявшего ее от континентальной окраины [Зинкевич и др., 1994]. Согласно палеомагнитным данным островная дуга находилась на значительном расстоянии к югу от своего современного положения [Коваленко и др., 2000]. Таким образом, отложения ирунейской и кирганикской свит, а возможно, и андриановской свиты, в конце мела-палеоцене были расположены южнее, и внедрение сиенитовых массивов произошло в основании перемещавшейся к северу островной дуги.

Коллизия меловой островной дуги с Евразиатской окраиной или Западно-Камчатской микроплитой [Богданов, Чехович, 2002] в Центральной Камчатке произошла в конце палеоцена–раннем эоцене [Konstantinovskaia. 2000; Соловьев и др., 2004а]. Островодужные комплексы андриановской свиты и прорывающие их интрузии сиенитов были обдуцированы на отложения континентальной окраины (шихтинская свита).

Начиная с эоценового времени интрузии сиенитов, по-видимому, находились in situ, и их дальнейшая эволюция определялась выведением на поверхность (эксгумацией) за счет воздымания и эрозии горного сооружения В табл. 24 сведены термохронологические данные и приведены значения температуры закрытия различных изотопных систем. Согласно данным трекового датирования циркона и апатита остывание массивов ниже температуры 233 ± 6 °C произошло около 25 млн лет назад, а ниже 111 ± 6 °C – 19 млн лет назад (рис. 117). Если остывание было монотонным, то его скорость в интервале между 25 и 19 млн лет составляла ~20 °C/млн лет. Принимая гипотетически геотермический градиент за

Изотопная система	Номер об- разца	Возраст (±σ), млн лет	Температура закрытия изо- топных систем, °С; источник
Апатит, (U-Th)/Не	LA-78	7,20±0.43 7,98±0,48	65±5: [Farley, 2000]
	LA-90	9,04±0,54 8,64±0,51	
Апатит, трековое датирование	LA-78	18,4±2,7	111±6; [Laslett et al., 1987]
	LA-90	18,9±2,7	
Циркон, трековое датиро-	LA-78	25,3±1,3	233±6; [Brandon, Vance,
вание	LA-90	24,9±1,5	1992]
	LA-90A	23,8±1,3	
Rb/Sr-изохрона по валовым пробам и монофракциям кли- нопироксена [Беляцкий и др., 2002]		65,75±0,68	~700±50; [Harland et al., 1990]
Циркон, U/Pb (SHRIMP)	LA-78	63,0±0,6	>900; [Lee et al., 1997]
- -	LA-90	70,4±0,7	

Таблица 24. Сводная таблица термохронологических данных для сиенитовых интрузий Срединного хребта [Соловьев, 20036; Хоуриган и др., 2004]

30 °С/км, можно рассчитать, что изотерма 233 °С находится на глубине около 8 км, а изотерма 111 °С – на глубине 4 км. Значит, за 6 млн лет (разница между значениями трекового возраста циркона и апатита) интрузии были выведены ближе к поверхности на 4 км, что соответствует скорости эксгумации 0,67 км/млн лет. Использование термохронологической пары: трековый возраст апатита – (U–Th)/He-возраст апатита для аналогичных расчетов показывает, что скорость остывания массивов в интервале 19 и 8 млн лет составляла 4 °С/млн лет, а скорость эксгумации – 0,18 км/млн лет. Вычисления для пары (U–Th)/He-возраст апатита – современность, принимая среднюю температуру земной поверхности за 10 °С, дают в интервале 8 и 0 млн лет скорость остывания, равную 7 °С/млн лет, а скорость эксгумации – 0,25 км/млн лет.

Таким образом, с конца олигоцена воздымание Срединного хребта Камчатки происходило, по-видимому, за счет андерплейтинга. связанного с субдукцией Тихоокеанской плиты под Камчатку. Скорость андерплейтинга, вероятно, была близка к скорости эксгумации, оцененной в интервале от 0,18 до 0,67 км/млн лет.

Таким образом, на примере сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта Камчатки показано, что:

 количественная оценка скорости эксгумации комплексов возможна на основе термохронологического анализа;

– время внедрения сиенитовых интрузий согласно данным U/Pb (SHRIMP) датирования цирконов соответствует концу мела–началу палеогена ($63,0 \pm 0,6$ и 70,4 ± 0,7 млн лет);



Рис. 117. Термохронологическая и тектоническая история сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта Камчатки [Соловьев, 20036]

Возраст коллизии меловой островной дуги в Центральной Камчатке дан по [Konstantinovskaia, 2000; Соловьев и др., 2004а]. Сводные данные приведены в табл. 24

 – начиная с 25 млн лет назад и поныне скорость остывания интрузий, которую мы связываем с их выведением на поверхность, изменялась от 4 до 20 °С/млн лет;

– если гипотетически принять геотермический градиент за 30 °С/км, скорость эксгумации с конца олигоцена поныне варьировала в интервале от 0,18 до 0,67 км/млн лет.

4.8.2.4. Датирование неоавтохтона (барабская свита) в Срединном хребте Камчатки

Отложения барабской свиты, обнажающиеся в Срединном хребте Камчатки и представленные континентальными конгломератами, долгое время рассматривались как наиболее древний неоавтохтон, так как они с несогласием налегают как на метаморфические комплексы, так и на меловые окраинноморские образования [Шапиро и др., 1986]. Несогласный стратиграфический контакт барабских отложений с метаморфическими и ирунейскими породами описывался И.А. Сидорчуком, Э.М. Ерешко в ходе геолого-съемочных работ, а затем М.Н. Шапиро с соавторами (1986) пр тематических работах. На основании флористических данных (определения А.И. Челебаевой) отложения барабской свиты датируются поздним кампаном-ранним маастрихтом [Шапиро и др., 1986]. Данные о возрасте барабской свиты наряду с ее структурным положением и составом часто использовались при построении геодинамических моделей эволюции Юхной Камчатки [Шапиро и др., 1986; Зинкевич и др., 1994; Рихтер, 1995 Konstantinovskia, 2000]. Отложения барабской свиты в стратотипическом месте (рис. 118) (район горы Бараба) подразделяются на две толци. Нижняя толща, с несогласием налегающая на сланцы и филлиты малкинской серии, представлена туфогенными и вулканомиктовыми конгломератами, туфогенными песчаниками и туфами андезидацитового состава. Цемент конгломератов – песчаный. содержит примесь пирокластического материала, близкого по составу к обломочным включениям. Обломки представлены роговообманковыми дацитовыми порфиритами, порфировидными гранитами, базальтами, кислыми туфами, туфосилицитами, яшмами, кремнями, песчаниками. Обломки хорошо окатаны, их размер варьирует от песчаных до валунных разностей. Нижняя толща имеет мощность около 150 м [Шапиро и др., 1986; Зинкевич и др., 1994].

Верхняя толща, согласно перекрывающая нижнюю, сложена полимиктовыми конгломератами, конглобрекчиями, гравелитами и песчаниками, реже алевролитами. Цемент песчанистый, иногда алевропелитовый. Обломки представлены преимущественно метаморфическими породами (филлиты, сланцы, гнейсы), хотя встречаются и вулканиты. Обломки метаморфических пород плохо окатаны, признаки сортировки отсутствуют. Кроме того, встречаются гальки гранитоидов, кварца и полевого шпата, окатанные гораздо лучше, что может свидетельствовать о более удаленном источнике сноса [Колодяжный и др., 1996]. Верхняя толща имеет мощность около 800 м.

Стратиграфическая граница между нижней и верхней толщами резкая, что, по-видимому, связано с быстрой сменой источников сноса. Хотя переходные разности с равным количеством вулканогенного и метаморфического материала не наблюдаются, все же в верхней части нижней толщи содержание обломков метаморфических пород увеличивается, а в низах верхней толщи сохраняются обломки эффузивов [Шапиро и др., 1986].

На правом борту р. Капитанской в 1,5 км от устья под толщей барабских конгломератов описан туфокремнистый неметаморфизованный разрез (мощность 10 м), относимый нами к ирунейской свите. Ниже залегают хлоритовые сланцы и филлиты хейванской свиты. Отложения барабской свиты представляют собой континентальные образования. Флора, найденная на юго-западных склонах г. Бараба, определялась как позднекампан-раннемаастрихтская [Шапиро и др., 1986].

Состав галек из конгломератов барабской свиты изучен в шлифах. Вулканиты из галек представлены риолитами, дацитами, андезитами, андезитобазальтами, базальтами. Гальки, сложенные породами основного и среднего состава. могли образоваться при размыве мезозойских отложений ирунейской, кирганикской, квахонской свит [Зинкевич и др., 1994; Константиновская, 2002]. Источником кислых и средних вулканитов могли быть палеоценовые отложения черепановской свиты [Сляднев и др., 1997], а также эоценовые толщи в районе г. Черной [Гладенков и др., 1997]. Галька, представленная метаморфическими породами, по составу идентична образованиям шихтинской свиты и малкинской серии, изредка встречаются гнейсы.





вероятно, из колпаковской серии. Граниты могут происходить из крутогоровского комплекса [Ханчук, 1985: Рихтер, 1995].

Сравнение состава песчаников из галек барабских конгломератов и песчаников из отложений хозгонской свиты показало их идентичность. Также сходны радиоляриты (кремни, яшмы) в гальках с радиоляритами, характерными для ирунейской свиты. Таким образом, среди галек барабских конгломератов присутствуют как породы Евразиатской палеоокраины (метаморфиты, граниты крутогоровского комплекса, песчаники хозгонской свиты), так и породы, характерные для столкнувшейся с ней островной дуги (вулканиты и радиоляриты ирунейской свиты). Наличие в гальках обломков как автохтона, так и аллохтона свидетельствует о том, что барабская свита сформировалась уже после их тектонического совмещения.

Кристаллы циркона были выделены из дацитового туфа базального горизонта нижней толщи барабской свиты (обр. 01JG-11). Из образца вручную отобрано около 50 зерен циркона. Изучение катодолюминесцентных (CL) снимков зерен показало, что в них отсутствуют ядра ксенокристов (рис. 119). CL-зональность характерна для цирконов магматического происхождения.

Цирконы в образце 01JG-11 представлены мелкими (~50–150 мкм) зональными идиоморфными кристаллами (рис. 119, *A*). Возраст, который рассчитан по средневзвешенному значению ²⁰⁷Pb, скорректированному по ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возрасту, для 15 датированных зерен, равен 50,5 ± 1,2 (±2 σ) млн лет (табл. 25, рис. 119, *Б*), СКВО = 0,90 и показывает, что разброс данных связан с аналитическими неточностями. Дискордантный возраст одного зерна не учитывался при расчете средневзвешенного возраста. Таким образом, возраст кристаллизации цирконов из туфа барабской свиты соответствует 50,5 ± 1,2 млн лет. Так как формирование туфов происходит мгновенно в геологическом понимании времени, то возраст цирконов близок возрасту осадконакопления нижних горизонтов барабской свиты, а вышележащие конгломераты должны быть моложе 50 млн лет.

Геологические следствия. Еще в довоенные годы барабская свита была выделена А.В. Щербаковым, официальный статус свита получила позже [Геология СССР, 1964]. Из всех групп органических остатков из отложений барабской свиты известны только растительные мегафоссилии. В процессе геолого-съемочных работ сборы флоры выполнялись Ю.В. Макаровым, М.И. Горяевым, Ю.С. Воронковым. Определения флоры, проведенные Б.М. Штемпелем и Л.Ю.Буданцевым, позволили отнести ее к эоцену (воз-

-

Рис. 118. Схема геологического строения района горы Бараба (Срединный хребет. Камчатка) (*A*) и схематический профиль по линии I–II (*Б*) [Сляднев и др., 1997], изменено с учетом материалов [Шапиро и др., 1986; Зинкевич и др., 1994]

l – неразделенные метаморфические образования малкинской серии и шихтинской свиты проблематичного возраста; 2 – верхнемеловые туфокремнистые отложения ирунейской свиты; 3 – верхнемеловые терригенные отложения хозгонской свиты; 4 – эоценовые туфо-терригенные отложения барабской свиты; 5 – миоценовые граниты; 6 – надвиг отложений ирунейской свиты на метаморфические образования; 7 – надвиг пород хозгонской свиты на отложения барабской свиты (*a* – на карте, *б* – на профиле); 8 – субвертикальные разломы; 9 – граница несогласного залегания; 10 – звездочкой показано место отбора пробы для U/Pb-датирования, квадратом – место сборов флоры, треугольником – вершина горы Бараба



Рис. 119. Катодолюминесцентный снимок (*A*) и данные U/Pb-датирования (*Б*) цирконов из образца (01-JG11) [Соловьев и др., 2004а]

A – белыми кружками показаны точки SHRIMP анализов. номера соответствуют номерам анализов приведенных в таблице; B – график Тера–Вассербурга для образца 01-JG11. Горизонтальная сплошная линия – конкордия. 15 зерен конкордантны и дают средневзвешенный возраст 50,5 ± 1,2 млн лет (±2 σ). Одно зерно (см. таблицу) дискордантно, так как содержит значительное количество обычного свинца и исключено при расчете средневзвешенного возраста

можно, палеоцену(?)-эоцену). Б.М. Штемпель параллелизовал барабскую флору с комплексом растений мыса Омгон из нижних горизонтов напанской свиты [Стратиграфия СССР, 1975]. Позднее сборы флоры на юго-западных склонах г. Бараба были проведены М.Н. Шапиро с соавторами. А.И. Челебаева, опираясь на присутствие в комплексе *Nilssonia*, пришла к выводу, что

Номер зер-	²⁰⁶ Pb _c , %	% U, г/т	Th, г/т	Th/U	^{208,} Рb [*] , г/т	Нескорректотношение	Возраст, млн лет	
на						²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(±1σ)
JG11-1	0,00	427	199	0,48	2,82	130,4±3.1	0.0443±4,1	49,4±1,5
JG11-2	0,00	497	277	0,58	3,34	128,0±3,1	0,0455±3,8	50,3±1,5
JG11-3	0,18	210	59	0,29	1,37	131,7±3,4	0,0484±7,0	48,7±1,7
JG11-4	0,05	290	118	0,42	1,94	128,3±3,3	0,0474±5,4	50,0±1,7
JG11-5	0,00	146	52	0,37	0,968	129,6±3,4	0,0445±7,7	49,7±1,7
JG11-6	0,49	110	32	0.31	0.769	122,6±3,5	0,0510±7,1	52,1±1,8
JG11-7A	0,07	937	107	0,12	6,81	118,2±3,0	0,0477±2,5	54,3±1,6
JG11-8	0,00	377	87	0,24	2,40	134,9±3,1	0,0469±4,5	47,6±1,5
JG11-9	0,00	647	283	0,45	4,40	126,5±3,0	0.0457±3,2	50.8±1.5
JG11-10	0,14	394	105	0,27	2,67	126,8±3,1	0,0482±4,2	50,6±1,6
JG11-11	0.43	197	97	0,51	1,35	126,1±3,3	0,0505±5,7	50,7±1,7
JG11-12A	2,67	126	48	0,39	2,81	38,5±3,1	0,0705±3,7	161,0±5,0*
JG11-13	0,00	790	163	0,21	5,38	126,1±3,0	0,0469±2,9	50,9±1,5
JG11-14	0,00	327	93	0,29	2,23	126,2±3.2	0.0422±4.7	51,2±1,6
JG11-15	0,14	391	112	0,30	2,65	127,1±3,1	0,0481±4,1	50,5±1,6
JG11-16	0.44	333	93	0,29	2,29	124,9±3,1	0,0505±4,5	51,2±1,6

Таблица 25. U/Pb SHRIMP возраст единичных зерен циркона из дапитового туфа базального горизонта нижней толщи барабской свиты Срединного хребта (Камчатка)

Средневзвешенный возраст 50,5±1,2 (95%) млн лет, СКВО = 0,90; n = 15/16

Примечание. Ошибки показаны как 1 о. Pb_c – обычный свинец, Pb^{*} – радиогенный свинец. Ошибка калибровки стандарта соответствовала 0,90%. Возраст рассчитан по средневзвешенному значению ²⁰⁷Pb, скорректированному по ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возрасту. Возраст скорректирован на обычный Pb с допущением, что ²⁰⁶Pb/238U-²⁰⁷Pb/²³⁵U-возраст конкордантен. * – дискордантный анализ не учитывался при расчете средневзвешенного возраста.

барабская флора не моложе позднего кампана-раннего маастрихта [Шапиро и др., 1986]. Однако согласно устному сообщению М.А. Ахметьева (ГИН РАН), при плохой сохранности за *Nilssonia* могут быть приняты некоторые папоротники, а также саговники, например, *Dioon* или *Cycas*, остатки которых известны из палеоцена и эоцена Аляски, Японии и Северо-Восточного Китая. Кроме того, в указанном А.И. Челебаевой комплексе присутствуют остатки сережкоцветных, отнесенных к рецентным родам березовых и буковых, вероятность появления которых в кампане крайне мала (М.А. Ахметьев, устное сообщение).

Новая датировка существенно отличается от данных о позднекампанском-раннемаастрихтском возрасте свиты, полученных по флоре [Шапиро и др., 1986]. Ранее высказывались предположения о раннепалеоценовом (датском) [Шапиро и др., 1986] или палеоценовом возрасте [Сляднев и др., 1997] барабских отложений, однако обоснования носили косвенный характер и прямые данные о возрасте свиты не приводились. Данные U/Pb (SHRIMP) датирования цирконов из туфа нижних горизонтов барабской свиты показывают, что свита начала формироваться в среднем эоцене (после 50 млн лет). Среднеэоценовый возраст отложений барабской свиты не позволяет рассматривать их в качестве фациального аналога верхнемеловых образований хозгонской свиты, как это предполагали В.П. Зинкевич с соавторами (1994).

Отметим несколько фактов, которые косвенно подтверждают данные об эоценовом возрасте барабской свиты и противоречат флористическим данным о позднекампанско-раннемаастрихтском возрасте. В истоках р. Химки из туфосилицитов ирунейской свиты, перекрытых конгломератами барабской свиты, В.С. Вишневской определены радиолярии кампан-маастрихтского возраста [Шапиро и др., 1986]. Отложения ирунейской свиты накапливались в достаточно глубоководных условиях, а барабские конгломераты являются континентальными образованиями. Трудно представить такую быструю смену условий осадконакопления в столь короткий промежуток времени. Барабские конгломераты содержат гальку различных метаморфических пород: гнейсов колпаковской серии, сланцев шихтинской свиты и малкинской серии.

В последнее время появились новые данные о возрасте метаморфических пород Срединного хребта Камчатки. Так, в работе [Bindeman et al., 2002] показано, что возраст метаморфизма колпаковских гнейсов соответствует 77 млн лет, и еще один этап метаморфизма произошел 47-53 млн лет назад. С другой стороны, данные датирования цирконов U/Pb SHRIMP свидетельствуют о возможном палеоценовом возрасте протолита шихтинской свиты [Hourigan et al., 2003]. Третий аргумент против мелового возраста барабской свиты – характер конгломератов и гальки кислых вулканитов. Все известные в Срединном хребте неметаморфизованные меловые отложения (хозгонская, ирунейская свиты) накапливались в глубоководных условиях. хозгонская – у подножия континентального склона [Шапиро и др., 1986; Зинкевич и др., 1994], нижняя часть ирунейской свиты – в окраинноморском бассейне [Зинкевич и др., 1994; Константиновская, 2002]. Барабские конгломераты образовывались в субконтинентальных условиях и содержат гальку кислых вулканитов. Нигде в Камчатском регионе не описаны кислые вулканиты мелового возраста, а все меловые комплексы не сопержат никаких признаков привноса материала кислого состава. На Камчатке кислые и средние вулканиты известны в палеоценовых отложениях черепановской свиты [Сляднев и др., 1997] и в эоценовых толщах в районе г. Черной [Гладенков и др., 1997]. Они, по-видимому, и служили источником сноса для галек, содержащихся в барабских конгломератах. Таким образом, к настоящему моменту накопились факты, которые противоречат флористическим данным о позднекампанско-раннемаастрихтском возрасте барабской свиты.

Анализ взаимоотношений комплексов и новые данные о возрасте барабской свиты позволяют рассмотреть несколько геодинамических следствий. Отложения барабской свиты несогласно перекрывают сланцы и филлиты. таким образом, можно констатировать, что метаморфизм пород малкинской серии произошел до среднего эоцена. Барабские породы несогласно налегают и на неметаморфизованные ирунейские комплексы [Шапиро и др. 1986], что позволяет предполагать досреднеэоценовый этап надвигания окраинноморских отложений на метаморфиты малкинской серии. Отметим что к западу от г. Бараба на неоавтохтон надвинуты отложения хозгонской свиты [Шапиро и др., 1986; Зинкевич и др., 1994; Сляднев и др., 1997]. Таким образом, после накопления барабской свиты произошел еще один этап деформаций, когда на барабские конгломераты были надвинуты отложения хозгонской свиты (рис. 118) [Шапиро и др., 1986].

Таким образом, можно констатировать:

– возраст кристаллизации цирконов из туфа нижнего горизонта барабской свиты определен U/Pb SHRIMP методом как 50,5 ± 1,2 млн лет. Формирование нижних горизонтов барабской свиты началось в конце раннего эоцена;

 отложения барабской свиты несогласно перекрывают сланцы и филлиты, таким образом, возраст метаморфизма малкинской серии досреднеэоценовый;

 породы барабской свиты с несогласием перекрывают окраинноморские ирунейские отложения, надвинутые на метаморфические комплексы, что позволяет предполагать досреднеэоценовый этап надвигообразования.

4.8.3. Геодинамическая модель эволюции структурно-вещественных комплексов Срединного хребта Камчатки

Новые геологические наблюдения, структурные и геохронологические данные позволили предложить новую модель геодинамической эволюции метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки.

4.8.3.1. Модель структурной эволюции

На основании структурных исследований можно предложить следующую модель строения и эволюции Андриановского шва (рис. 120) [Кирмасов и пр., 2004]. В строении автохтона отмечается структурно-метаморфическая зональность, выраженная в увеличении степени метаморфизма с востока на запал. Гнейсы и мигматиты колпаковской серии практически не затронуты наложенными ретроградными метаморфическими процессами и по отношению к образованиям камчатской серии характеризуются дискордантной внутренней структурой. Деформационные преобразования сконцентрированы в породах камчатской серии (рис. 120, А), в зоне пластичного сброса с ретроградной направленностью метаморфической эволюции от наиболее ранних гранат-ставролит-биотитовых минеральных парагенезисов к биотит-хлорит-мусковитовым низкотемпературным ассоциациям. Наиболее поздние процессы в ряде случаев протекали на фоне кислотного выщелачивания пород с сильной гидротермальной проработкой зоны разлома. На первой стадии (D1) формируются сланцеватость, S-C-тектониты, метаморфическая и милонитовая полосчатость (S₁), синкинематические порфиробласты. Вторая стадия (D²) характеризуется развитием складок и флексур, смятием ранних деформационных текстур и формированием кливажа плойчатости (S₂). На крыльях складок в зонах срывов образуются кварцевые жилы, которые впоследствии сминаются в складки, испытывающие расплюшивание с появлением новообразованной кварцево-жильной полосчатости. На наиболее поздней третьей стадии (D3) формируются кинк-зоны, складки, кливаж плойчатости (S₃). Заключительные эпизоды структурной


Рис. 120. Стадийность структурообразования в породах камчатской серии (*A*) и принципиальная модель структурной эволюции Андриановского шва на коллизионном (D₁) и постколлизионном (D₂) этапах (*B*) [Кирмасов и др., 2004]. Пояснения см. в тексте

 D_n – этапы, D^n – стадии деформации. Индексами минералов показаны минеральные ассоциации (Q – кварц, Bi – биотит. Gr – гранат, Stvr – ставролит, Ms – мусковит, Chl – хлорит). S. C – направления кристаллизационной сланцеватости в S–C-тектонитах, S₁₋₄ – генерации плоскостных текстур (S₁ – ранняя сланцеватость, метаморфическая и милонитовая полосчатость, S₂ – кливаж плойчатости, S₃ – кливаж плойчатости, наложенный на милонитовую и кварцево-жильную полосчатость, S₄ – стилолиты)

эволюции (D⁴?) отражены в образовании деформационно-химических структурных парагенезов в милонитах (стилолиты (S₄), "волокнистые" кальцитовые жилы). Таким образом, образования камчатской серии представляют собой зону тектонитов, в составе которой присутствуют породы разной степени тектонической переработки – от фрагментов с хорошо сохранившимися ранними деформационно-метаморфическими структурными парагенезисами до испытавших полную переработку тектонитов (милонитов) с реликтами ранних порфиробластов граната, ставролита, биотита. Наиболее сильно процессы диафтореза, сопровождающиеся окварцеванием, проявляются на северном фланге разлома. В целом мощность зоны пластичного сброса в кровле камчатской серии достигает нескольких сотен метров.

Параавтохтон, представленный породами хозгонской свиты, залегает в виде тектонического клина между образованиями андриановской и ирунейской свит (рис. 111, разрез Е–Е'). В структуре хозгонского клина фиксируются два события. На первом этапе образуется сокливажный парагенез. На позднем этапе при сбросовых перемещениях по раннему кливажу формируются, возможно, наложенные складки восточной вергентности.

Кинематический анализ показывает, что в породах нижнего аллохтонного комплекса (андриановская свита) часть структур сформировалась при западном направлении тектонического перемещения, по восстанию пород (рис. 120, *Б*). В меньшей степени развиты структуры и структурные парагенезы, которые являются кинематическими индикаторами сбросовых перемещений. Таким образом, можно предполагать формирование структур андриановской свиты в течение двух деформационных этапов – первого, связанного с надвигообразованием, и второго, соответствующего обстановке растяжения.

Образование протомилонитов и милонитов по сиенитам, прорывающим аллохтон, можно связывать с любым из этих этапов. Учитывая, что плоскостные текстуры, как правило, чутко реагируют на последующие деформационные события формированием наложенных структур и текстур, более логично связать милонитизацию сиенитов с поздним этапом сбросообразования.

Верхний аллохтонный комплекс представлен ирунейской свитой с преимущественным развитием структур, свидетельствующих о западном направлении тектонического перемещения при надвигообразовании (рис. 120, *Б*).

Обобщение структурных данных позволяет предложить наиболее адекватную имеющемуся фактическому материалу модель структурообразования. Ранний этап (D_1) характеризуется компрессионными обстановками, связанными с коллизионным надвигообразованием, за счет которого происходит тектоническое совмещение комплексов (рис. 120, *Б*). Структуры и структурные парагенезы в породах андриановской и ирунейской тектонических пластин зажатого между ними тектонического клина хозгонской свиты отражают разные уровни глубинности (и соответственно различные *PT*-условия) структурообразования. В метапелитах камчатской серии структуры раннего этапа проградного метаморфизма полностью переработаны в результате наложенных процессов, возможно, они сохранились фрагментарно. Синколлизионный метаморфизм глубинных уровней сопровождается мигматизацией пород и гранитообразованием, в современной структуре проявленными в прилегающей к центральной части Срединного массива образованиях колпаковской серии.

В течение постколлизионного этапа в обстановке растяжения происходило формирование пластичного сброса, охватывающего на изученном сегменте Андриановского шва бо́лыпую часть камчатской серии (рис. 120, Б). В зоне разрыва сосредоточены деформационные структуры, кинематическая интерпретация которых свидетельствует о сбросовой кинематике перемещения на фоне снижения *PT*-условий, отражающих полистадийный характер структурной эволюции пород камчатской серии при их тектоническом выведении к поверхности. В меньшей степени структуры постколлизионного растяжения проявлены в андриановской пластине и, возможно, в породах хозгонской свиты. В верхней части тектонического пакета (ирунейская пластина) преимущественно развиты хрупкие субвертикальные сбросы.

Для ранних – надвиговых – событий, отраженных в структуре аллохтона, фиксируется левосдвиговая составляющая, для поздних – сбросовых – движений характерно наличие правосдвиговой компоненты, возможно, даже преобладающей на поздних стадиях эволюции зоны.

4.8.3.2. Анализ новых геохронологических данных

Возраст протолита метаморфических пород Срединного хребта. Автохтон. Возраст отдельных зерен циркона из метаосадочных пород отражает возраст пород в источниках сноса терригенного материала, и дает возможность оценить нижний предел времени осадконакопления, так как возраст обломочных цирконов всегда древнее вмещающих их пород. Анализ распределения значений возраста обломочных цирконов из гнейсов колпаковской серии (образец 02ЈН48 и 02ЈН47/2) указывает, что стратиграфический возраст протолита соответствует концу раннего-позднему мелу (рис. 121), из сланцев камчатской серии (образец 112-11) - палеоцену. Эти новые данные позволили высказать предположение, что протолит пород колпаковской серии и камчатской свиты составляли мелпалеогеновые осадочные образования, снесенные с северо-восточной окраины Азии. Неметаморфизованные флишоидные отложения мел-палеогенового возраста, накопившиеся вдоль континентального склона Азии, хорошо известны в пределах Камчатки и юга Корякского нагорья. Это флишоидные отложения хозгонской [Шапиро и др., 1986], лесновской [Шанцер и др., 1985; Соловьев и др., 2001в], укэлаятской свит [Ермаков, Супруненко, 1975; Garver et al., 2000b]. Для сравнения распределения значений возраста цирконов из метаморфических и неметаморфизованных пород было проведено датирование двух образцов песчаников из хозгонской (образец 02JH87) (см. 4.8.2.2.) и укэлаятской (образец 95JG-16) свит [Hourigan et al., 2001] (рис. 121). Визуальное и статистическое сравнение распределения значений возраста циркона из сланцев камчатской серии и песчаников хозгонской и укэлаятской свит показало их идентичность [Hourigan et al., 2001]. Протолитом сланцев камчатской серии. вероятнее всего, были палеоценовые терригенные породы, снесенные с северо-восточной окраины Азии.

Таким образом, новые данные U/Pb SHRIMP датирования кристаллов циркона позволяют утверждать, что возраст осадконакопления протолита



Рис. 121. Распределение значений U/Pb SHRIMP-возраста цирконов из неметаморфизованных терригенных и метаосадочных пород [Hourigan et al., 2005]

Возраст показан в логарифмическом масштабе. Плотность вероятности отражает число зерен данного возраста

колпаковской серии соответствует концу раннего и позднему мелу, а камчатской серии – палеоцену.

Отложения колпаковской серии прорываются крутогоровскими гранитами (образец 02LG24) в кампане (78 млн лет) (см. 4.8.2.1).

Аллоктон. Возраст пород андриановской свиты в районе р. Левая Андриановка согласно определениям радиолярий соответствует позднему мелу (предположительно сантон–ранний кампан) (см. 4.8.2.2). Сиениты, прорывающие метавулканиты андриановской свиты (образцы LA-78, LA-90), датированы U/Pb SHRIMP методом как 70,4 ± 0,4 и 63,0 ± 0,6 млн лет [Хоуриган и др., 2004].

Анализ распределения значений U/Pb SHRIMP возраста циркона из сланцев хейванской свиты (образец 02AS07). отобранных в районе р. Крутогорова, указывает на раннемеловой возраст их протолита (рис. 121).

Возраст метаморфизма и анатексиса в Срединном хребте. Метаморфизм пород в Срединном хребте должен быть моложе, чем 55 ± 3 млн лет, так как это возраст наиболее молодого обломочного зерна циркона из сланца камчатской серии (образец 112–11). U/Pb SHRIMP датирование оторочек цирконов из лейкосомы и меланосомы колпаковских мигматитов (образцы 02JH47/1, 02JH47/2, 02JH48) (рис. 121), а также датирование метаморфогенного монацита (пять образцов), указывает. что пик метаморфизма и анатексис произошли в раннем эоцене (52 ± 2 млн лет назад) [Hourigan et al., 2005]. Возраст цирконов из рвущих тел пегматитов (образец 02JH117) и гранитов (образец 02JH111) показывает, что их кристаллизация происходила одновременно с пиком метаморфизма. На более верхнем структурном уровне синкинематические граниты (образец 02AS04) прорывают Андриановский надвиг 51.5 ± 0.7 млн лет назад, также синхронно пику метаморфизма.

Возраст неоавтохтона в Срединном хребте. Возраст кристаллизации цирконов из туфа нижнего горизонта барабской свиты определен U/Pb (SHRIMP) методом как 50,5 ± 1,2 млн лет. Формирование нижних горизонтов барабской свиты началось в конце раннего эоцена.

4.8.3.3. Синтез данных и геодинамическая модель

На рис. 122 показаны геологические соотношения метаморфических и неметаморфизованных комплексов Срединного хребта Камчатки и новые геохронологические данные. Эти данные позволяют предложить новую геодинамическую модель эволюции.

На основании структурных исследований в эволюции Андриановского шва выцелено два этапа: коллизионный и постколлизионный.

Коллизионный этап. Формирование надвига западной вергентности в зоне Андриановского шва связано с компрессионной обстановкой, обусловленной коллизией [Константиновская, 2003] меловой островной дуги с северо-восточной окраиной Евразии в позднем палеоцене—начале эоцена (рис. 123, *A. Б*). Шовная природа Андриановского разлома подчеркивается линзами базитов и гипербазитов в основании островодужной пластины, например, в долине р. Крутогорова ([Рихтер, 1995], а также оригинальные данные автора). Определенная для структур аллохтона левосдвиговая составляющая коллизионного этапа хорошо корреспондируется с полученными ранее данными о сдвиговой составляющей Лесновского надвига [Соловьев и др., 2001а]. Коллизи-



Рис. 122. Упрощенная схема геологических соотношений в районах рек Крутогорова и Левая Андриановка с новыми геохронологическими данными [Hourigan et al., 2005]

онное надвигообразование в восточном обрамлении Срединного массива можно рассматривать в достаточно узком возрастном интервале между следующими реперными датировками: возраст протолита камчатской серии (нижний предел) – возраст барабской свиты (верхний предел).

Для барабской свиты, которая традиционно считалась позднемеловой [Шапиро и др., 1986] и относилась к неоавтохтону, запечатывающему более древние структуры Срединного массива, сделана датировка в 50 млн лет (ранний эоцен) [Соловьев и др., 2004а]. Возраст протолита метапелитов камчатской серии является ключевым для определения возраста коллизионных деформаций. Так как возраст протолита соответствует палеоцену [Hourigan et al., 2003], то весь пакет тектонических пластин в разной степени метаморфизованных пород можно рассматривать как результат единого процесса коллизионного структурообразования в интервале 55–50 млн лет. Различие в метаморфизме трактуется как результат выведения на уровень современного эрозионного среза разноглубинных фрагментов коллизионной структуры.

Постколлизионный этап. На этом этапе происходит растяжение и эксгумация высокометаморфизованных комплексов Срединного хребта Камчатки, в результате чего комплексы разной степени метаморфизма совмещены



Рис. 123. Схема тектонической эволюции Андриановского шва (вне масштаба, пояснения в тексте) [Кирмасов и др., 2004]: *А – предколлизионная стадия* (~60 млн лет назад); *Б – коллизионная стадия* (~55–52 млн лет назад); *В – постколлизионная стадия* (после 52 млн лет назад)

1 – гетерогенные комплексы северо-восточной окраины Евразии; 2 – терригенные комплексы аккреционной призмы; 3 – осадочный чехол аккреционной призмы; 4 – граниты крутогоровского комплекса; 5 – образования андриановской свиты; 6 – базиты и гипербазиты; 7 – отложения ирунейской свиты; 8 – сланцы камчатской серии: 9 – синкинематические граниты; 10 – гнейсы колпаковской серии (только для схемы B); 11 – милониты по породам камчатской серии в зоне пластичного сброса (только для схемы B); 12 – метаморфический фронт; 13 – мигматизация, гранитизация; 14 – складки; 15 – разрывы (а – активные, 6 – неактивные): 16 – уровень современного эрозионного среза (для схемы B, 2); 17–19 – динамяческие обстановки: 17 – сжатие, 18 – растяжение, 19 – сдвиг

в современной структуре (см. рис. 123, *B*). Описанная нами зона пластичного сброса является главным свидетельством механизма тектонической денудации, за счет которого произошло выведение высокометаморфизованных пород в зоне Андриановского шва. Положение главного структурного шва на контакте камчатской серии и андриановской свиты определяется главным образом зоной сконцентрированных деформаций в основании Андриановской пластины. Структуры первой (коллизионной) стадии в породах камчатской серии отсутствуют, а вращение порфиробластов указывает на сбросовые перемещения уже на ранних стадиях метаморфических преобразований. Возможное объяснение этого – захоронение окраинно-континентальных терригенных толщ под островодужной пластиной (рис. 123, *Б*, 1, 2, 3) и последующий метаморфизм погружения с полной переработкой ранней складчатой структуры, вероятно, с достаточно быстрой сменой кинематического знака (рис. 123, *Б*, 3).

Наиболее контрастно в современной структуре выражены границы между колпаковской и камчатской сериями, а также между андриановской и ирунейскими свитами. Вместе с тем дискордантность структурных планов и резкая смена степени метаморфических преобразований пород по латерали определяется, вероятнее всего, совмещением комплексов при подвижках по поздним хрупким разломам (рис. 123, *B*, 2). В верхней (ирунейской) пластине структурным выражением этого процесса является формирование субвертикальных хрупких сбросов.

Обстановки формирования пластичного сброса на глубинных уровнях и хрупких разломов в приповерхностных условиях наиболее хорошо описаны в модели эволюции метаморфических ядер кордильерского типа [Wernicke, 1981; Miller et al., 1983; Lister, Davis, 1989; Скляров и др., 1997; Miller et al., 1999]. Восстановленный латеральный ряд структурных парагенезов для Андриановского шва хорошо соответствует вертикальной зональности структурообразования на разных уровнях глубинности и отражает различную реакцию пород на приложенные нагрузки. Полученные результаты не рассматриваются как однозначное свидетельство именно такого механизма выведения метаморфических комплексов, но модель метаморфических ядер можно принять за отправную точку для дальнейших исследований.

Для зон вязких разрывов характерно многократное наложение деформационных преобразований при общей направленности структурной эволюции в сторону расплющивания пород и формирования проникающей плоскостной текстуры (сланцеватости, милонитовой полосчатости) с полной переработкой возникающих при этом складчатых структур. Смятие в складки сланцеватости и метаморфической полосчатости, их дальнейшее расплюцивание за счет действия механизмов деформации зернового уровня (грануляция, перекристаллизация и др.) при значительных величинах деформации приводят к полному исчезновению этих ранних складок на фоне новообразованной сланцеватости, которая морфологически не отличается от более ранней.

Качественное изменение происходит на менее глубинных уровнях, при снижении температуры и давления. Образование складок приводит к упрочнению пород, но расплющивание новообразованных складок становится невозможным, поскольку внутризерновые деформационные механизмы в данных *PT*-условиях уже не обладают достаточными релаксационными возможностями для снятия приложенной нагрузки. Более эффективным и энергетически выгодным в данных условиях является образование зон милонитов, в которых фрагменты ранних складок с кливажом плойчатости сохраняются в виде реликтов. Активная миграция флюида приводит к широкому развитию минеральных (в основном кварцевых) жил. Кварцево-жильная полосчатость (наряду с милонитовой) выступает в качестве главного

А. Поздний мел



Рис. 124. Схематическая модель тектонической эволюции комплексов Срединного хребта для трех временных интервалов [Hourigan et al., 2005]

структурного элемента, определяющего новообразованную расслоенность. Эволюция плоскостных текстур протекает при многократном смятии и последующем расплющивании жильной и милонитовой полосчатости до тех пор, пока деформируемый объем не достигает уровня глубинности, при котором подобная цикличность структурообразования не обеспечивается внешними *PT*-условиями. Цействие механизмов растворения под давлением приводит к образованию наиболее поздних структур (грубых кливажных швов, стилолитов, планарных "волокнистых" жил), и дальнейшая эволюция протекает за счет формирования хрупких сколов с образованием тектонических брекчий в зонах разрывов. Таким образом, одним из ведущих факторов структурных перестроек, определяющим стадийность деформации в зоне пластичного сброса, является изменение *PT*-условий.

Модель тектонической эволюции. Камчатская окраина в конце мела представляла собой аккреционно-коллизионную область, в пределах которой были совмещены комплексы двух типов: аллохтонные террейны (например. Квахонский террейн [Ханчук, 1985; Бондаренко, 1997; Константиновская, 2003]), испытавшие значительные перемещения, и инситные терригенные образования, которые сформировались у северо-восточной окраины Евразии (рис. 123, А; 124). Докампанские терригенные отложения (нижние горизонты хозгонской свиты и ее аналоги), по-видимому, входили в состав аккреционной призмы, были прорваны гранитами крутогоровского комплекса 77 млн лет назад и послужили протолитом для образований колпаковской серии [Hourigan et al., 2005]. Около 60 млн лет назад Озерновско-Валагинская энсиматическая дуга приблизилась к Камчатской окраине Евразии на расстояние в несколько сотен километров [Шапиро, 1995; Константиновская, 2003; Соловьев и др., 2004а]. В реликтовом бассейне между окраиной и дугой прополжалось терригенное осадконакопление (верхние горизонты хозгонской свиты) до ~ 55 млн лет назад [Hourigan et al., 2003], эти отложения стали протолитом для сланцев камчатской серии.

После 55 млн лет назад началось быстрое надвигание окраинноморских и островодужных пластин на гетерогенные образования окраины (рис. 123, Б). Первой стала надвигаться пластина, которая была сложена породами, затем превращенными в образования андриановской свиты (рис. 123, Б, 1). Сверху были шарьированы пластины ирунейского аллохтона. Гетерогенные образования окраины испытывали быстрое захоронение под пакетом тектонических пластин (рис. 123, Б, 2). Комплексы окраины и нижняя аллохтонная пластина подвергались метаморфизму, пик (анатексис) которого приходится на 52 млн лет [Hourigan et al., 2005]. В это же время происходило внедрение пегматитов и гранитов (рис. 123, Б, 3). Достаточно быстро после этого, а возможно, и одновременно, вероятно, начался постколлизионный "развал" орогена, происходило выведение на поверхность метаморфических образований (рис. 123, В). Около 50 млн лет назад началось накопление нижних горизонтов неоавтохтона (барабской свиты) [Соловьев и др., 2004а], несколько позже в область размыва были выведены метаморфические породы Срединного хребта. Возможно, конгломераты барабской свиты можно рассматривать как фангломераты фации уступов, сформировавшихся при сбросовых перемещениях в висячем крыле при эксгумации метаморфических комплексов.

4.9. Особенности тектонической эволюции северо-восточной окраины Азии (юг Корякии, Камчатка) в конце мезозоя-кайнозое по данным трекового датирования и структурного анализа

4.9.1. Альб-кампан

Северо-восточная окраина Азии. Данные трекового датирования, структурных исследований и анализ литературных данных позволяют выделить синсубдукционный этап (альб-кампан, ~110-80 млн лет) в эволюции Укэлаятско-Западно-Камчатского бассейна терригенной седиментации. Альбкампанские флишоидные отложения описаны в районе р. Тапельваям (Южная Корякия) (см. 4.3.3. и 4.5.1.3), в хр. Омгон (Западная Камчатка) (см. 4.2.1.), в долине р. Рассошина (Западная Камчатка) (см. 4.2.2.), на мысе Хайрюзова (см. 4.2.3.), в хр. Морошечном (см. 4.2.4.). Во всех изученных районах песчаники терригенного комплекса близки по составу и соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам [Шапиро и др., 2001а]. Породы терригенного комплекса накапливались в окраинно-континентальной обстановке. Состав комплекса указывает, что одним из источников сноса была расчлененная вулканическая дуга (Охотско-Чукотский пояс), заложившаяся на континентальном основании Азиатской палеоокраины. Для отложений этого возраста характерна южная, юго-восточная и восточная вергентность структуры (см. 4.5.1.3.), происхождение которой, вероятнее всего, связано с субдукцией океанической плиты (или плит) под северо-восточную окраину Азии [Соловьев и др., 2001а]. Согласно опубликованным данным [Казимиров и др., 1987; Чехович, 1993], наиболее древние (альб-кампан) флишевые отложения обнажаются вдоль северной и северо-западной границ Укэлаятской зоны и характеризуются юго-восточной вергентностью [Алексеев и др., 1987].

Среди альб-кампанских флишоидных отложений в хребтах Омгон и Морошечный описаны чужеродные тектонические блоки, представленные кремнисто-вулканогенными образованиями. сформированными в конце юры и раннем мелу в океанической или окраинноморской обстановке [Soloviev et al., 2005]. Источником блоков вулканогенного комплекса, по-видимому, являлась плита Палеопацифики – Изанаги. Таким образом, тектонически совмещенные разновозрастные комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках, можно рассматривать как фрагмент палеоаккреционной призмы. Пластины и блоки пород океанического генезиса, сформированных в конце юры–раннем мелу, были "соскоблены" (offscraping) с субдуцировавших океанических плит и совмещены с терригенными окраинно-континентальными альб-кампанскими отложениями.

В южной части рассматриваемой окраины (Камчатка) в альбе-кампане также происходило накопление флишоидных толщ кварц-полевошпатового состава нижне-верхнемеловой кихчихской [Сидорчук, Ханчук, 1981] серии и верхнемеловой хозгонской свиты [Шапиро и др., 1986]. А в соответствии с новыми геохронологическими данными накапливались и терригенные отложения, которые послужили протолитом пород колпаковской (до 77 млн лет), а также хейванской свиты (см. 4.8.2.1.). Глубокометаморфизованные образования колпаковской серии первично представляли собой преимущественно осадочные терригенные породы диорит-тоналитового состава с преобладанием железистых глинистых разностей [Ханчук, 1985]. В разрезе колпаковской серии описаны редкие маломощные прослои и линзы биотитамфиболовых гнейсов, гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых амфиболитов, которые образовались по океаническим базальтам [Рихтер, 1995]. Линзовидная форма амфиболитовых тел, соответствующих по составу высокотитанистым океаническим базальтам, присутствие тел кальцифиров, встречающихся среди преимущественно метатерригенных пород, позволяют считать возможными аналогами колпаковской серии приконтинентальные субдукционно-аккреционные призмы [Ханчук, 1985]. Таким образом, метаморфизованные образования колпаковской серии, вероятно, представляют собой фрагмент палеоаккреционной призмы, аналогичный описанному в хр. Омгон.

В середине альба на гетерогенных образованиях новосформированной восточной окраины Евразии закладывается Восточно-Азиатский вулканический пояс, связанный с субдукцией океанических плит Пацифики под эту окраину и относимый к окраинно-континентальным поясам андского типа [Филатова, 1988: Зоненшайн и др., 1990; и др.]. С севера на юг в этом поясе выделяются следующие сегменты [Белый, 1977; Меланхолина, 2000, и др.]: Чукотско-Аляскинский, Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Корейско-Японский (рис. 61). Синхронно с субдукцией вдоль активной континентальной окраины Евразии происходило формирование терригенных отложений. В самом общем виде можно выделить следующие меловые синсубдукционные бассейны терригенного осадконакопления [Меланхолина, 2000] (рис. 61): Беринговоморский, Укэлаятский, Северо-Охотский, Западно-Камчатский, Западно-Сахалинский, Иезо, Симанто.

Тектоническая совмещенность разновозрастных базальт-кремнистых и терригенных ассоциаций – характерная черта палеоаккреционных призм, таких как пояс Симанто (Япония) [Taira et al., 1988; Hasebe et al., 1993; Hashimoto, Kimura, 1999; Hasebe, Tagami, 2001] и Прибрежный пояс п-ова Тайгонос (Северо-Восток России) [Соколов и др., 2001; Silantyev et al., 2000]. Аккреционные структуры, в которые вошли меловые терригенные отложения, накопившиеся на окраине Евразии, а также и чужеродные блоки различного возраста и генезиса. известны в следующих сегментах (рис. 61): Янранайском [Григорьев и др., 1987; Соколов, 1992], Омгонском (см. 4.2.7.), Тонино-Анивском и Хидака [Жаров, 2003], меловом поясе Симанто [Taira et al., 1988]. Таким образом, можно предполагать, что в альбе–кампане существовала единая конвергентная окраина на востоке и северо-востоке Евразии, вдоль которой формировались аккреционные призмы, их фрагменты в современной структуре наблюдаются в Янранайском (Северная Корякия), Омгонском (Западная Камчатка), Тонино-Анивском сегментах и поясе Симанто.

В середине кампана произошло важное событие в истории северо-восточной окраины Азии – прекратился субдукционный вулканизм в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. Прекращение субдукции в поясе к северу от Охотского моря большинство авторов связывают со столкновением Охотоморской плиты, характеризующейся корой субконтинентального типа [Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Чехович, 2002]. Хотя существует и



Рис. 125. Реконструкция расположения главных тектонических элементов Северо-Западной Пацифики для позднекампанского времени (73 млн лет, аномалия 32, вскоре после заложения дуг)

Составлена М.Н. Шапиро, расчеты проведены по программе А.В. Ландера, с учетом данных [Engebretson et al., 1985; Petronotis, Jurdy, 1990; Bazhenov et al., 1992; Левашова, 1999; Коваленко, 2003]

другой взгляд на причины остановки субдукционного вулканизма [Hourigan. 2003]: с середины кампана в пределах Охотско-Чукотского пояса начали изливаться внутриплитные базальты, связанные с процессами растяжения [Филатова, 1988: Hourigan. Akinin. 2004]. Таким образом, достаточно резко меняется геодинамический режим на северо-восточной окраине Азии.

Северо-Западная Пацифика. До заложения позднемеловой энсиматической дуги (Олюторской, Ачайваям-Валагинской) в кампане (по некоторым данным, в коньяке–сантоне [Чехович, 1993]), на некотором удалении от северо-восточной окраины Азии, где терригенный снос был уже незначительным, накапливались кремнисто-вулканогенные отложения ватынской серии (гытгынский, нижневатынский комплексы [Богданов и др., 1987; Соловьев и др., 2000б]) и нижняя часть ирунейской свиты [Шапиро, 1995; Константиновская. 1997]. В кампане в северо-западной части Тихого океана закладывалась энсиматическая островная дуга к юго-востоку от ее современного положения (рис. 125), что подтверждено палеомагнитными данными [Коваленко, 2003; Левашова, 1999].

В результате заложения Ачайваям-Валагинской дуги стало формироваться Ватынско-Ирунейское окраинное море [Константиновская, 1997; Соловьев и др., 1998б], в котором на значительном расстоянии от окраины Азии продолжалось формирование кремнисто-вулканогенных отложений изливались базальты с характеристиками N-MORB [Соловьев и др., 2000б]. В пределах Ачайваям-Валагинской островной дуги и ее шлейфа началось накопление кремнисто-терригенно-вулканогенных пород ачайваямской, верхней части ирунейской, кирганикской свит. Начиная с позднего кампана активная дуга мигрировала на северо-запад в направлении окраины Евразии, при этом в зоне субдукции, наклоненной на юго-восток под дугу, поглощалась океаническая литосфера Ватынско-Ирунейского бассейна (рис. 125). К востоку от Ачайваям-Валагинской дуги и немного южнее в кампане уже существовала Кроноцкая дуга, а зона субдукции под нее была наклонена на северо-запад.

4.9.2. Кампан-ранний палеоцен

Северо-восточная окраина Азии. В Охотско-Чукотском вулканическом поясе с середины кампана изливались базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками, которые связывают с процессами растяжения на континентальной окраине [Филатов, 1988; Hourigan, Akinin, 2004]. Нельзя полностью отрицать существование субдукции под окраину Азии в это время, так как на Западной Камчатке известны раннепалеогеновые известково-щелочные вулканиты [Шанцер, Федоров, 1999]. но их объемы незначительны.

К востоку и юго-востоку от Охотско-Чукотского пояса в зоне транзита терригенного материала с суши в глубоководный прогиб продолжала накапливаться моласса. Наиболее характерные разрезы этой молассы описаны на побережье Пенжинской губы [Копорулин, 1992; Тучкова и др., 2003а,б]. На уступах и у подножия континентального склона на ранее сформированной аккреционной призме продолжалось осадконакопление флишоидных терригенных отложений Лесновско-Укэлаятского бассейна (см. п. 4.3.). Охотско-Чукотский вулканогенный пояс являлся главной питающей провинцией для терригенных толщ Лесновско-Укэлаятской зоны [Шапиро и др., 2001а]. Меловые–нижнепалеоценовые толщи Лесновско-Укэлаятского прогиба имеют преимущественно встречную вергентность относительно Лесновско-Ватынского надвига; отсюда следует, что деформации этих толщ, скорее всего, связаны с доколлизионной эволюцией флишоидного прогиба (см. 4.5.1.3 [Соловьев и др., 2001а]).

В южной части рассматриваемого региона в образования аккреционной призмы, послужившие протолитом пород колпаковской серии (см. 4.8.2.1.), около 77 млн лет назад внедрялись крутогоровские граниты (см. 4.8.2.1.), позднее испытавшие гнейсирование. Природа и связь этих гранитов с какимлибо тектоническим процессом не вполне ясна. С одной стороны, они принадлежат известково-щелочной серии [Рихтер, 1995], с другой – в пределах Камчатки нигде не известны проявления мелового субдукционного магматизма. На образования колпаковской серии, прорванные крутогоровскими гранитами, с несогласием [Ханчук, 1985; Рихтер, 1995] налегают терригенные отложения. которые послужили протолитом сланцев камчатской серии (см. 4.8.2.1.), и 4.8.2.2.).

Корякско-Камчатская окраина Азии в конце мела представляла собой аккреционно-коллизионную область, в пределах которой были совмещены комплексы двух типов: аллохтонные террейны (например, Квахонский тер-

рейн [Ханчук, 1985; Бондаренко, 1997; Константиновская, 2003]), испытавшие значительные перемещения, и инситные терригенные образования, сформулировавшиеся у северо-восточной окраины Евразии.

Северо-Западная Пацифика. С кампана до середины палеоцена Ачайваям-Валагинская дуга была активной надсубдукционной внутриокеанической структурой, быстро дрейфовавшей на северо-запад и сближавшейся с континентом [Шапиро, 1995; Engebretson et al., 1985; Коваленко, 2003; Константиновская, 2003]. Площадь Ватынско-Ирунейского бассейна резко сокращалась. Образования Ачайваям-Валагинской дуги и Ватынско-Ирунейского бассейна изучены автором в районе бухты Анастасии, в верховьях рек Ильпи и Матыскен, в районе р. Тапельваям (Южная Корякия, см. 4.5.1.3.) [Соловьев и др., 19986; Соловьев и др., 20006], в Лесновском поднятии (Северная Камчатка, см. 4.5.2.) [Соловьев и др., 20026], в Паланском разрезе (Западная Камчатка, см. 4.2.5.) [Палечек и др., 2003], в хр. Кумроч (Восточная Камчатка, см. 4.7.1.) [Соловьев и др., 20046], в Срединном хребте (Южная Камчатка, см. 4.8.2.2.) [Соловьев, Палечек, 2004]. Самым западным выходом образований Ачайваям-Валагинской дуги является Паланский разрез. В этом разрезе детально описана олистостромовая толша постраннемаастрихтского возраста [Палечек и др., 2003]. Вероятно, формирование этой толщи связано с деформациями в дуге, которые происходили на границе мела и палеоцена еще на значительном расстоянии от континентальной окраины. С каким событием связаны эти деформации не вполне ясно.

4.9.3. Поздний палеоцен-средний эоцен

В середине палеоцена (около 60 млн лет назад) вулканизм в Ачайваям-Валагинской дуге прекратился, и дуга приблизилась к северо-восточной окраине Азии на расстояние нескольких сотен километров [Шапиро, 1995; Константиновская, 2003; Соловьев и др., 2004б]. С этого момента можно проследить четкие различия в дальнейшей эволюции южного и северного сегментов дуги (рис. 126). По-видимому, южный сегмент дуги был отделен от северного трансформным разломом и располагался несколько ближе к Азии. Определенную роль играла также ориентировка дуги относительно окраины [Коваленко, 2003].

Южный сегмент дуги в середине палеоцена приблизился к континентальной окраине значительно ближе, чем северный. В реликтовом бассейне между окраиной и южным сегментом дуги терригенное осадконакопление (верхние горизонты хозгонской свиты) продолжалось до ~ 55 млн лет назад (см. 4.8.3.3.), эти отложения явились протолитом для сланцев камчатской серии. После 55 млн лет назад начиналось быстрое надвигание окраинноморских и островодужных пластин на гетерогенные образования окраины (рис. 123). первой стала надвигаться пластина, сложенная породами, затем превращенными в образования андриановской свиты. Сверху были шарьированы пластины ирунейского аллохтона. Гетерогенные образования окраины испытывали быстрое захоронение под пакетом тектонических пластин. Комплексы окраины и нижняя аллохтонная пластина подвергались метаморфизму, пик (анатексис) которого приходится на 52 млн лет (см. 4.8.3.3.). В это же время происходило внедрение пегматитов и гранитов. Достаточно быстро после



Рис. 126. Реконструкция расположения главных тектонических элементов Северо-Западной Пацифики для раннего эоцена (около 52 млн лет)

Составлена совместно с М.Н. Шапиро, расчеты проведены по программе А.В. Ландера с учетом данных [Engebretson et al., 1985; Petronotis, Jurdy, 1990; Левашова, 1999; Коваленко, 2003]

этого, а возможно, и одновременно начался постколлизионный "развал" орогена, происходило выведение на поверхность метаморфических образований (рис. 123). Около 50 млн лет назад началось накопление нижних горизонтов неоавтохтона (барабской свиты) [Соловьев и др., 2004а], несколько позже в область размыва выводились метаморфические породы Срединного хребта. Вероятно, конгломераты барабской свиты можно рассматривать как фангломераты фации уступов, сформировавшихся при сбросовых перемещениях в висячем крыле при эксгумации метаморфических комплексов.

Между южным и северным сегментами Ачайваям-Валагинской дуги существовал пролив (рис. 126), по которому терригенный материал азиатской окраины поступал из реликтового Лесновско-Укэлаятского бассейна на восточную сторону южного сегмента дуги и отлагался в качестве отложений дроздовской серии (см. 4.7.3.). Деформация дуги следует за накоплением дроздовской свиты (рис. 95). В Валагинском хребте первые деформации Ачайваям-Валагинской дуги фиксируются предснатольским несогласием в интервале 50–45 млн лет [Бахтеев и др., 1994].

Северный сегмент Ачайваям-Валагинской дуги в середине палеоцена расположен дальше от окраины, чем южный (рис. 126). Лесновско-Укэлаятский бассейн, отделявший северный сегмент дуги от континента, в это время уже не превышал по ширине нескольких сотен километров. Однако существенные деформации в Южной Корякии и Северной Камчатке в середине палеоцена не происходили.



Рис. 127. Реконструкция расположения главных тектонических элементов Северо-Западнов Пацифики для среднего эоцена (около 46 млн лет)

Составлена совместно с М.Н. Шапиро, расчеты проведены по программе А.В. Ландера с учетом данных [Engebretson et al., 1985; Petronotis. Jurdy, 1990; Левашова, 1999; Коваленко, 2003]

Они фиксируются только в середине эоцена (около 45 млн лет назад) и связываются с коллизией [Соловьев и др., 20026]. По всей видимости, в течение 15 млн лет (с 60 по 45 млн лет) дуга медленно сближалась с континентом (рис. 126, 127). Это сближение компенсировалось деформациями в самой дуге, но главным образом поддвигом дна Лесновско-Укэлаятского бассейна под континент, с чем связано формирование складок встречной к Лесновско-Ватынскому надвигу южной, юго-восточной вергентности в его меловых-нижнепалеоценовых осадочных образованиях. С процессом поддвига, вероятно, ассоциируют малообъемные проявления палеоцен-раннеэоценового вулканизма [Шанцер, Федоров, 1999] на крайнем западе Камчатки и появление здесь палеоценовых моласс [Геологическая карта..., 1989. Объяснительная записка..., 2000]. В середине эоцена реликт этого бассейна окончательно замкнулся, и произошло формирование Лесновского надвига северо-западной вергентности (рис. 87) (см. 4.5.3.).

4.9.4. Средний эоцен-миоцен

После коллизии Ачайваям-Валагинской дуги и формирования Лесновско-Ватынского и Андриановского надвига зарождается новая зона субдукции под новообразованную окраину Азии. В результате этой субдукции в среднем эоцене на Западной Камчатке и в Корякии начал формироваться Западно-Камчатско-Корякский [Филатова, 1988], или Кинкильский, вулканический пояс [Гладенков и др., 1997]. Кроме того, в Западной и Центральной Камчатке стали образовываться молассовые отложения.

На Восточной Камчатке начинается формирование аккреционных призм, связанных с субдукцией под Кинкильский вулканический пояс. Начало и завершение формирования тектонической структуры Карагинской аккреционной призмы не отражено в каких-либо геологических соотношениях. Исходя из модели формирования аккреционных призм можно предполагать, что чешуйчатые надвиги и складки во флишевом комплексе, так же как и хаотические комплексы осадочного меланжа, формировались субсинхронно осалконакоплению. В этом случае обнаженная на острове верхняя часть аккреционной призмы соответствует среднезоцен-раннеолигоценовой сублукшии под Камчатку. Одновременно в конце эоцена и самом начале олигоцена, по-видимому, продолжался вулканизм в Говенской дуге [Чехович, 1993]. Но взаимосвязь Карагинской призмы с Говенской дугой менее вероятна, так как, во-первых, начиная с олигоцена сомнительно продолжение Говенской дуги на о. Карагинский, где этот интервал разреза представлен осадочными терригенными толщами, а во-вторых, Карагинская призма расположена слишком близко к осевой зоне острова, куда предполагается продолжение Говенской дуги. В современных дугах между аккреционной призмой и вулканической дугой расположены преддуговые структуры общей шириной свыше ста километров. Наиболее молодые датировки песчаников в осалочном меланже, соответствующие началу миоцена, не позволяют исключить и того, что Карагинская аккреционная призма продолжала формироваться до начала миоцена, а в своей подводной части и позднее.

Кроноцкая дуга начала свой северный дрейф примерно тогда, когда прекратился вулканизм в Ачайваям-Валагинской дуге или даже несколько позже, когда Ачайваям-Валагинская дуга уже стала частью Евразии. Начало быстрого северного дрейфа Кроноцкой дуги было обусловлено отмиранием желоба к югу от нее и заложением такого желоба к северу (рис. 95). Но уже к концу эоцена (40–35 млн лет) активный вулканизм в Кроноцкой дуге прекратился, и она продолжала северо-западный дрейф как внутриплитный "асейсмичный" хребет на Тихоокеанской плите. Начиная с этого времени сближение Тихоокеанской плиты с Евразией могло компенсироваться только в зоне поглощения, протянувшейся вдоль Камчатки. Развитие этой зоны субдукции закончилось коллизией Кроноцкой дуги с Камчаткой в конце миоцена, что фиксируется региональным предплиоценовым несогласием и становлением протяженного тектонического шва – надвига Гречишкина (рис. 95).

Детализация возраста пород Восточно-Камчатской аккреционной призмы показала. что, несмотря на генетическое и структурное единство этого террейна, в развитии его северной и южной частей есть существенные различия. Юго-восточная часть о. Карагинский по структуре близка к современным аккреционным призмам. Эта структура завершила развитие после прекращения спрединга в Командорской котловине. В восточных хребтах Камчатки структура призмы осложнена, во-первых, наложенными среднеэоценовыми деформациями, а во-вторых, коллизией Кроноцкой дуги. Различия в строении аккреционной призмы хр. Кумроч и о. Карагинский также обусловлены тем, что в зоне субдукции, над которой формировалась призма, на юге поглощалась Тихоокеанская плита, а на севере – микроплиты юговосточной части Берингова моря, отделенные от Тихоокеанской плиты Командорским сдвигом.

Выводы

Применение методов трекового датирования и структурного анализа позволило изучить и выявить особенности тектонических процессов, происходивших на северо-восточной окраине Азии, а также в Северо-Западной Пацифике.

1. Реконструирована геодинамическая эволюция бассейнов на северо-восточной окраине Азии (Корякско-Камчатский сегмент) в позднем мезозое-кайнозое. Обоснован возраст немых терригенных отложений Западной Камчатки, Лесновско-Укэлаятского прогиба, установлен характер питающих провинций для этих толщ.

2. Расшифрована структура и кинематика зоны Лесновско-Ватынского надвига – одного из крупнейших тектонических швов Северо-Восточной Азии. Установлены время и скорость формирования Лесновского надвига, отражающие коллизию меловой островной дуги с северо-восточной континентальной окраиной Евразии.

3. Новые геохронологические данные позволили обосновать диахронность коллизии меловой энсиматической островной дуги с северо-восточной окраиной Азии. Южный сегмент дуги столкнулся с окраиной в раннем эоцене, в результате чего мощный аллохтонный пакет перекрыл автохтонные терригенные толщи. Это привело к глубокому метаморфизму (52 ± 2 млн лет назад) как автохтона (колпаковская и камчатская серия), так и нижней части аллохтона (андриановская свита). Коллизия северного сегмента дуги произошла в среднем эоцене (45 млн лет назад) за очень короткий промежуток времени (менее 1 млн лет). Тонкие пластины аллохтона шарьированы на терригенные толщи Лесновско-Укэлаятского бассейна с амплитудой более 50 км.

4. На оригинальном материале (для Омгонской и Восточно-Камчатской аккреционных призм) и литературных данных показано, что трековое датирование циркона и апатита из комплексов аккреционных призм можно применять для изучения возраста аккретированных осадков, времени аккретирования и скорости выведения комплексов на поверхность.

5. Новые структурные и геохронологические данные позволили предложить геодинамическую модель формирования и эволюции метаморфических комплексов в областях конвергенции литосферных плит на примере Срединного хребта Камчатки.

Глава 5

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНО-АНЮЙСКОГО БАССЕЙНА В ПОЗДНЕЙ ЮРЕ-РАННЕМ МЕЛУ

5.1. Тектоническое положение Южно-Анюйской сутуры

Южно-Анюйскую складчатую зону в последние десятилетия большинство исследователей рассматривают как коллизионную сутуру (рис. 128), возникшую в результате столкновения в раннем мелу Евразии и микроконтинента Чукотка–Арктическая Аляска и закрытия Южно-Анюйского океанического бассейна [Сеславинский, 1979; Парфенов, 1984; Nokleberg et al., 1998; Natal'in et al., 1999; Соколов и др., 2001].

В последние годы в Южно-Анюйской сутуре на Западной Чукотке были закартированы тектонические покровы северной вергентности [Бондаренко и др., 2001а,6; Соколов и др., 2001]. Покровы сложены фрагментами палеозойских и мезозойских офиолитов, мезозойскими островодужными вулканогенно-осадочными образованиями, свойственными Алазейско-Олойскому складчатому поясу и с юга ограничивающими Южно-Анюйскую сутуру. Автохтон представлен палеозойско-мезозойскими комплексами пассивной окраины Чукотского микроконтинента [Соколов и др., 2001;



Рис. 128. Расположение Южно-Анюйской сутуры [Бондаренко и др., 2003]

Бондаренко и др., 20016]. С Западной Чукотки Южно-Анюйская сутура прослеживается в юго-восточную часть о-ва Большой Ляховский.

В пределах Южно-Анюйской сутуры терригенные толщи опробовались в бассейне р. Уямканда (Западная Чукотка, образцы отобраны Г.Е. Бондаренко) и на о-ве Большой Ляховский (образцы отобраны А.Б. Кузьмичевым). Обломочные цирконы из песчаников были датированы методом трекового датирования. Эти исследования показали, что верхнеюрско-нижнемеловые терригенные образования распространены в пределах Южно-Анюйской сутуры значительно шире, чем это предполагалось ранее. Новые данные позволяют в общих чертах реконструировать обширный осадочный палеобассейн, который сформировался перед фронтом покровно-складчатого сооружения [Бондаренко и др., 2003].

5.2. Изучение флишевых отложений Западной Чукотки (бассейн р. Уямканда)

5.2.1. Геологическое строение района

Район исследований приурочен к Анюйскому хребту Западной Чукотки. междуречью Большого и Малого Анюя в пределах осевой и северной частей Южно-Анюйской сутуры (рис. 129). Рассматриваемая территория характеризуется сложной покровно-складчатой структурой северной вергентности (рис. 130, 131) [Соколов и др.. 2001; Бондаренко и др., 2003]. Южнее района исследований распространены дислоцированные островодужные вулканогенно-осадочные комплексы верхнего палеозоя-верхнего мезозоя Алазейско-Олойского складчатого пояса, характеризующие длительно развивавшуюся активную окраину Евразии [Тильман, 1973; Парфенов, 1984; Богданов, Тильман, 1992].

Эти комплексы шарьированы в северном направлении на образования Южно-Анюйской сутуры и верхнепалеозойско-триасовые терригенные отложения пассивной окраины микроконтинента Чукотка-Арктическая Аляска, структуры которого выделяются в составе Анюйско-Чукотского складчатого пояса [Парфенов, 1984; Nokleberg et al., 1998; Бондаренко и др.. 20016] (рис. 131). В антиформах тектонических эрозионных окон выходят породы автохтона - триасовый флиш Анюйско-Чукотского пояса, а в синформах – фрагменты аллохтонных вулканогенно-осадочных разрезов Алазейско-Олойского пояса и Южно-Анюйской сутуры (рис. 130, 131) [Соколов и др., 2001; Бондаренко и др., 2003]. Комплексы Южно-Анюйской сутуры представлены тектонически расчлененными офиолитами, фрагментами мезозойских островодужных разрезов, динамометаморфическими толщами и терригенными аккреционными меланжами (рис. 130, 131) [Пинус, Стерлигова, 1973; Лычагин и др., 1991; Соколов и др., 2001]. Офиолитовые аллохтоны вытянуты в цепочку запад-северо-западной – восток-юго-восточной ориентировки, вдоль которой большинство исследователей и проводят северную границу Южно-Анюйской сутуры [Парфенов, 1984; Богданов, Тильман. 1992; Noklenberg et al., 1998].

В бассейне р. Уямканда выходы автохтонных пород Анюйско-Чукотского пояса приурочены к ядрам антиформ в эрозионных окнах и представле-



Рис. 129. Тектоническая схема Чукотского сегмента Южно-Анюйской сутуры [Лычагин и др., 1991; Бондаренко и др., 2003]

ны фаунистически охарактеризованными [Бычков, 1994] верхнетриасовыми дистальными турбидитами с песчаниками кварц-полевошпатового состава (рис. 130, 131). Турбидиты состоят из тонкого ритмичного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов с характерными текстурами цикличности Боума. Снос обломочного материала происходил с севера (координаты современные), со стороны микроконтинента Чукотка–Арктическая Аляска. Породы верхнего триаса интенсивно деформированы и смяты в



Рис. 130. Геологическая карта бассейна р. Уямканда [Бондаренко и др., 2003], с использованием материалов геолого-съемочных работ масштаба I : 200 000 Анюйского ГГГП (г. Билибино) с положением точек опробования

ЮВ C₃ Д образец образцы 9947, 9947/1

Рис. 131. Схематический геологический профиль по линии А–Б–В–Г–Д на рис. 130 [Бондаренко и др., 2003]

Условные обозначения см. на рис. 130

напряженные асимметричные складки с пологими осями преимущественно северной вергентности. Повсеместно проявлен сланцевый кливаж, параллельный осевым поверхностям этих складок. Поверхность кливажа деформирована в асимметричные складки различной напряженности. Преобладает северная вергентность структуры, но в зонах ретронадвигов и более поздних сдвигов фиксируются складки южной вергентности [Бондаренко и др., 20016].

Между офиолитовыми аллохтонами и триасовыми отложениями автохтона расположены пластины фациально изменчивых туфотерригенных отложений, в которых по материалам геолого-съемочных работ известны редкие находки двустворок позднеюрско-раннемелового возрастного интервала [Паракецов, Паракецова, 1989]. Часть этих пород, по тем же данным, ранее условно относилась к верхнему триасу, однако наши полевые наблюдения свидетельствуют об их более молодом, возможно, раннемеловом возрасте. Были опробованы два интервала разреза этих пород: предположительно верхнеюрский (структурно нижний) и предположительно нижнемеловой (структурно верхний, ранее относимый к триасу) (рис. 130). Нижний интервал состоит из тонкоритмичных турбидитов с различной долей примеси пирокластического материала среднего и кислого состава (образцы 9947 и 9947/1). Стратиграфически выше в разрезе преобладают проксимальные турбидиты и шельфовые отложения, в которых повышается количество песчаных прослоев, а также количество пирокластического материала (образец 9986). Разрез венчается полимиктовыми песчаниками и алевролитами (рис. 132), которые по данным геолого-съемочных работ были условно отнесены к верхнему триасу.

Складчато-покровная структура района с несогласием перекрыта фаунистически охарактеризованными полимиктовыми грубообломочными готерив-барремскими туфотерригенными отложениями. Готерив-барремские породы частично вовлечены в надвигообразование. Это дает основания рассматривать готерив-барремские отложения как нижний деформированный неоавтохтон. Туфотерригенные отложения готеривбарремского возраста состоят из обломков подстилающих пород (вулканитов, кремней, ультрабазитов, габбро, триасовых сланцев), а также кварца, полевых шпатов, метаморфических сланцев. На правобережье р. Уямканда литологически сходные полимиктовые терригенные породы



Рис. 132. Сводная схематическая стратиграфическая колонка аллохтонной пластины верхнеюрско-нижнемеловых туфотерригенных отложений водораздела рек Уямканда и Ангарка [Бондаренко и др., 2003]

залегают на верхнеюрско-нижнемеловых осадках без видимого несогласия (рис. 130). Континентальные эффузивы, реже туфы альба-верхнего мела с несогласием залегают на всех более древних породах и нарушены только хрупкими деформациями сдвиговой природы.

5.2.2. Строение и вещественный состав изученных разрезов

Образцы песчаников 9947 и 9947/1 отобраны из обнажения в обрыве правого борта р. Уямканда, примерно в 1000 м выше по течению устья руч. Мерзлого (правый приток р. Уямканда) (рис. 129, 130). Здесь вскрыты стратиграфически нижние уровни вулкано-терригенной толщи, которая в нескольких километрах выше по течению р. Уямканда содержит фаунистические остатки *Buchia* кимеридж-волжского возрастного интервала верхней юры [Паракецов, Паракецова, 1989]. Изученная часть толщи представлена интенсивно кливажированными тонкоритмичными турбидитами. Прослои песчаников будинированы, в их базальных слоях присутствует уплощенная по плоскостям кливажа галька аргиллитов. В песчаниках встречается графитизированный растительный детрит. В глинистых слоях турбидитов слоистость плохо выражена и порой идентифицируется только в сорванных замках изоклинальных складок, опрокинутых на север-северо-запад. Видимая мощность опробованного разреза (без учета деформаций) составляет около 100 м.

Образец 9986 отобран из прослоя среднезернистых песчаников на обнажении береговых обрывов левого борта р. Уямканда в 5000 м ниже устья р. Широкая Падь (рис. 130). Этот прослой приурочен к центральной части пачки крупнозернистых пород мощностью около 15 м, содержащих графитизированный растительный детрит. Слоистость в пачке круто наклонена на юг-юго-восток. Песчаники интенсивно биотурбированы, в их подошве отмечены грубые следы придонных течений. Южнее, за зоной хрупких деформаций с признаками сдвиговых перемещений распространены фаунистически охарактеризованные тонкоритмичные турбидиты верхнего триаса (рис. 130, 131). Севернее, стратиграфически ниже пачки песчаников, разрез представлен мелководно-морскими алевролитами с прослоями вулканомиктовых песчаников, содержащими текстуры взмучивания и следы перемыва осалка. По материалам геолого-съемочных работ изученная пачка песчаников условно относилась к верхнему триасу. По результатам наших наблюдений, опробованная пачка песчаников занимает наиболее верхнее стратиграфическое положение в разрезе терригенных и туфотерригенных отложений верхней юры-нижнего мела в бассейне р. Уямканда (рис. 132).

Опробованные песчаники представлены средне- (обр. 9947/1 и 9986) и средне-крупнозернистыми разностями (обр. 9947). Породы, как правило, неравномернозернисты, плохо сортированы, содержат обломки разной степени окатанности, среди которых преобладают угловатые. По составу породообразующих компонентов песчаники относятся к грауваккам [Шутов и др., 1972] с небольшим количеством цемента (от 5 до 13%). В обломочной части диагностируются гранито-гнейсы, слюдистые сланцы, алевропелиты, кремни, кислые эффузивы и обломки туфов и туфотерригенных пород предположительно кислого состава. В незначительном количестве встречаются обломки вулканитов основного состава с реликтами интерсертальной и витрофировой структуры, иногда с девитрифицированным вулканическим стеклом [Бондаренко и др., 2003].

5.2.3. Результаты трекового датирования цирконов из песчаников Западной Чукотки (бассейн р. Уямканда)

Образцы песчаников были отобраны из толщи дистального флиша в верховьях р. Уямканда (обр. 9947 и 9947/1, рис. 130), а также из толши проксимального флиша с пачками грубозернистых полимиктовых песчаников в нижнем течении р. Уямканда (обр. 9986, рис. 130). При датировании использовался метод внешнего детектора [Wagner, Van den Haute, 1992]. Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon^{MT} размером 2 × 2 см. Для каждого образца готовили 2 пластинки. Пластинки шлифовали на абразивном круге и затем полировали с использованием алмазных паст (9 и 1 мкм) и пасты Al₂O₃ (0,3 мкм) на конечной стадии. Химическое травление пластинок проводилось составом NaOH-KOH при температуре 228 °C в течение 10 час (первая пластинка) и 15 час (вторая пластинка). После травления пластинки были накрыты детектором (слюда с низким солержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2 · 10¹⁵ нейтрон/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон Туф, (FCT) и Булак Туф (BL)) и стекло-дозиметр с известным содержанием урана (CN-5) [Hurford, 1998]. При подсчете треков использовался микроскоп "Olympus BX60" с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1600, сухой метод; ζ-фактор [Hurford, 1998], вычисленный по 10 возрастным стандартам (6 образцов FCT, 4 образца BL), равнялся 316,22 ± 9,57.

Из каждого образца датировано от 38 до 50 зерен циркона (табл. 26). Для вычисления значений возраста отдельных зерен циркона использована программа Zetaage 4.7, М.Т. Брэндон (Йельский университет, США). Возраст зерен во всех образцах распределен в широком интервале (рис. 133), что позволяет предполагать присутствие нескольких разновозрастных популяций циркона.

Номер образца	Тип толщи	Nt	Возраст популяций циркона, млн лет	
			P1	P2
9986	Проксимальные турбидиты	50	131,1±7,5 88,5%	344,5±70,3 11,5%
9947	Дистальные турбидиты	47	155,4±9,0 94,4%	354,2±90,3 5,6%
9947/1	Дистальные турбидиты	38	149,6±10,2 79,5%	293,8±59,9 20,5%

Таблица 26. Трековый возраст детритовых цирконов из песчаников Анюйской зоны

Примечание. Nt – число датированных зерен циркона в образце. P1, P2 – популяции циркона, рассчитанные по программе BinomFit v 1.8 [Brandon, 1996; Brandon, 2002]. Возраст приведен в млн лет. ошибка определения возраста соответствует $\pm 1\sigma$, проценты – число зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt).





Рис. 133. Графики распределения значений трекового возраста зерен циркона в образцах 9947 (A), 9947/1 (Б), 9986 (В)

Р1, Р2 – пики разновозрастных популяций (табл. 26), разделенные с помощью программы BinomFit 1.8 [Brandon, 2002]. Шкала времени показана в логарифмическом масштабе



Рис. 134. Графики зависимости значений трекового возраста зерен циркона от содержания в них урана для образцов 9947 (A), 9947/1 (Б) и 9986 (В)

Графики построены в логарифмическом масштабе

В песчаниках присутствуют две разновозрастные популяции циркона (табл. 26, рис. 133, А. Б. В), это позволяет предполагать. что после накопления цирконы не испытали вторичного отжига. Однако в научной литературе известны примеры, когда в образце присутствует несколько популяций циркона, но треки в одних зернах циркона подверглись отжигу (т.е. их возраст "омоложен"), а в других – нет (т.е. возраст соответствует времени их остывания в источниках сноса) [Hasebe et al., 1993; Garver, Bartholomew, 2001].

Обычно это происходит, когда порода достаточно длительное время находится в зоне температур, близких к температуре закрытия трековой системы в цирконе, а цирконы, содержащиеся в породе, имеют различные свойства и в разной степени подвержены отжигу треков. Свойства циркона, которые влияют на отжиг треков, на сегодняшний день изучены слабо [Rahn et al., 2004].

В первую очередь исследователи обращают внимание на на-

рушенность структуры циркона треками α -распада, аномальное содержание урана, отношение урана и тория и другие параметры. Как было показано в работе [Garver. Bartholomew, 2001], отжиг треков при пониженной температуре (~200 °C) происходит в зернах циркона со структурой, сильно нарушенной треками α -распада, и повышенным содержанием урана. На графике возраст зерен–содержание урана перегретые зерна образуют отдельный кластер, на-рушающий линейную зависимость, характерную для неперегретых образцов [Garver, Bartholomew, 2001]. Такие графики были построены для датированных образцов из Южно-Анюйской сутуры (рис. 134, *A*, *Б*, *B*). На графиках не

наблюдаются четко обособленные кластеры, а также значительное отклонение от линейной зависимости. Таким образом, цирконы в образцах из Южно-Анюйской зоны, по-видимому, не подвергались частичному отжигу, и их возраст отражает время остывания цирконов в источниках сноса. Возраст отложений всегда моложе, чем возраст содержащихся в них обломков. Значит, возраст молодых популяций цирконов (155,4 ± 7,5 млн лет – образец 9947, 149,6 ± 10,2 млн лет – образец 9947/1, 131,7 ± 7,5 млн лет – образец 9986) определяет нижний предел возраста накопления содержащих их отложений. Если же синхронно с накоплением толщ в непосредственной близости происходили вулканические извержения, то возраст цирконов молодой популяции будет близок к возрасту осадконакопления терригенных толщ.

5.3. Изучение флишевых отложений острова Большой Ляховский (Новосибирские о-ва)

Остров Большой Ляховский расположен на южной окраине Новосибирской платформы. Палеозойский карбонатный чехол этой платформы выходит севернее Ляховских островов – на о-вах Котельный и Бельковский. Южнее Ляховских о-вов на материке выходят позднеюрские вулканиты и граувакки, которые обычно включают в состав Анюйско-Святоносской островной дуги. Общепризнанным является то, что террейн, соответствующий Анюйско-Святоносской дуге, отделяется от Новосибирской платформы Южно-Анюйской сутурой (рис. 135). Южно-Анюйская сутура краем заходит



Рис. 135. Расположение терригенного комплекса на Новосибирских островах [Kuzmichev, Soloviev, 2004]

на о. Большой Ляховский. С ней связаны тектонические пластины и блоки экзотических пород – океанических базальтов, серпентинитов и амфиболитов, для которых предполагается островодужный генезис.

Терригенный флиш слагает большую часть о-ва Большой Ляховский. В изученной юго-восточной части острова этот терригенный комплекс сложно дислоцирован, рассланцован, филлитизирован и прорван интрузиями гранодиоритов аптского-альбского возраста. Представления о возрасте и тектоническом положении терригенного комплекса о-ва Большой Ляховский неоднократно менялись на протяжении истории его изучения. Первые исследователи острова объединяли все терригенные породы в единый комплекс. Первоначально он датировался мезозоем. После проведения в 1956 г. мелкомасштабной геологической съемки эти отложения по микрофоссилиям были отнесены к верхнему протерозою [Войцеховский, Сороков, 1957]. Затем в породах, обнаженных на мысе Бурустас, были обнаружены миоспоры, указывающие на пермский возраст пород [Виноградов и др., 1974]. В последних сводках терригенные отложения юго-восточной части острова (бурустасская свита) на основании неподтвержденной находки триасовой пелециподы в плитке сланца на пляже вблизи устья руч. Предмайский датируют пермью-триасом. Терригенные отложения западной и северной частей острова выведены из состава бурустасской свиты и закартированы как верхнеюрские породы, по аналогии с толщами, обнаженными на соседних о-вах Столбовом и Малом Ляховском [Государственная геологическая..., 1999].

5.3.1. Характеристика терригенных комплексов острова Большой Ляховский

Бурустасская свита сложена песчаниками алевролитами и аргиллитами, которые обычно образуют переслаивание с ритмами мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Присутствуют также песчаниковые или аргиллитовые пакеты мощностью до 30 м. Гравелиты или конгломераты в разрезе отсутствуют, что свидетельствует об удаленности от области сноса и главных питающих каналов. В большинстве случаев пласты массивных песчаников имеют эрозионную нижнюю поверхность и иногда обладают отчетливой градационной слоистостью, что указывает на отложение из турбидитных потоков. Местами отмечается асимметричная рябь течения. В обнажениях м. Бурустас (рис. 136) на нескольких уровнях разреза присутствуют пачки мощностью до нескольких метров плохо сортированных алевропесчаников, в которых наблюдается слоистость, связанная с штормовыми волнениями. По-видимому, несколько более мелководными являются отложения, выходящие в приустьевой части руч. Предмайского, в них турбидитные признаки выражены менее отчетливо и наблюдается быстрое выклинивание некоторых пластов песчаника. Наиболее мелковолным является фрагмент разреза, описанный в северной части района в среднем течении р. Нерпалах, где наблюдались пестроцветные - сиреневые и зеленые песчаники.

Песчаники представляют собой типичные граувакки, сложенные магматогенным и метаморфогенным кварцем, плагиоклазом и литокластами.



Рис. 136. Обнажение флишоидных пород бурустасской свиты на острове Большой Ляховский. Фото А.Б. Кузьмичева

Присутствуют чещуи обломочного хлорита и мусковита. Среди литокластов диагностированы измененные фельзиты, хлорит-серицитовые сланцы, метабазиты. чещуи серпентинита. В составе тяжелой фракции – ильменит, циркон, рутил, апатит, турмалин. магнетит, хромит, гранат, эпидот, амфибол. Акцессорный циркон представлен чрезвычайно разнообразными по цвету, форме и степени окатанности кристаллами, что отчасти является результатом рециклинга. Апатит также представлен разнообразными кристаллами, при этом неокатанные чечевицеобразные зерна со скульптурами растворения – продукты размыва аллохтонных амфиболитов, обнаженных на юго-востоке. Из них же происходят неокатанные разновидности ильменита. граната и рутила. Хромит и серпентинит являются продуктами размыва офиолитов. (Серпентин не может переноситься на большие расстояния, что указывает на местный источник.)

Такой состав обломочного материала свидетельствует о присутствии двух главных источников сноса: рециклинг платформенных отложений и размыв островодужных вулканитов. С последним источником мы связываем также присутствие бесцветных длиннопризматических неокатанных эвгедральных мелких кристаллов циркона, которые явно не испытали длительного переноса и в некоторых разностях присутствуют в большом количестве. К этим двум главным источникам локально примешивались продукты размыва аллохтонных серпентинитов и амфиболитов.

Минеральный граувакковый состав отражается также и в химическом составе песчаников. Они характеризуются низким содержанием кремнезема

(в среднем 68%), высоким содержанием железа, титана, хрома, никеля, ванадия. Эти признаки указывают на то, что отложения бурустасской свиты накапливалась одновременно с коллизией Анюйско-Святоносской дуги и Новосибирской платформы. Верхний предел возраста их коллизии, который определяется прорыванием осадочных пород постколлизионными дискордантными гранитами, – апт. В Южно-Анюйском районе возраст синколлизионного грубообломочного комплекса – конец юры–неоком [Бондаренко и др., 2003]. Эти данные позволили нам предположить, что установленный ранее пермо-триасовый возраст бурустасской свиты является неверным.

5.3.2. Результаты трекового датирования цирконов из песчаников острова Большой Ляховский

Мы предприняли попытку определить нижний предел возраста бурустасской свиты методом трекового датирования наиболее молодой популяции обломочного циркона. При этом исходили из того, что если Анюйско-Святоносская дуга поставляла продукты разрушения вулканитов кислого и среднего состава в бурустасский бассейн, то осадки должны содержать циркон юрского возраста. В составе тяжелой фракции песчаников бурустасской свиты действительно присутствовали свежие длиннопризматические неокатанные бесцветные кристаллы циркона, которые можно было бы связать с этим источником.

Методом трекового датирования проанализированы цирконы, выделенные из двух образцов песчаников с м. Бурустас. В обоих образцах присутствуют цирконы с разнообразными цветом, габитусом и степенью окатанности. Особенности метода изложены в [Brandon. Vance, 1992; Garver et al., 2000а; Бондаренко и др., 2003]. Короткое время травления и наблюдаемое присутствие разновозрастных популяций зерен (табл. 27) указывают на то, что цирконы не были полностью перегреты после седиментации и сохранили информацию о первоначальном возрасте закрытия трековой системы в источниках сноса. Из каждого образца датировано по 40 зерен циркона из наиболее молодых популяций (рис. 137). Информация о возрасте древних популяций отсутствует, так как для их анализа требуется специальная пробоподготовка с меньшим временем травления препаратов.

Номер образиа	Свита	Nt	Возраст популяций циркона, млн лет	
помер образца			P1	P2
L145-8	Бурустасская	40	163.7±9.2 100%	-
L146-1	Бурустасская	40	119,6±14,5 57.5%	159.0±23.8 42,5%

Таблица 27. Трековый возраст детритовых цирконов из песчаников бурустасской свиты*





P1, P2 – пики разновозрастных популяций (табл. 27), разделенные с помощью программы BinomFit 1.8 [Brandon, 2002]. Шкала времени показана в логарифмическом масштабе

Данные трекового датирования показали, что оба образца содержат одну и ту же популяцию циркона, возраст которой составляет около 160 млн лет (163,7 ± 9,3 и 159,0 ± 23,8 млн лет) (табл. 27. рис. 137). Мы предполагаем, что источником этих цирконов могла быть Анюйско-Святоносская дуга, которая была активной в средне-позднеюрское время. Кроме того. образец L146/1 содержит популяцию циркона с возрастом 119,6 ± 14,5 (±1 σ) млн лет. Популяция сложена преимущественно эвгедральными кристаллами, но значение возраста слишком молодое, чтобы можно было безоговорочно связать его с магматической активностью в области источника. С учетом нижнего доверительного интервала эта популяция не может быть более древней, чем 134 млн лет (готтерив), однако в готериве Анюйско-Святоносская дуга уже причленилась к континентальному блоку, и магматическая активность в ней прекратилась. Возможны следующие варианты интерпретации происхождения этой популяции.

1. Источником цирконов могли быть комплексы горных пород, выведенные на уровень эрозионного среза в заключительные фазы орогенеза. В таком случае возраст популяции отражает время пересечения этими комплексами изотермы 200 °C. С учетом нижнего доверительного интервала возраст не выходит за ожидаемые пределы времени накопления пород бурустасской свиты, которая, как показано выше, накапливалась одновременно с орогенезом.

2. Возраст популяции близок к возрасту расположенного поблизости гранитного-гранодиоритового массива (114,4 \pm 0,5 млн лет) [Layer et al., 2001], что заставляет обсудить возможность вторичного отжига. В образце L146/1 по данным трекового датирования распознается несколько разновозрастных популяций циркона (табл. 27, рис. 137). Обычно это указывает на то, что цирконы не испытали вторичного отжига. Однако известны примеры. когда в образце присутствует несколько популяций циркона, но треки в одних зернах циркона подверглись отжигу, а в других нет [Hasebe et al., 1993; Garver et al., 2004, 2005]. Обычно это происходит в случае достаточно длительного времени нахождения породы в зоне температур, близких к температуре закрытия трековой системы в цирконе (~ 200 °C), а цирконы, содержащиеся в породе, имеют различные свойства и в разной степени подвержены отжигу треков [Garver et al., 2004, 2005].

Свойства циркона, которые влияют на отжиг треков, изучены мало, но одним из главных факторов является концентрация урана: в первую очередь отжигу подвергаются высокоурановые цирконы. На диаграмме трековый возраст-содержание урана отожженные зерна обычно образуют обособленный кластер, не связанный линейной зависимостью с остальными цирконами [Garver et al., 2004]. Распределение аналитических точек для образца L146/1 на диаграмме не позволяет надежно оценить вероятность вторичного отжига, хотя и показывает, что популяция с возрастом 119,6 ± 14,5 млн лет является статистически более урановой (рис. 138). Мы не можем полностью исключить вариант частичного вторичного отжига, так как песчаники с м. Бурустас содержат новообразованные хлорит и серицит, что свидетельствует о некотором термальном воздействии на породы. Для окончательного ответа на этот вопрос мы предполагаем в ближайшем будущем датировать трековым методом цирконы из разреза руч. Предмайского, где породы изменены существенно слабее, и/или датировать цирконы U-Pb методом, для которого температура закрытия изотопной системы значительно выше.

Таким образом, результаты трекового датирования показывают, что бурустасские песчаники содержат средне-позднеюрскую популяцию циркона. Трековый возраст этой популяции отвечает времени закрытия трековой системы в источнике обломочного материала. Циркон мог поступать из магматических пород Анюйско-Святоносской островной дуги и из разнообразных глубинных магматических и осадочных пород, нагретых до темпе**Рис. 138.** Графики зависимости значений трекового возраста зерен циркона от содержания в них урана для образцов L145-8 (*A*), L146-1 (*Б*) (песчаники бурустасской свиты)

Графики построены в логарифмическом масштабе

ратуры, превышающей 200 °С, и выведенных на уровень эрозии в средне-позднеюрское время. Кроме того, в образце L146/1 присутствует раннемеловая трековая популяция циркона. Интерпретация возраста этой популяции неоднозначна и не исключает возможности вторичного отжига циркона в составе осадочной породы.

Полученные прямые данные о нижнем пределе возраста бурустасской свиты хорошо согласуются со всей совокупностью косвенных данных. свидетельствующих, что терригенные осадки свиты начали накапливаться не

ранее, чем в самом конце поздней юры. Этот вывод подтверждается данными о возрасте терригенных флишоидных пород, слагающих о-ва Столбовой и Малый Ляховский (столбовская свита). Позднеюрский (волжский ярус)– раннемеловой (берриасский и валанжинский ярусы) возраст столбовской свиты обоснован пелециподами. Песчаники столбовской свиты также представляют собой граувакки, петрографически сходные с песчаниками бурустасской свиты [Дорофеев и др., 1999]. Терригенный комплекс позднеюрского–неокомового возраста присутствует также и в Южно-Анюйском районе. Комплекс сложен сланцами и граувакками и содержит конгломераты с обломками океанических и островодужных вулканитов и серпентинитов [Бондаренко и др., 2003].

Мы можем сделать вывод, что все терригенные флишоидные толщи острова Большой Ляховский являются единым стратиграфическим подразделением, возраст которого, по аналогии с фаунистически охарактеризованными толщами о-ва Столбовой, определяется как волжский ярус поздней юры–берриасский и валанжинский ярусы нижнего мела. Мы не исключаем, что бурустасская свита может включать и более высокие горизонты неокомовых отложений, которые на о-ве Столбовом не сохранились.

Таким образом, отложения бурустасской свиты накапливались на южной окраине Новосибирской платформы во время ее коллизии с Анюйско-Святоносской дугой. Она формировалась в передовом бассейне перед фронтом надвигающегося орогена. Однородный состав изученных фрагментов


терригенной толщи не позволяет выделить среди них отложения разных участков бассейна и/или разных стадий его заполнения. В частности, нигде не встречены косослоистые песчаники проксимальной части дельты, отсутствуют конгломераты или гравелиты. Не встречены также чисто турбидитовые более глубоководные фации. Глубина бассейна, который представлен в изученных осадках, не превышала уровня штормовых осцилляций.

Сочетание в разрезе песчаников с градационной слоистостью и пластов со штормовой косой слоистостью характерно для фаций, которые называются паводковыми дельтовыми системами (flood-dominated deltaic system) [Mutti et al., 2003]. Подобные фации характерны для внешних частей краевых бассейнов, примыкавших к орогенному сооружению. Массовый вынос в море паводковой суспензии порождал придонные суспензионные (hyperpicnal) потоки, которые могли переноситься на значительное расстояние и отлагать пласты с градационной слоистостью.

Таким образом, эти данные позволяют предполагать, что изученные фрагменты бурустасской свиты накапливались во внешней части передового прогиба, примыкавшего к орогеному сооружению. При такой интерпретации следует объяснить присутствие в породах бурустасской свиты континентальной кластики, которая не могла быть продуктом размыва островодужного сооружения. надвигавшегося на окраину Новосибирской платформы. Мы предполагаем, что орогенный клин мог включать также доколлизионные пермские и триасовые толщи южного склона Новосибирской платформы. Эти толщи сложены терригенными породами, они могли служить источником континентальной кластики. С таким предположением согласуется примесь продуктов размыва серпентинитов, не испытавших длительного переноса, в тех же разностях, которые содержат рециклинговый циркон. Такое предположение позволяет также объяснить присутствие переотложенной пермско-триасовой фауны и микрофауны.

5.4. Эволюция Южно-Анюйского бассейна в поздней юре и раннем мелу

Из приведенных на рис. 139 схематических разрезов верхнеюрско-нижнемеловых комплексов только разрезы VIII и IX занимают автохтонное (близкое к изначальному) положение. Разрезы I и II, хотя и могли быть тектонически перемещены в северном направлении, но в целом принадлежат к Алазейско-Олойскому поясу. Разрезы III-VII тектонически перемещены в структуре Южно-Анюйской сутуры, а также Анюйско-Чукотского пояса и занимают аллохтонное положение [Соколов и др., 2001]. Мы не можем оценить амплитуду перемещения каждого тектонического покрова. Кроме того, не для каждого комплекса верхнеюрско-нижнемеловых пород можно однозначно определить место их накопления: Алазейско-Олойский пояс или Южно-Анюйский палеобассейн. Корневая зона тектонических покровов, сложенных породами разрезов III-VII, скрыта под структурами Алазейско-Олойского пояса. Поэтому при реконструкции условий осадконакопления для временного интервала поздняя юра-ранний мел мы можем руководствоваться лишь косвенными соображениями о первоначальной латеральной зональности Южно-Анюйского палеобассейна, при этом учитывалось предположение, согласно



Рис. 139. Латеральная последовательность расположения разрезов верхнеюрско-нижнемеловых отложений Южно-Анюйской сутуры и структур обрамления [Бондаренко и др., 2003]

А. В. Соловьев

19

С

которому в поздней юре-начале раннего мела вдоль южной (в современных координатах) границы Южно-Анюйского палеобассейна развивалась зона конвергенции [Парфенов, 1984; Соколов и др., 2001].

Вторая половина поздней юры. В оксфорде-титоне северным ограничением Южно-Анюйского бассейна служила пассивная окраина микроконтинента Чукотка-Арктическая Аляска. В его пределах морское осадконакопление происходило преимущественно в пределах грабенов (рис. 140, *A*).

В Южно-Анюйском палеобассейне новообразование океанической коры прекратилось в келловее–оксфорде [Соколов и др., 2001]. Бассейн активно наполнялся терригенными осадками. Снос в бассейн, судя по наблюдениям этих авторов, происходил как со стороны микроконтинента Чукотка– Арктическая Аляска, так и со стороны Евразии.

Пирокластический материал поступал со стороны Алазейско-Олойской зоны островодужного вулканизма (рис. 136, *A*). Источником олистостромовых горизонтов могли быть структуры палеоаккреционной призмы перед фронтом Алазейско-Олойской зоны. Возможно, часть верхнеюрских морских вулканогенных образований (пиллоу-лавы с пачками вулканомиктового флиша) образовалась в тыловой части Алазейско-Олойской островной дуги в условиях спредингового задугового бассейна. В современной структуре такие образования известны только в западной части Алазейско-Олойского пояса [Парфенов, 1984; Оксман, 1998]. Накопление туфотерригенного флиша (образцы 9947, 9947/1), вероятно, происходило в преддуговом регионе Алазейско-Олойской зоны островодужного вулканизма (рис. 140, *A*).

Первая половина раннего мела. В берриасе–готериве позднеюрский латеральный ряд структур осложняется активными складчатыми деформациями [Парфенов, 1984; Богданов, Тильман, 1992; Соколов и др., 2001]. Этим объясняется регрессивный характер известных разрезов верхнеюрско-нижнемеловых отложений [Паракецов, Паракецова, 1989].

В то же время на водоразделе рек Ангарка–Уямканда известны нижнемеловые турбидиты (рис. 139, III). Это свидетельствует о существовании достаточно обширного и глубоководного бассейна к северу (в современных координатах) от зоны складчатости и надвигообразования (рис. 140, *Б*). В пределах этого бассейна накопились отложения, тип которых охарактеризован образцом 9986. В пределах Алазейско-Олойской зоны продолжается слабоактивный аэральный островодужный вулканизм [Тильман, 1973; Богданов, Тильман, 1992; Парфенов, 1984]. В Анюйско-Чукотском складчатом поясе известны автохтонные аркозовые флишевые отложения берриас-валанжинского возраста, накопление которых, вероятно, связано с регрессией моря со стороны раскрывающегося Канадского бассейна.

В готериве–барреме после пика покровообразования происходило формирование грубообломочного неоавтохтона (рис. 139, IV). В дальнейшем неоавтохтон также оказался вовлечен в надвиговую структуру. По-видимому, к концу неокома фронт тектонических покровов достиг шельфа южной окраины Канадского бассейна (в современных координатах), о чем свидетельствуют данные о деформациях в апт-альбских отложениях осадочного бассейна Колвилл на северо-западе Аляски [Grantz et al., 1988, 1994] (рис. 140, *Б*).

Конец раннего мела. В апте-альбе интенсивное терригенное осадконакопление происходило в бассейнах Колвилл и Северно-Чукотском



Рис. 140. Палеореконструкции развития Южно-Анюйского бассейна и Южно-Анюйской сутуры в позднеюрское–раннемеловое время [Бондаренко и др., 2003]

А – блок-диаграмма, иллюстрирующая палеотектоническую ситуацию в Яракваамском сегменте Южно-Анюйского бассейна во второй половине верхней юры; Б, В – палеопрофили по линии 1–1 иллюстрирующие палеотектоническую ситуацию в неокоме (Б) и в апте–альбе (В). Номера в кружках соответствуют номерам колонок стратиграфических разрезов верхнеюрско-нижнемеловых отложений на рис. 139

вдоль южной периферии Канадской котловины (рис. 140, *B*) [Grantz et al., 1988]. Формирование покровно-складчатой структуры Южно-Анюйской сутуры к этому времени в основном завершилось. Происходили лишь малоамплитудные взбросово-надвиговые, а также сдвиговые перемещения, нарушающие нормальное залегание меловых и палеогеновых слоев.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере Южной Корякии, Камчатки, Южно-Анюйской зоны и литературном материале показано. что трековое датирование циркона и апатита позволяет решать разнообразные тектонические задачи. Применение трекового датирования в комплексе с другими методами для изучения тектонических процессов (аккреции, коллизии, эксгумации) дает возможность количественно оценить время и скорость их развития.

На примере Камчатки, юга Корякии, Южно-Анюйской зоны, а также литературных данных показано, что трековый возраст самой молодой популяции цирконов в песчаниках близок к возрасту самих песчаников, установленному микропалеонтологическими методами. Источником этих цирконов – помимо продуктов синхронного осадконакоплению вулканизма в питающей провинции – могут быть блоки глубинных пород, быстро выводящиеся на поверхность. Это позволяет считать трековое датирование цирконов одним из важных методов определения возраста немых терригенных толщ, широко распространенных в областях конвергенции литосферных плит.

Анализ формирования флишоидных толщ на юге Корякии и Камчатке, включающий трековое датирование как основной метод расчленения и корреляции, позволил реконструировать историю Укэлаятско-Западно-Камчатского бассейна. Этот бассейн длительное время заполнялся сравнительно однородным терригенным материалом на фоне значительных изменений геодинамического режима края континента. Изучена эволюция этого бассейна от заложения субдукции под Охотско-Чукотский вулканический пояс по причленения меловой островной дуги. В пространстве (с запада на восток) и во времени (от альба до эоцена) происходит переход от комплексов аккреционной призмы (Западная Камчатка) к образованиям преддугового бассейна (Лесновско-Укэлаятский прогиб). В позднемезойской-раннекайнозойской истории формирования Укэлаятско-Западно-Камчатского бассейна выделено три этапа, соответствующих смене геодинамических режимов: синсубдукционный (альб-кампан, ~110-80 млн лет), окраинного моря (кампан-ранний палеоцен, ~80-60 млн лет), коллизионный (поздний палеоцен-срепний эоцен, ~60-45 млн лет).

Терригенные отложения Западной Камчатки (хребет Омгон), сформированные на окраине Азии с альба по кампан, содержат пластины и блоки океанического генезиса, образовавшиеся в конце юры–раннем мелу и "соскобленные" с субдуцировавшей океанической плиты. Тектонически совмещенные разновозрастные комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках, представляют собой фрагмент палеоаккреционной призмы. Отложения Лесновско-Укэлаятского прогиба формировались с коньяка до среднего эоцена. Для верхнемеловых–нижнепалеоценовых отложений Лесновско-Укэлаятского прогиба характерна южная, юго-восточная вергентность, связанная с поддвигом океанической коры под азиатскую окраину. Верхнепалеоцен-эоценовые отложения смяты в складки северной и северо-западной вергентности, совпадающей с направлением шарьирования по Лесновско-Ватынскому надвигу.

Новые геохронологические данные позволили обосновать диахронность коллизии меловой энсиматической островной дуги с северо-восточной окра-

иной Азии. Южный сегмент дуги столкнулся с окраиной в раннем эоцене. в результате чего мощный аллохтонный пакет перекрыл автохтонные терригенные толщи. Это привело к глубокому метаморфизму (52 ± 2 млн лет назад) как автохтона (колпаковская и камчатская серия), так и нижней части аллохтона (андриановская свита). Коллизия северного сегмента дуги произошла в среднем эоцене (45 млн лет назад) за очень короткий промежуток времени (менее 1 млн лет). Тонкие пластины аллохтона шарьированы на терригенные толщи Лесновско-Укэлаятского бассейна с амплитудой более 50 км.

Сравнение данных по аккреционным призмам Восточной Камчатки, зонам Симанто и Каскадии показало применимость трекового датирования циркона и апатита не только для датировки осадков, но для оценки времени аккретирования и скорости выведения призмы на поверхность. В Восточно-Камчатской аккреционной призме возраст терригенных отложений омолаживается от континента к океану (на о-ве Карагинском – от среднего эоцена до раннего миоцена, в хребте Кумроч – от среднего эоцена до среднего миоцена).

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехович В.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Там же. 1980. № 3. С. 111–123.
- Алексеев Э.С. Геодинамика зоны перехода океан-континент на примере позднемезозойской-кайнозойской истории южного сектора Корякского нагорья // Там же. 1987. № 4. С. 102–114.
- Алексеев Э.С., Кузнецова И.А., Лобунец С.С., Егоров И.А. Геологическая карта СССР. Ветвейская серия. Лист P-58-XXIX. Масштаб 1 : 200 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1979.
- Астраханцев О.В. Геология базит-гипербазитовых комплексов Олюторской зоны (Южная Корякия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1996. 22 с.
- Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 161–187.
- Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н., Брагин Н.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии мезозоя – кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 77–84.
- Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р. Строение безофиолитового коллизионного шва Восточной Камчатки – зоны надвига Гречишкина // Геотектоника. 1997. № 3. С. 74–85.
- Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Недра, 1986. 192 с.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 190 с.
- Беляцкий Б.В., Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г. Первые данные изотопного датирования дунит-клинопироксенитового зонального массива центральной Камчатки // Докл. РАН. 2002. Т. 382, № 2. С. 235–237.
- Богданов Н.А. Проблема раздела Евразиатской и Северо-Американской литосферных плит в Восточной Арктике // Геотектоника. 1998. № 2. С. 4–15.
- Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н. Средне-верхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиолярий Омгонского хребта (Западная Камчатка) // Докл. РАН. 1991. Т. 321, № 2. С. 344–348.
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кепежинскас П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. и др. Океаническая олистострома западного побережья Алеутской впадины (Берингово море) // Геотектоника. 1982. № 5. С. 74–80.
- Богданов Н.А., Гарвер Дж.И., Чехович В.Д. и др. Обстановки формирования флишоидноолистостромового комплекса западного побережья Алеутской глубоководной впадины // Там же. 1999. № 5. С. 52–66.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 97–110.
- Богданов Н.А., Кепежинскас П.К. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 3–11.

- Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В. и др. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64–76.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Там же. 2002. № 1. С. 72–85.
- Бондаренко Г.Е. Ультраосновные и основные метавулканиты Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 3. С. 32–40.
- Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А. и др. Изотопный возраст гранатовых плагиогранитов Срединного хребта Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 3. С. 233–236.
- Бондаренко Г.Е., Соколков В.А. Новые данные о возрасте, структуре и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 6. С. 1434–1437.
- Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д., Морозов О.Л. и др. Тектоника и коллизионная история Южно-Анюйской сутуры, Западная Чукотка // VII Междунар. конф. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна: Тез. докл. М.: Научный мир, 2001а. С. 381–382.
- Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д., Морозов О.Л. и др. Покровная тектоника Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка, Северо-Восток Азии) // Тектоника неогея: Общие и региональные аспекты: Материалы XXXIV Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 20016. С. 62–65.
- Бондаренко Г.Е., Соловьев А.В., Тучкова М.И. и др. Возраст детритовых цирконов в песчаниках верхнемезозойского флиша Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 2. С. 192–208.
- Бондаренко Г.Е., Соловьев А.В., Тучкова М.И. и др. Первые результаты трекового датирования детритовых цирконов из мезозойских флишевых отложений Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка, Северо-Восток Азии) // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 5. С. 662–667.
- Бычков Ю.М. Триас Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 60 с.
- Вассоевич Н.Б. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Недра, 1986. 368 с.
- Виноградов В.А., Дибнер А.Ф., Самусин А.И. О выделении пермских отложений на острове Большой Ляховский // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, № 5. С. 1200–1202.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С. Rb–Sr возраст пород срединного выступа Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т. 339, № 5. С. 645–649.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. № 7. С. 58–65.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е. Бореальные радиолярии средней юры раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 22–35.
- Войцеховский В.Н., Сороков Д.С. Цокембрийские образования острова Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Информ. бюл. НИИГА. Л., 1957. Вып. 4.
- Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н. и др. Опорный разрез морского палеогена севера Дальнего Востока (полуостров Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 64 с.
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Исландия: Глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм. М.: ГЕОС, 1999. 362 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53–55. Новосибирские острова. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-VIII. Л.: ВСЕГЕИ, 1967.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-XIV. Л.: ВСЕГЕИ, 1972.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист О-57, (58) Палана. Объяснительная записка / Ред. Б.А. Марковский. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Р-58, 59 Каменское / Ред. А.А. Розенкранц. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.

Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 734 с.

Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251 с.

- Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Боровцев А.К. и др. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки: (Стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
- Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 264 с.
- Голдырев А.Е. Новые данные о составе терригенных толщ верхнего мела и эоцен-олигоцена Западной Камчатки (район хребта горы Морошечной) // Современные вопросы геотектоники: Сб. науч. тр. М.: Научный мир, 2001. С. 136–138.
- Голев М.Б. Результаты физического моделирования процесса образования надвигов в слоистых толщах в условиях горизонтального сжатия // Геологические исследования литосферы. М.: Ин-т литосферы РАН, 1995. С. 11–12.
- Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
- Гончаров М.А., Фролова Н.С. Моделирование процесса формирования шарьяжей с применением ЭВМ // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1995. № 3. С. 49–60.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55. Новосибирские острова. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
- Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 130–149.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения центральной части Корякского нагорья // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 58–80.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 132–159.
- Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. Верхнемеловые вулканиты перешейка Камчатки // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 58–66.
- Двали М.Ф. Геологическое строение Паланского района (западное побережье полуострова Камчатка) // Тр. ВНИГРИ. 1957. Вып. 102. С. 1–124.
- Девис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии. М.: Недра, 1990. Т. 1. 318 с.; Т. 2. 427 с.
- Демидов Н.Т., Сулима Г.С. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Западно-Камчатская серия. Лист О-57-Х,ХІ (Палана, Кинкиль). Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
- Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушиков В.И. Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
- Ермаков Б.В., Коляда А.А., Василенко Л.В., Мишин В.Ф. Стратиграфическое расчленение ритмичных терригенных отложений центральной части Корякского нагорья // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: НИИГА, 1974. С. 65–69.
- Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Сов. геология. 1975. № 12. С. 53–65.
- Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М., 2003. 27 с.
- Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сах. обл. кн. изд-во, 2004. 192 с.

- Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 112 с.
- Зинкевич В.П. Тектоника Ваежско-Алганской и Великореченско-Рарыткинской зон Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 106–135.
- Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др. Тектоника восточного обрамления срединно-камчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
- Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козъмин Б.М. и др. Сейсмичность и современные границы плит и блоков Северо-Восточной Азии // Геотектоника. 2000. № 4. С. 44–51.
- Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.
- Казинцова Л.И., Лобов Л.М. О находке берриас-валанжинских радиолярий в вулканогеннокремнистых отложениях Западной Камчатки // Тез. докл. "Радиолярии и биостратиграфия". Свердловск, 1987. С. 38–39.
- Кашкаров Л.Л., Кошкин В.Л., Ушко К.А. Определение возраста вулканических туфов неогена острова Кунашир Большой Курильской гряды трековым методом // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования / Ред. Ю.А. Шуколюков. М.: Наука. 1985. С. 175–187.
- Кашкаров Л.Л., Назаров М.А., Калинина Г.В. и др. Распределение урана в импактных стеклах Карской и Болтышевской ударных структур // Вестн. ОГГГГН РАН. 2000. Т. 2, № 2. (12).
- Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника. 2004. № 4. С. 64-90.
- Коваленко Д.В. Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны. о. Карагинского и тектоническая интерпретация результатов // Там же. 1990. № 2. С. 92–101.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Там же. 1996. № 3. С. 82–96.
- Коваленко Д.В. Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корякии // Там же. 2001. № 5. С. 76–92.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии: Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
- Коваленко Д.В., Ширяевский Е.В., Злобин В.Л., Носорев А.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Малкинского выступа (Камчатка) // Изв. РАН. Физика Земли. 2000. № 6. С. 1–14.
- Коваленко Д.В., Ярославцева Я.Ю., Злобин В.Л. Палеомагнетизм и тектоника о. Карагинский (юг Корякского нагорья) // Геотектоника. 1999. № 5. С. 58–77.
- Коваль П.А. Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист О-57-XXXI, О-56-XXXVI. Л.: ВСЕГЕИ, 1964.
- Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Лучицкая М.В., Бондаренко Г.Е. Признаки вязко-пластического течения в мезозойских барабских конгломератах срединно-камчатского массива // Бюл, МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 15–30.
- Комаров А.Н. Датирование вулканических пород методом треков // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования / Ред. Ю.А. Шуколюков. М.: Наука, 1985. С. 60–68.
- Комаров А.Н., Илюпин И.П. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные методом треков // Геохимия. 1978. № 7. С. 1004–1014.

- Комаров А.Н.. Райхлин А.И. Сравнительное изучение возраста импактитов методом треков и калий-аргоновым // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 3. С. 673–676.
- Комаров А.Н., Сковородкин Н.В., Карапетян С.Г. Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления урана // Геохимия. 1972. № 6. С. 693–698.
- Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
- Константиновская Е.А. Камчатское позднемеловое окраинное море // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 58–73.
- Константиновская Е.А. Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59–78.
- Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: Структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 549).
- Конторович А.Е., Меленевский В.Н. Учение о главной фазе нефтеобразования и его место в осадочно-миграционной теории нафтидогенеза // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 3–14.
- Копорулин В.И. Мезозойские и кайнозойские терригенные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока России. М.: Наука, 1992. 126 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 480).
- Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В. Первые Sm-Nd изотопные определения возраста метаморфических пород срединно-камчатского массива // Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа. Петропавловск-Камчатский: КАМШАТ. 1999. С. 41–42.
- Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Пузанков Ю.М. Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива // Геодинамика. магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ, 2003. Т. 1. С. 162–165.
- Кузьмин В.К., Чухонин А.П. О докембрийском возрасте гнейсов камчатского массива // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 4. С. 932–935.
- Кузьмин Я.В., Попов В.К. Вулканические стекла Дальнего Востока России: геологические и археологические аспекты. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2000. 168 с.
- Кузьмичев А.Б.. Сухов А.Н. Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): Строение разреза и геодинамические спекуляции // Исследования литосферы. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С. 33–36.
- *Курилов Д.В.* Новые находки юрско-меловых радиолярий на Западной Камчатке // Там же. 2000. С. 40–42.
- Курилов Д.В. Позднемеловые радиоляриевые ассоциации бассейнов рек Рассоппины и Тихой // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 296–300.
- Курилов Д.В., Богданов Н.А Первая находка юрских радиолярий в районе р. Усть-Палана на Западной Камчатке // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 3. С. 417–422.
- Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г., Сляднев Б.И. Особенности строения и состава дунит-клинопироксенитовых массивов южной части Срединно-Камчатского хребта // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 87–105.
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: Существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. М.: Наука, 1994. С. 103–122. (Вычисл. сейсмология; Вып. 26).
- Лебедев М.М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4. С. 57–69.
- Левашова Н.А. Кинематика позднемеловых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1999. 22 с.
- Левашова Н.А., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов Срединного хребта Камчатки // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 65–75.
- Левский Л.К., Морозова И.М., Саватенков В.М. Изотопные геотермометры: Возможности и ограничения // Петрология. 2003. № 4. С. 391–404.

- *Леднева Г.В.* Палеоценовый известково-щелочной магматизм Западной Камчатки (на примере мыса Омгон) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 28–32.
- Леднева Г.В. Петрология и геохимия верхнемезозойских интрузивных пород Западной Камчатки (район горы Морошечной) // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 45–51.
- Леднева Г.В., Богдинов Н.А., Носова А.А. Верхнемеловые породы пикрит-базальтовой серии Западной Камчатки: Вещественный состав, генезис и геодинамические интерпретации минералогических, петролого-геохимических и изотопных данных // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 92–120.
- *Лычагин П.П. Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А.* и др. Геология и петрография Громадненско-Вургувеемского габброноритового массива (Южно-Анюйская зона). Магадан: СВКНИИ РАН, 1991. 47 с.
- *Марченко А.Ф.* О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 234–246.
- Меланхолина Е.Н. Позднемеловые островодужные зоны восточной окраины Евразии: Геолого-геохимическая и тектоническая корреляция // Геотектоника. 2000. № 3. С. 41–57.
- Мельникова С.А., Долматов Б.К. К вопросу о возрасте метаморфических пород острова Карагинский // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1973. С. 42–56.
- Методы моделирования в структурной геологии. М.: Недра, 1988. 222 с.
- Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.
- *Митрофанов Н.П., Шелудченко С.Д.* О возрасте терригенных отложений на юго-западе Центрально-Корякской складчатой зоны // Там же. 1981. № 4. С. 128–131.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
- *Оксман В.С.* Тектоника коллизионного пояса Черского: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1998. 33 с.
- Отчет ГНПП "Аэрогеология" / Под ред. Ф.Д. Левина. М.: Аэрогеология. 1991.
- Палечек Т.Н. Кампан-маастрихтские радиолярии Корякско-Камчатского региона // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 76–88.
- Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., Соловьев А.В. Новые данные о нижнемеловых отложениях Западной Камчатки (мыс Хайрьюзова) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 159–161.
- Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., Соловьев А.В. и др. Новые данные о строении и возрасте мезозойских и кайнозойских отложений мыса Хайрюзова (Западная Камчатка) // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. 2005. М.: Научный мир, 2005. С. 77–91.
- Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н. Строение и возраст осадочно-вулканогенных мезозойских отложений паланского разреза (Западная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 3. С. 74–91.
- Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Мезозойско-кайнозойская тектоническая эволюция Северо-Восточной Азии // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 2. С. 89–91.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Петров Ю.В. Природный ядерный реактор Окло // Успехи сов. физики. 1977. Т. 20, № 11. С. 937–944.
- Петтиджон Ф.Дж., Поттер П.Э., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.

- Пинус Г.В., Стерлигова В.Е. Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов // Геология и геофизика. 1973. № 12. С. 109–111.
- Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных регионов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1997. 114 с.
- *Рихтер А.В.* Строение метаморфических образований Восточной Камчатки // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1993. С. 28–58.
- Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса срединно-камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
- *Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н.* и др. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.
- Савостин Л.А., Кузнецов Н.Б., Бондаренко Г.Е. и др. Новые данные о характере соотношений камчатского и андриановского комплексов (Срединная Камчатка) // Докл. РАН. 1992. Т. 326, № 1. С. 148–153.
- Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
- Сеславинский К.Б. Южно-Анюйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1181–1185.
- Сидорчук И.А., Ханчук А.И. Мезозойский глаукофансланцевый комплекс западного склона Срединного хребта на Камчатке // Геология и геофизика. 1981. № 3. С. 150–155.
- Сингаевский Г.П., Бабушкин Д.А. Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист О-57-XX, XIX. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.
- Сингаевский Г.П. Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист О-57-XXV. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
- Сляднев Б.И., Соколков В.А., Марковский Б.А. Барабские конгломераты: Особенности строения, состава и проблема происхождения (Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 1. С. 83–88.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Соколов С.Д. Аккреционная структура Пенжинского хребта (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2003а. № 5. С. 3–10.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника: Современное состояние проблемы // Там же. 2003б. № 1. С. 3–18.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 6. С. 807–811.
- Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья: Опыт использования террейнового анализа // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
- Соловьев А.В. Геологическое строение и кинематика Ватыно-Вывенского надвига (Корякское нагорье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1997. 24 с.
- Соловьев А.В. Структура северной части области сочленения Олюторской и Укэлаятской зон (Корякское нагорье) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 3. С. 23–31.
- Соловьев А.В. Решение тектонических задач методом трекового датирования обломочных минералов // Материалы Всерос. науч. конф. "Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI вв.". М.: Связь-принт, 2002. Т. 1: Тектоника, стратиграфия, литология. С. 95–97.
- Соловьев А.В. Изучение эволюции палеоаккреционных призм методом трекового датирования обломочных минералов // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информационной культуры, 2003а. С. 476–480.

- Соловьев А.В. Применение термохронологического анализа для оценки скоростей эксгумации комплексов // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003б. С. 51–54.
- Соловьев А.В. Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. 2005. М.: Научный мир, 2005. С. 163–194.
- Соловьев А.В., Брэндон М.Т. Кинематика разрывных нарушений в слоистых толщах: Метод анализа структур срезания слоистости // Геотектоника. 2000. № 4. С. 85 96.
- Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И. и др. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразиатской континентальной окраиной: Кинематические и возрастные аспекты // Докл. РАН. 1998а. Т. 360, № 5. С. 666 668.
- Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корякия) // Геотектоника. 2001а. № 6. С. 56–74.
- Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Детритовая термохронология (трековое датирование циркона): Методика и практика // Изотопное датирование геологических процессов: Новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000а. С. 351–354.
- Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Определение возраста терригенных осадков методом детритовой термохронологии (трековое датирование циркона) // VII Междунар. конф. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна: Тезисы. М.: Научный мир, 20016. С. 516–517.
- Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001в. Т. 9, № 3. С. 89–100.
- Соловьев А.В., Ландер А.В., Палечек Т.Н. и др. Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир. 2001 г. С. 35–40.
- Соловьев А.В., Палечек Т.Н. Новые данные о возрасте андриановской свиты (Срединный хребет, Камчатка): К проблеме строения метаморфических комплексов в зоне аккреции // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы молодеж. школыконф. XXXVII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2004. С. 86–89.
- Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В. Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000б. Т. 8, № 2. С. 88–96.
- Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Там же. 19986. Т. 6, № 4. С. 92–105.
- Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К., Брэндон М.Т. и др. Возраст барабской свиты по данным U/Pb (SHRIMP) датирования (Срединный хребет, Камчатка): Геологические следствия // Там же. 2004а. Т. 12, № 4. С. 110–117.
- Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. Лесновский тектонический покров. Северная Камчатка // Геотектоника. 20026. № 6. С. 45–59.
- Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. О скоростях формирования коллизионных надвигов (Лесновский надвиг, Северная Камчатка) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001д. Т. 76, вып. 5. С. 29–32.
- Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И., Ландер А.В. Формирование Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования цирконов из терригенных пород // Геология и геофизика. 20046. Т. 45, № 11. С. 1292–1302.
- Ставский Л.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
- Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. С. 392-393.
- Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 178 с.
- *Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973, 325 с.
- *Тильман С.М., Богданов Н.А.* Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Объяснительная записка. М.: Ин-т литосферы РАН, 1992. 54 с.

- Тильман С.М., Бялобжескии С.Г., Чехов А.Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 5–30.
- *Тучкова М.И., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Маркевич В.П.* Особенности раннемеловой терригенной седиментации в Пенжинском преддуговом прогибе // Тихоокеан. геология. 2003а. Т. 22, № 3. С. 93–106.
- *Тучкова М.И.. Маркевич П.В., Крылов К.А.* и др. Минералого-петрографический состав и геодинамические условия накопления меловых отложений Пенжинской губы // Литология и полез. ископаемые. 2003б. № 3. С. 237–250.
- Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.
- Филатова Н.И. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в районе р. Пенжины // Геотектоника. 1974. № 2. С. 116–129.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.
- Флейшер Р.Л., Прайс П.Б., Уокер Р.М. Треки заряженных частиц в твердых телах: принципы и приложения. Ч. 2. Науки о Земле и космические исследования / Ред. Ю.А. Шуколюков. М.: Энергоиздат, 1981. 264 с.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
- Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия позднемеловых–палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т. 9, № 2. С. 189–208.
- Фор Г. Методы датирования, основанные на исследовании треков осколков деления и других радиационных нарушений // Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. С. 353–375.
- Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа. М.: Мир, 1982. 703 с.
- Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии, Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
- Харахинов В.В., Бабошина В.А., Терещенков А.А. Строение земной коры // Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: РАН, Нац. геофиз. ком., 1996. С. 91–111.
- Харкевич Д.С. Геолого-петрографический очерк острова Карагинского. Петропавловск-Камчатский, 1941. 63 с. (Тр. Камчат. комплекс. экспедиции СОПС АН СССР; Вып. 3).
- Хоуриган Дж.К., Соловьев А.В., Леднева Г.В. и др. Датирование сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта Камчатки: (Скорость выведения аккреционных структур на поверхность) // Геохимия. 2004. № 2. С. 131–140.
- *Хотин М.Ю.* Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М.: Наука, 1976. 196 с.
- Храмов Н.А., Флоренский П.В., Салин Ю.С. К методике картирования геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций // Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969. С. 129–135.
- *Цуканов Н.В.* Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с.
- Чамов Н.П. Вещественный состав меловых-палеогеновых вулканогенно-осадочных пород Говено-Карагинского блока (юг Корякского нагорья) // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 4. С. 393–405.
- Чамов Н.П., Басилян А.Э., Баринов К.Б. О развитии аккреционной призмы Каскадия (западная континентальная окраина Северной Америки) // Геотектоника. 2001. № 4. С. 68–77.
- Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов хребта Омгон (западное побережье Камчатки) // Изв. РАН. Физика Земли. 2001. № 5. С. 68–77.
- Чернов Е.Е., Коваленко Д.В., Курилов Д.В. Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов района устья реки Палана (Западная Камчатка) // Исследования литосферы / Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН. М., 2000. С. 39–40.
- *Чехович В.Д.* Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.

- Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р и др. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.
- Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. К тектонике острова Карагинский // Геотектоника. 1989. № 1. С. 121–123.
- Шанцер А.Е., Федоров П.И. Геохимия нижнекайнозойских вулканических пород Западной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 14, вып. 6. С. 20–26.
- Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеан, геология. 1985. № 4. С. 66–74.
- Шапиро М.Н. Обломки липаритов и гранитов в мел-палеогеновых толщах острова Карагинского: (Состав и проблема источников) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 5. С. 23–33.
- Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
- Шапиро М.Н., Ландер А.В., Чамов Н.П. Происхождение сиалического обломочного материала в эоцен-олигоценовых толщах северо-востока Камчатки и геодинамика Командорской котловины // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 4. С. 66–82.
- Шапиро М.Н., Маркевич П.С., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 36–49.
- Шапиро М.Н., Петрина Н.М. Новые данные о геологическом строении острова Карагинский (Берингово море) // Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 108–110.
- Шапиро М.Н., Печерский Д.М., Ландер А.В. Скорости и направления абсолютного перемещения субдукционных зон в геологическом прошлом // Геотектоника. 1997. № 2. С. 3–13.
- Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.
- Шапиро М.Н., Сляднев Б.И., Ландер А.В. Чешуйчато-надвиговая структура северной части Восточно-Камчатского антиклинория // Геотектоника. 1984. № 1. С. 84–98.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Структура и эволюция Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 71–82.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корякии и Западной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 2001а. № 4. С. 374–389.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И. и др. Возраст терригенных пород северо-восточной части острова Карагинский (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 90–101.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Щербинина Е.А. и др. Новые данные о времени коллизии островной дуги с континентом на Камчатке // Геология и геофизика. 20016. Т. 42, № 5. С. 841–851.
- Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 5. С. 67–74.
- Шуколюков Ю.А. Деление ядер урана в природе. М.: Атомиздат, 1970. 256 с.
- Шуколюков Ю.А., Комаров А.Н. О возможности палеотермометрии по трекам осколков деления урана в минералах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 9. С. 137–141.
- Шуколюков Ю.А., Крылов И.Н., Толстихин И.Н., Овчинникова Г.В. Треки осколков деления урана в мусковите // Геохимия. 1965. № 3. С. 291–301.
- Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки. М.: Наука. 1972. 346 с.
- Шербинина Е.А. Нанопланктон палеогеновых отложений Восточно-Камчатского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 2. С. 60–70.
- *Щербинина Е.А., Коваленко Д.В.* О возрасте кайнозойских флишево-олистостромовых толщ Олюторского хребта // Там же. 1996. Т 4, № 2. С. 110–112.

- Albrecht D., Armbruster P., Spohr R., Roth M. Small angle neutron scattering from oriented latent nuclear tracks // Radiat. Effects. 1982. Vol. 65. P. 145–148.
- Albrecht D., Balanzat E., Schaupert K. X-ray small angle scattering investigation of high energy Artracks in mica // Nucl. Tracks Radiat. Meas. 1986. Vol. 11. P. 93–94.
- Arne D., Zentilli M. Apatite fission-track thermochronology integrated with vitrinite reflectance // Vitrinite reflectance as a maturity parameter: Application and limitation. 1994. P. 249–268. (ACS Ser.; N 570).
- Bal K.D., Lal N., Nagpaul K.K. Zircon and sphene as fission-track geochronometer and geothermometer: A reappraisal // Contrib. Miner. and Petrol. 1983. Vol. 83. P. 199–203.
- Baldwin S.L., Harrison T.M., Burke K. Fission-track evidence for the source of accreted sandstones. Barbados // Tectonics. 1986. Vol. 5. P. 457-468.
- Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N. Paleomagnetism of Paleogene rocks of the Central-East Kamchatka and Komandorsky Islands: Tectonic implication // Tectonophysics. 1992. Vol. 201, N 1/2. P. 157–174.
- Bernet M., Brandon M., Garver J. et al. Determining the zircon fission-track closure temperature // Geol. Soc. Amer. Abst. with Programs. 2002. Vol. 34. N 5. P. 66.
- *Bernet M., Garver J.I.* Fission-track analysis of detrital zircon // Low-temperature thermochronology. San. Francicko, 2005. (Rev. in Miner. and Geochem. Ser.).
- *Bernet M., Zattin M., Garver J.I.* et al. Steady state exhumation of the European Alps // Geology. 2001. Vol. 29, N 1. P. 35–38.
- Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // J. Geol. 2002 Vol. 110. P. 271–289.
- Bogdanov N.A., Til'man S.M., Chekhovich V.D. Late Cretaceous-Cenozoic history of the Koryak-Kamchatka region and the Commander basin of the Bering Sea // Intern. Geol. Rev. 1990. Vol. 32. P. 1185–1201.
- Brandon M.T. Decomposition of fission-track grain-age distributions // Amer. J. Sci. 1992. Vol. 292 P. 535–564.
- Brandon M.T. Probability density plot for fission-track grain-age samples // Radiat. Measur. 1996. Vol. 26, N 5. P. 663–676.
- Brandon M.T. Decomposition of mixed grain-age distributions using BINOMFIT // On Track. 2002. Vol. 24. P. 13–18.
- Brandon M.T. The Cascadia subduction wedge: the role of accretion, uplift, and erosion // Earth structure, an introduction to structural geology and tectonics / Ed. B.A. van der Pluijm, S. Marshak. 2nd ed. Washington: WCB/McGraw Hill press, 2004. P. 566–574.
- Brandon M.T., Roden-Tice M.R., Garver J.I. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State // Bull. Geol. Soc. Amer. 1998. Vol. 100, P. 985–1009.
- Brandon M.T., Vance J.A. Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircon // Amer. J. Sci. 1992. Vol. 292. P. 565–636.
- *Brown R.W.* Backstacking apatite fission-track "stratigraphy": method for solving the erosional and isostatic rebound components of tectonic uplift histories // Geology. 1991. Vol. 19. P. 74–77.
- Brown R.W., Summerfield M.A. Some uncertainties in the derivation of rates of denudation from thermochronologic data // Earth Surf. Process Land, 1997. Vol. 22. P. 239–248.
- *Burbank D.W.* Rates of erosion and their implication for exhumation // Miner. Mag. 2002. Vol. 66, N 1. P. 25–52.
- Burbank D.W., Anderson R.S. Tectonic geomorphology. Oxford: Blackwell, 2000. 270 p.
- Carter A., Bristow C., Hurford A.J. The application of FT analysis to the dating of barren sequences: Examples from red beds in Scotland and Thailand // Non-biostratigraphic methods of dating and correlation. L., 1995. P. 57–68. (Geol. Soc. London. Spec. Publ.; N 89).
- Cerveny P.F., Naeser N.D., Zeitler P.K. et al. History of uplift and relief of the Himalaya during the last 18 million years: evidence from fission-track ages of detrital zircons from sandstones of the Siwalik group // New perspectives in basin analysis. N.Y.: Springer, 1988 P. 43–61.

- *Chester F.M., Logan J.M.* Composite planar fabric of the gouge from the Punchbowl Fault, California // J. Struct. Geol. 1987. Vol. 9. P. 621–634.
- Connan J. Time-temperature relation in oil genesis // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1974. Vol. 58. P. 2516–2521.
- *Corrigan J.D., Crowley K.D.* Unroofing of the Himalayas; a view from apatite fission-track analysis of Bengal Fan sediments // Geophys. Res. Lett. 1992. Vol. 19. P. 2345–2348.
- *Cowan D.S., Brandon M.T.* A symmetry-based method for kinematic analysis of large-slip brittle fault zones // Amer. J. Sci. 1994. Vol. 294. P. 257–306.
- Cumming G.L., Richards J.R. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 28. N 2. P. 155–171.
- Dartyge E., Duraud J.P., Langevin Y., Maurette M. New model of nuclear particle tracks in dielectric minerals // Phys. Rev. 1981. Vol. B23. P. 5213–5229.
- De Bruin R.H., Lyman R.M., Jones R.W., Cook L.W. Coalbed methane in Wyoming. 2000. 15 p. (Wyoming State Geol. Surv. Inform. Pamphlet; 7).
- *De Mets C., Dixon T.* New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present: I. Evidence for steady motion and biases in NUVEL-1A model // Geophys. Res. Lett. Vol. 26, № 13. P. 1921–1924.
- Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Miner. and Petrol. 1973. Vol. 40. P. 259–274.
- Dokka R.K., Mahaffie M.J., Snoke A.W. Thermochonological evidence of major tectonic denudation associated with detachment faulting, northern Ruby Mountains – East Humboldt Range, Nevada // Tectonics. 1986. Vol. 5. P. 995–1006.
- Donelick R.A. Crystallographic orientation dependence of mean etchable track length in apatite: A physical model and experimental observations // Amer. Miner. 1991. Vol. 76. P. 83–91.
- *Dumitru T.A.* Constraints on the uplift of the Franciscan subduction complex from apatite fission track analysis // Tectonics. 1989. Vol. 8, N 2. P. 197–220.
- *Dumitru T.A.* A new computer-automated microscope stage system for fission track analysis // Nucl. Tracks Radiat. Meas. 1993. Vol. 21. P. 575–580.
- Dumitru T.A. Fission-track geochronology // Quaternary geolchronology: Methods and applications / Ed. J.S. Noller 2000. P. 131–156. (Amer. Geophys. Union Reference Shelf; Vol. 4).
- Durrani I.R., Bull R.K. Solid state nuclear track detection: (Principles, methods and application). Oxford; Pergamon press, 1987. 71 p.
- *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1985. Vol. 206. P. 1–59.
- Farley K.A. Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite // J. Geophys. Res. B. 2000. Vol. 105, N 2. P. 2903–2914.
- Farley K.A., Wolf R.A., Silver L.T. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages // Geochim. et cosmochim. acta. 1996. Vol. 60, N 21. P. 4223–4229.
- *Fitzgerald P.G., Sorkhabi R.B., Redfield T.F., Stump E.* Uplift and denudation of the central Alaska Range; a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 20175–20191.
- Fleischer R.L., Price P.B. Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks // Geochim. et cosmochim. acta. 1964. Vol. 28. P. 1705–1714.
- Fleischer R.L., Price P.B., Walker R.M. Fission-track ages of zircon // J. Geophys. Res. 1964. Vol. 69, N 22. P. 4885–4888.
- Fleischer R.L., Price P.B., Walker R.M. Effects of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses // Ibid. 1965. Vol. 70. P. 1497–1502.
- *Fleischer R.L., Price P.B., Walker R.M.* Nuclear tracks in solids: Principles and applications. Berkeley: Univ. of Calif. press, 1975. 605 p.
- Flerov G.N., Petrzhak K.A. Spontaneous fission of uranium // J. Phys. 1940. N 3. P. 275-280.
- Foster D.A., Gleadow A.J.W., Reynolds S.J., Fitzgerald P.G. Denudation of metamorphic core complexes and the reconstruction of the transition zone, west central Arizona: Constraints from apatite fission track thermochronology // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 2167–2185.
- *Galbraith R.F.* Graphical display of estimates having differing standard errors // Technometrics. 1988. Vol. 30. P. 271–281.

- Galbraith R.F., Green P.F. Estimating the ages in a finite mixture // Nucl. Tracks Radiat. Meas. 1990. Vol. 17. N 3. P. 197–206.
- Galbraith R.F., Laslett G.M. Statistical models for mixed fission track ages // Nucl. Tracks. 1993. Vol. 21, P. 459–470.
- Gallagher K., Brown R., Johnson C. Fission track analysis and its applications to geological problems // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1998. Vol. 26. P. 519–572.
- Galliker D., Hugentodler E., Hahn B. Spontane Kernspaltung von ²³⁸U und ²⁴¹Am // Helv. phys. acta. 1970. Vol. 43. P. 593–606.
- Garver J.I. Fission-track laboratory procedures at Union College (Version 2.72). 2002. (http://idol.union.edu/~garverj/FT/FThome.html)
- Garver J.I. Etching zircon age standards for fission-track analysis // Radiat. Measur. 2003. Vol. 37. P. 47–53.
- *Garver J.I., Bartholomew A.* Partial resetting of fission tracks in detrital zircon: dating low temperature events in the Hudson Valley (NY) // Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs. 2001. Vol. 33. P. 83.
- Garver J.I., Brandon M.T. Fission-track ages of detrital zircon from mid-Cretaceous sediments of the Methow-Tyaughton basin, southern Canadian Cordillera // Tectonics. 1994a. Vol. 13, N 2. P. 401–420.
- Garver J.I., Brandon M.T. Erosional denudation of the British Columbia coast ranges as determined from fission-track ages of detrital zircon from the Tofino Basin. Olympic Peninsula, Washington // Bull. Geol. Soc. Amer. 1994b. Vol. 106. N 11. P. 1398–1412.
- Garver J.I., Brandon M.T., Bernet M. et al. Practical considerations for using detrital zircon fissiontrack thermochronology for provenance, exhumation studies, and dating sediments // 9th Intern. conf. on fission track dating. Lorne, 2000a. P. 109–111. (Geol. Soc. of Austral. Abstr.; N 58).
- Garver J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J.J. Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology / Exhumation processes: Normal faulting, ductile flow and erosion. L., 1999a. P. 283–304. (Geol. Soc. London Spec. Publ.; 154).
- Garver J.I., Bullen M.E., Brandon M.T., Soloviev A.V. Source of Ukelayat flysch and collision of the Olutorsky Arc, Northern Kamchatka, Russian Far East // Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs. 1998. Vol. 30. N 7. P. 296.
- Garver J.I., Kamp P.J.J. Integration of zircon color and zircon fission track zonation patterns in Orogenic belts: Application of the Southern Alps, New Zealand // Tectonophysics. 2002. Vol. 349, N 1–4. P. 203–219.
- Garver J.I., Reiners P.W., Walker L.J. et al. Implications for timing of Andean uplift based on thermal resetting of radiation-damaged zircon in the Cordillera Huayhuash, northern Peru // J. Geol. 2005. Vol. 113, N 2, P. 117–138.
- Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T. Towards a more complete record of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochrometry // Phys. and Chem. Earth A. 2000b. Vol. 25, N 6/7. P. 565–570.
- Garver J.I., Soloviev A.V., Kamp P.J.J., Brandon M.T. Detrital zircon fission-track thermochronology: Practical considerations and examples // Fission track analysis: theory and application. Padova, 1999b. P. 454–456. (Mem. di sci. geol.; Vol. 51/2).
- Garver J.I.. Soloviev A.V., Reiners P.W. Field observations of the stability of fission tracks in radiationdamaged zircon // 10th Intern. fission track conf. Amsterdam, 2004. Abstr. vol. P. 56.
- Geist E.I., Vallier T.L., Scholl D.W. Origin, transport, and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in Easten Kamchatka, Russia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1994. Vol. 106, N 9. P. 1182–1194.
- Geotrack International Pty Ltd. 2003. (http://www.geotrack.com.au/)
- *Gleadow A.J.W.* Fission-track dating methods: What are the real alternatives? // Nucl. Tracks. 1981. N 5. P. 3–14.
- Gleadow A.J.W., Brown R.W. Fission track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics // Geomorphology and global tectonics. Chichester: Wiley, 1999. P. 57–75.
- *Gleadow A.J.W., Duddy I.R.* A natural long term annealing experiment for apatite // Nucl. Tracks. 1981. Vol. 5. P. 169–174.

- Gleadow A.J.W., Duddy I.R., Lovering J.F. Fission track analysis: New tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential // Austral. Petrol. Explor. Assoc. J. 1983. Vol. 23. P. 93–102.
- Grantz A., May S.D., Dinter D.A. Geologic framework, petroleum potential, and environmental geology of the United States Beaufort and northeastmost Chukchi Sea // Geology and exploration of the National Petroleum Reserve in Alaska, 1974 to 1982 // Ed. G. Gryc. Wash. (D.C.), 1988. P. 231–256. USGS Prof. Pap.; 1399).
- Grantz A., May S.D., Hart P.E. Geology of the Arctic continental margin of Alaska // The geology of North America. 1994. Vol. G. P. 17–48.
- *Green P.F.* The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite; combined influences of the inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 89. P. 335–352.
- *Haack U*, The closing temperature for fission-track retention in minerals // Amer. J. Sci. 1977. Vol. 277. P. 459–464.
- Hasebe N., Tagami T. Exhumation of an accretionary prism results from fission track thermochronology of the Shimanto Belt, southwest Japan // Tectonophyscs. 2001. Vol. 331. P. 247–267.
- Hasebe N., Tagami T., Nishimura S. Evolution of the Shimanto accretionary complex: A fission-track thermochronologic study // Thermal evolution of the tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan: An example of ridge-trench interaction / Ed. M.B. underwood. Boulder (Colo.), 1993. P. 121–136. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; Vol. 273).
- Hasebe N., Tagami T., Nishimura S. Towards zircon fission-track thermochronology; reference framework for confined track length measurements // Chem. Geol. 1994. Vol. 112. P. 169–178.
- Hasebe N., Tagami T., Nishimura S. Melange-forming processes in the development of an accretionary prism: Evidence from fission track thermochronology // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102, N B4. P. 7659–7672.
- Hashimoto Y., Kimura G. Underplating process from melange formation to duplexing: Example from the Cretaceous Shimanto Belt. Kii Peninsula, southwest Japan // Tectonics. 1999. Vol. 18, N 1. P. 92–107.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A geologic time scale, 1989. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1990. 263 p.
- Holden N.E. Total and spontaneous fission half-lives for uranium, plutonium. americium and curium nuclides // Pure and Appl. Chem. 1989. Vol. 61. P. 1483–1504.
- *Hourigan J.H.* Mesozoic-Cenozoic tectonic and magmatic evolution of the Northeast Russian margin: Unpublished Ph.D. thesis. Stanford, 2003. 234 p.
- *Hourigan J.H., Akinin V.V.* Tectonic and chronostratigraphic implications of new ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, Northeastern Russia // Bull. Geol. Soc. Amer. 2004. Vol. 116, N 5/6. P. 637–654.
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Garver J.I., Soloviev A.V. A comparison of the detrital zircon grain age distribution from Ukelayat group and the Kamchatskiy complex of the Sredinny Range, Kamchatka // 7th Zonenshain Intern. conf. on plate tectonics, 2001. Moscow: Nauchny Mir, 2001. P. 510.
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B. High-grade metamorphic core of an Eocene arc-continent collision zone, Sredinniy Range, Kamchatka // Geol. Soc. Amer. Program with Abstr. 2003. Vol. 35. P. 139–140.
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka. Russian Far East // Amer. J. Sci. 2005. 2007. (in press).
- Hurford A.J. Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, South Central Switzerland, and an age of vertical movement on the Insubric fault line // Contrib. Miner. and Petrol. 1986. Vol. 92. P. 413–427.
- Hurford A.J. International Union of Geological Sciences Subcommission on Geochronology recommendation for standartization of fission track dating calibration and data reporting // Nucl. Tracks. 1990. Vol. 17. P. 233–236.
- *Hurford A.J.* Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // Advances in fission-track geochronology. Dordrecht: Kluwer, 1998. P. 19–32.

- Hurford A.J., Carter A. The role of fission track dating in discrimination of provenance // Developments in sedimentary provenance studies // Ed. A.C. Morton et al. L., 1991. P. 67–78. (Geol. Soc. London Spec. Publ.; 57).
- Hurford A.J., Fitch F.J., Clarke A. Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission-track dating // Geol. Mag. 1984. Vol. 121, P. 269–277.
- Hurford A.J., Green P.F. A user's guide to fission-track dating calibration // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 59. P. 343–354.
- *Hurford A.J., Green P.F.* The Zeta age calibration of fission-track dating // Isotope Geosci. 1983. N 1. P. 285–317.
- Ireland T.R., Gibson G.M. SHRIMP monazite and zircon geochronology of high-grade metamorphism in New Zealand // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 16, N 2. P. 149–167.
- Jamieson R., Beaumont C. Deformation and metamorphism in convergent orogens; a model for uplift and exhumation of metamorphic terrains // Evolution of metamorphic belts. L., 1989. P. 117–129. (Geol. Soc. London Spec. Publ.; 43).
- Johnson C., Harbury N., Hurford A.J. The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filabride Complex, Betic Cordillera (SE Spain) // Tectonics. 1997. Vol. 16. P. 189–204.
- Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism; a synthesis // J. Geophys. Res. B. 1994. Vol. 99, N 11. P. 22237–22259.
- Kantsler A.J., Smith G.C., Cook A.C. Lateral and vertical rank variation: Implication for hydrocarbon exploration // Austral. Petrol. Explor. Assoc. J. 1978. Vol. 18. N 1. P. 143–156.
- Ketcham R.A., Donelick R.A., Donelick M.B. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data // Geol. Materials Res. 2000. Vol. 2, N 1. P. 1–32.
- Kiminami K.K., Niida K., Ando H. et al. Cretaceous-Paleocene arc-trench systems in Hokkaido // Paleozoic and Mesozoic terranes: basement of the Japanese Island arcs: 29th IGCP Field Trip Guide Book. Tsukuba: Geol. Surv. of Japan, 1992. Vol. 1. P. 1–43.
- Konstantinovskaia E.A. Geodynamics of the Early Eocene arc-continent collision reconstructed from the Kamchatka orogenic belt (NE Russia) // Tectonophysics. 2000. Vol. 325, N 1/2. P. 87–105.
- Konstantinovskaia E.A. Arc-continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific; an example from Kamchatka (NE Russia) // Active subduction and collision in Southeast Asia. Amsterdam: Elsevier, 2001. P. 75–94.
- Kovalenko D.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. Paleomagnetism and tectonics of Karaginsky Island. Bering Sea // Island Arc. 1999. Vol. 8, N 3. P. 426–439.
- Kowallis B.J., Heaton J.S., Bringhurst K. Fission-track dating of volcanically derived sedimentary rocks // Geology. 1986. Vol. 14. P. 19–22.
- Kravchenko-Berezhnoy I.R., Chamov N.P., Shcherbinina E.A. MORB-like tholeiitesin a Late Eocene turbidite sequence on Karaginsky Island (the Western Bering Sea) // Ofioliti. 1990. Vol. 15, N 2. 1990. P. 231–251.
- Kravchenko-Berezhnoy I.R., Ledneva G.V., Ivanova E.A., Vishnevskaya V.S. Allochthonous lithotectonic units of the NW Olutor terrane (NE Kamchatka) // Ibid. 1993. Vol. 18, N 2. P. 177–180.
- Kravchenko-Berezhnoy I.R., Nazimova Yu.V. The Cretaceous ophiolite of Karaginsky Island (the Western Bering Sea) // Ibid. 1991. Vol. 16. N 2. P. 79–110.
- Kuzmichev A.B., Soloviev A.V. Mesozoic flysch on the Big Lyakhov Island (New Siberian Islands): age. provenance and tectonic setting // Arctic geology, energy resources and environmental challenges: NGF Abstr. and Proc. Tromso, 2004. Vol. 2. P. 80–82.
- Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W. Thermal annealing of fission track length and track density in apatite. 2. A quantitative analysis // Chem. Geol. 1987. Vol. 65. P. 1–13.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29, N 2. P. 167–170.
- Ledneva G.V., Garver J.I., Shapiro M.N. et al. Provenance and tectonic settings of accretionary wedge sediments on northeastern Karaginski Island (Kamchatka, Russian Far East) // Russ. J. Earth Sci. 2004. Vol. 6, N 2. P. 1–28.
- Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. Diffusion of U, Th and Pb in natural zircons // Nature. 1997. Vol. 390, N 6656. P. 159–162.

- Lister G.S., Davis G.A. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA // J. Struct. Geol. 1989. Vol. 11. P. 65–94.
- Logan J.M., Friedman M., Higgs N. et al. Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones // Proc. of VIII Conf. on analysis of actual fault zones in bedrock. Menlo Park, 1979. P. 305–343. (USGS. Open-File Rep.; 79-1239).
- Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V. et al. Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block // Geology. 1997. Vol. 25, N 11. P. 979–982.
- Mann P. GEOSAT gravity anomalies of the Sea of Okhotsk: Opening by longterm backarc extension behind the Kamchatka-Kuril Arc system? // Arctic Workshop. Washington. 1998. P. 13–14.

Mardia K.V. Statistics of directional data. L.: Acad. press, 1972. 357 p.

- Miller E.L., Dumitru T.A., Brown R.W., Gans P.B. Rapid Miocene slip on the Snake Range Deep Creek Range fault system, East-Central Nevada // Bull. Geol. Soc. Amer. 1999. Vol. 111, N 6. P. 886–905.
- Miller E.L., Gans P.B., Garing J. The Snake Range Decollement: An exhumed Mid-Tertiary ductilebrittle transition // Tectonics. 1983. Vol. 2, N 3. P. 239–263.
- Morgenstern N.R., Tchalenko J.S. Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear // Geotechnique. 1967. Vol. 17. P. 309–328.
- Muir R.J., Ireland T.R., Weaver S.D., Bradshaw J.D. Ion microprobe dating of Paleozoic granitoids; Devonian magmatism in New Zealand and correlations with Australia and Antarctica // Chem. Geol. 1996. Vol. 127, N 1–3. P. 191–210.
- *Mutti E., Tinterri R., Benevelli G., Biase D., Cavanna G.* Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient forland basins // Mar. and Petrol. Geol. 2003. Vol. 20. P. 733–755.
- *Naeser C.W., Faul H.* Fission-track annealing in apatite and zircon // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 74. P. 705–710.
- Naeser N.D., Naeser C.W., McCulloh T.H. The application of fission-track dating to the depositional and thermal history of rocks in sedimentary basins // Thermal history of the sedimentary basins – methods and case histories / Ed. N.D. Naeser, T.H. McCulloh. N.Y.: Springer, 1989. P. 157–180.
- Naeser N.D., Naeser C.W., McCulloh T.H. Thermal history of rocks in Southern San Joaquin Valley, California: evidence from fission-track analysis // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1990. Vol. 74, N 1. P. 13–29.
- Naeser N.D., Zeitler P.K., Naeser C.W., Cerveny P.F. Provenance studies by fission-track dating etching and counting procedure // Nucl. Tracks and Radiat. Measur, 1987. Vol. 13. P. 121–126.
- Natal' in B.A., Amato J. M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of Northern Chukotka Peninsula, Russian Far Eas // Tectonics. 1999. Vol. 18, N 6. P. 977–1003.
- Nishimura C., Wilson D.S., Hey R.N. Pole of rotation analysis of present-day Juan de Fuca Plate motion // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 10283–10290.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.M.H. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. Menlo Park, 1998. 125 p. (US GS Open File Rep.; 98-754).
- Ohmori K., Taira A., Sakaguchi A. et al. Paleothermal structure of the Shimanto accretionary prism, Shikoku, Japan: Role of an out-of-sequence thrust // Geology. 1997. Vol. 25, N 4. P. 327–330.
- Overstreet W.C. The geologic occurence of monazite. Wash. (D.C.), 1967. 327 p. (Geol. Surv. Profess. Pap.; 530).
- Paces J.B., Miller J.D. Precise U–Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, Northeastern Minnesota; geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagnetic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System // J. Geophys. Res. B. 1993. Vol. 98, N 8. P. 13997–14013.
- *Palmason G.* Crustal rifting and related thermomechanical processes in the lithosphere beneath Iceland // Geol. Rdsch. 1981. Bd. 70, H. 1. S. 244–260.
- Park J., Levin V., Brandon M. et al. A dangling slab, amplified arc volcanism, mantle flow, and seismic anisotropy in the Kamchatka plate corner // Plate boundary zones. Wash. (D.C.). 2002. P. 295–324. (AGU Geodynam. Ser.; Vol. 30).
- Parrish R.R. U–Pb dating of monazite and its application to geological problems // Canad. J. Earth Sci. 1990. Vol. 27, N 11. P. 1431–1450.

- Petronotis K.E., Jurdy D.M. Pacific plate reconstructions and uncertainties // Tectonophysics. 1990. Vol. 192. P. 383–391.
- Price P.B., Walker R.M. Observation of fossil particle tracks in natural micas // Nature. 1962. Vol. 196. P. 732–734.
- Price P.B., Walker R.M. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // J. Geophys. Res. 1963. Vol. 68. P. 4847–4862.
- *Quigley T.M., Mackenzie A.S.* The temperature of oil and gas formation in the sub-surface // Nature. 1988. Vol. 333. P. 549–552.
- Rahn M.K., Brandon M.T., Batt G.E., Garver J.I. A zero-damage model for fission track annealing in zircon // Amer. Miner. 2004. Vol. 89. P. 473–484.
- Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 2. Fold and fractures. L.: Acad. press, 1987. 700 p.
- Reiners P.W. (U-Th)/He chronometry experiences a renaissance // Eos. 2002. Vol. 83. P. 21-27.
- *Rightmire C.T.* Coalbed methane resources // Coalbed methane resources of the United States. Wash. (D.C.), 1984. P. 1–13. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Stud. in Geol. Ser.; N 17).
- Ring U., Brandon M.T., Willett S., Lister G. Exhumation processes // Exhumation processes: Normal faulting, ductile flow, and erosion. L., 1999. P. 1–27. (Geol. Soc. of London Spec. Publ. 154).
- Robin P-Y.F., Jowett E.C. Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions // Tectonophysics. 1986. Vol. 121. P. 207–223.
- Rohrmann M., Andriessen P.A.M., Van der Beek P. The relationship between basin and margin thermal evolution assessed by fission track thermochronology: an application to offshore south Norway // Basin Res. 1995. Vol. 8. P. 45–63.
- Rumthun A., Brandon M.T., Ring U. Fabric analysis in the Ukelayet Flysch in the footwall of the Vatyna thrust zone, Kamchatka, Russia: Sedimentary or tectonic fabrics? // A. Terra Nova. 1997. Vol. 9. P. 377.
- Sears C.M. Trace-element geochemestry of shale and sandstone composition of the Ukelayet Flysch. Koryak Highland, Northern Kamchatka, Russia: B.S. thesis. Schenectady, 1996.
- Sharma Y.P., Lal N., Bal K.D. et al. Closing temperature of different fission-track clocks // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 72. P. 335–336.
- Silantyev S., Sokolov S., Bondarenko G. et al. Geodynamic setting of the high-grade amphibolites and associated igneous rocks from the accretionary complex of Povorotny Cape, Northeastern Russia // Tectonophysics. 2000. Vol. 325. P. 107–132.
- Silk E.C.H., Barnes R.S. Examination of fission fragment tracks with en electron microscope // Philos. Mag. 1959. N 4. P. 970–972.
- Soloviev A.V., Garver J.I. Fission-track study of the Omgon accretionary complex, Western Kamchatka (Russian Far East): Possible northern continuation of the Shimanto belt (Japan) // International workshop on "Fission-track Analysis: theory and application". Cadiz, 2002. Vol. 4. P. 143–146.
- Soloviev A.V., Garver J.I., Ledneva G.V. Accretionary complex related to Okhotsk-Chukotka Subduction, Omgon Range, Western Kamchatka, Russian Far East // J. Asian Earth Sci. 2006. Vol. 27. Iss. 4. P. 437–453.
- Soloviev A.V., Garver J.I., Shapiro M.N. Timing of arc-continent collision using fissiontrack ages of detrital zircon from the Lesnaya Group, Kamchatka, Russia. 1999. (http://apatite.union.edu/Kamchatka/Lesnaya.html)
- Soloviev A.V., Kuzmichev A.B., Bondarenko G.E. The detrital zircon fission-track data from the flysch complexes of the South-Anui suture (Western Chukotka, Bol'shoi Lyahovsky Island) // Geophys. Res. Abstr. 2003. Vol. 5.
- Soloviev A.V., Shapiro M.N., Garver J.I. et al. New age data from the Lesnaya Group: A key to understanding the timing of arc-continent collision, Kamchatka, Russia // Island Arc. 2002. Vol. 11, N 1. P. 79–90.
- Stewart R.J., Brandon M.T. Detrital zircon fission-track ages for the "Hoh Formation": Implications for late Cenozoic evolution of the Cascadia subduction wedge. // Bull. Geol. Soc. Amer. 2004. Vol. 116, N 1/2. P. 60–75.
- Suppe J. Principles of structural geology. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1985. 537 p.

Suzuki T. Geochemistry of metabasalts in the Shimanto Belt // Modern Geol. 1988. Vol. 12. P. 225-241.

- Tagami T., Carter A., Hurford A.J. Natural long-term annealing of the zircon fission-track system in Vienna Basin deep borehole samples; constraints upon the partial annealing zone and closure temperature // Chem. Geol. 1996. Vol. 130. P. 147–157.
- Tagami T., Dumitru T.A. Provenance and thermal history of the Franciscan accretionary complex: Constraints from zircon fission track thermochronology // J. Geophys. Res. B. 1996. Vol. 101, N 5. P. 11353–11364.
- *Tagami T., Hasebe N.* Cordillerian-type orogeny and episodic growth of continents: Insights from the Circum-Pacific continental margins // Island Arc. 1999. Vol. 8, N 2. P. 206–217.
- Tagami T., Ito H., Nishimura S. Thermal annealing characteristics of the spontaneous fission tracks in zircon // Chem. Geol. 1990. Vol. 80. P. 159–169.
- *Taira A., Katto J., Tashiro M.* et al. The Shimanto belt in Shikoku, Japan evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism // Modern Geol. 1988. Vol. 12. P. 5 46.
- Twiss R.J., Gefell N.J. Curved slickenfiber: a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite // J. Struct. Geol. 1990. Vol. 12. P. 471–481.
- Vishnevskaya V.S., Bogdanov N.A., Bondarenko G.E. Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolaria from the Omgon Range, Western Kamchatka // Ofioliti. 1999. Vol. 24, N 1. P. 31–42.
- Wagner G.A., Reimer G.M. Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track ages // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 14. P. 263–268.
- Wagner G.A., Reimer G.M., Jager E. Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb–Sr, and K–Ar dating: The uplift and cooling history of the Central Alps // Mem Inst. Geol. Miner. Univ. Padova. 1977. Vol. 30. P. 1–27.

Wagner G.A., Van den Haute P. Fission-track dating. Dordrecht: Kluwer, 1992. 285 p.

- Watson B.F., Fujita K. Tectonic evolution of Kamchatka and the Sea of Okhotsk and implications for the Pacific Basin // Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region / Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Washington, 1985. P. 333–348. (Earth Sci. Ser.; Vol. 1).
- Wernicke B. Low-angle normal faults in the basin and range province: Nappe tectonics in an extending orogen // Nature. 1981. Vol. 291. P. 645–648.
- Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.
- Worrall D.M. Tectonic history of the Bering Sea and the evolution of the Tertiary strike-slip basins of the Bering shelf. Wash. (D.C.), 1991. 120 p. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; 257).
- Worrall D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. Vol. 15, N 4. P. 813–826.
- Yada K., Tanji T., Sunagawa I. Radiation induced lattice defects in natural zircon (ZrSiO₄) observed at atomic resolution // Phys. and Chem. Miner. 1987. Vol. 14. P. 197–204.
- Yamada R., Tagami T., Nishimura S., Ito H. Annealing kinetics of fission tracks in zircon; an experimental study // Chem. Geol. 1995. Vol. 122. P. 293–306.
- Zinkevich V.P., Rikhter A.V., Tsukanov N.V. Accretion tectonics and geodynamics of Kamchatka-Sakhalin region // Виртуальная геология: Электронный журнал. 1998. (http://geo.web.ru/users/GeoLIS/virtugeo/articles/tsukanov/articl.htm)

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	 5
D	

Часть І

ТРЕКОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ: МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ, ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ

Глава 1

Основы метода трекового датирования	10
1.1. Треки в твердых телах	11
1.2. Деление ядер радионуклидов и формирование треков	12
1.3. Увеличение треков путем химического травления	14
1.4. Наблюдение треков при помощи оптического микроскопа	16
1.5. Принципы метода трекового датирования	17
1.5.1. Теоретическое уравнение расчета трекового возраста	17
1.5.2. Практическое уравнение расчета трекового возраста	18
1.5.3. Константы трекового датирования	19
1.5.4. Z-калибровка: применение возрастных стандартов	20
1.5.5. Аналитические методики трекового датирования	21
1.5.6. Анализ данных и оценка ошибок	23

Глава 2

Отжиг треков	25
2.1. Концепция температуры закрытия системы	25
2.2. Зависимость отжига треков от T и t	25
2.3. Длина треков и ее использование	28
2.4. Зона частичного отжига треков (РАZ)	31
2.5. Свойства минералов, влияющие на отжиг треков	32
2.5.1. Апатит	32
2.5.2. Циркон	34

Глава З

Применение трекового датирования для решения геологических задач	35
3.1. Области применения трекового датирования	35
3.2. Датирование терригенных отложений, корреляция разрезов, реконструкция источников сноса	36
3.3. Изучение скорости эксгумации комплексов питающих провинций	40
3.4. Изучение термальной истории осадочных бассейнов	43

3.4.1. Роль <i>Т-t</i> -воздействия при генерации углеводородов	45
3.4.2. Преимущества трекового анализа при реконструкции термальной истории осадочного бассейна	47
3.4.3. Региональные примеры реконструкции термальной истории методом треко- вого анализа	48
3.5. Изучение скорости воздымания (аплифта) орогенных систем	50
3.5.1. Построение кривых остывания	50
3.5.2. Оценка скорости воздымания	51
3.6. Реконструкция структурной эволюции комплексов	55
3.7. Изучение тектонической эволюции аккреционных призм	56
3.7.1. Аккреционная призма Шиманто (Япония)	57
3.7.2. Аккреционная призма Каскадия (Северная Америка)	60
Заключение	65

Часть ІІ

ПРИМЕРЫ РЕШЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ МЕТОДОМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ И СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Глава 4

Тектоническая эволюция северо-восточной окраины Азии (юг Корякии,	
Камчатка) в конце мезозоя-кайнозое	67
4.1. Тектоническое районирование Северо-Востока Азии	67
4.2. Тектоническая эволюция Западной Камчатки в позднем мезозое по данным треко-	
вого датирования и структурного анализа	73
4.2.1. Хребет Омгон	74
4.2.2. Долина реки Рассошина	86
4.2.3. Мыс Хайрюзова	87
4.2.4. Хребет Морошечный	95
4.2.5. Устье реки Паланы	95
4.2.6. Район мыса Теви	102
4.2.7. Тектоническая эволюция комплексов Западной Камчатки	103
4.2.8. Меловые синсубдукционные и аккреционные комплексы в структуре северо-	
восточной окраины Азии	105
4.3. Эволюция Лесновско-Укэлаятского окраинно-континентального прогиба	109
4.3.1. Характеристика терригенных толщ Лесновско-Укэлаятской зоны	110
4.3.1.1. Мыс Витгенштейна (западное побережье Алеутской впадины)	112
4.3.1.2. Район бухты Анастасии	114
4.3.1.3. Лесновское поднятие	115
4.3.2. Состав песчаников Лесновско-Укэлаятской зоны	116
4.3.3. Результаты трекового датирования цирконов из песчаников Лесновско-	
Укэлаятской зоны	120
4.3.4. Источники сноса терригенного материала Лесновско-Укэлаятского про-	
гиба	125
Выводы	128
4.4. Эксгумация блоков северо-восточной окраины Азии	129
4.5. Коллизия меловой дуги с северо-восточной окраиной Азии	132
4.5.1. Кинематика Лесновско-Ватынского надвига	134

4.5.1.1. Методика структурного анализа	134
4.5.1.2. Метод анализа структур срезания слоистости	137
4.5.1.3. Основные черты строения Лесновско-Ватынского надвига и резуль- таты структурного анализа	142
4.5.1.4. Эволюция Лесновско-Ватынского надвига	157
Выволы	161
4.5.2. Время и скорость формирования Лесновского налвига	161
4.5.2.1. Строение и возраст автохтона Лесновского налвига	164
4.5.2.2. Строение и возраст аллохтона Лесновского надвига	167
4.5.2.3. Строение и возраст неоавтохтонных комплексов Лесновского надвига	167
4.5.3. Модель формирования Лесновского надвига	173
4.6. Эволюция Карагинской аккреционной призмы	175
4.6.1. Геологическое строение острова Карагинский	177
4.6.2. Результаты трекового датирования обломочного циркона	180
4.6.3. Определения нанопланктона	183
Выводы	186
4.7. Эволюция Восточно-Камчатской аккреционной призмы	189
4.7.1. Геологическое строение Восточной Камчатки в районе хребта Кумроч	191
4.7.2. Результаты трекового датирования обломочного циркона	193
4.7.3. История формирования Восточно-Камчатской аккреционной призмы	197
Выволы	200
4.8. Тектоническая эволюция метаморфических комплексов Срепинного хребта Кам-	
чатки	201
4.8.1. Общая характеристика структурно-вещественных комплексов Срединного хребта Камчатки	201
4.8.2. Новые данные о структуре и возрасте структурно-вещественных комплексов	
Срединного хребта Камчатки	208
4.8.2.1. Район верховий р. Крутогорова	208
4.8.2.2. Райов верховий р. Левая Андриановка	222
4.8.2.3. Оценка значений скорости выведения на поверхность сиенитовых массивов Срединного хребта Камчатки	235
4.8.2.4. Датирование неоавтохтона (барабская свита) в Срединном хребте Камчатки	244
4.8.3. Геодинамическая модель эволюции структурно-вещественных комплексов Срединного хребта Камчатки	251
4.8.3.1. Модель структурной эволюции	251
4.8.3.2. Анализ новых геохронологических данных	254
4.8.3.3. Синтез данных и геодинамическая модель	256
4.9. Особенности тектонической эволюции северо-восточной окраины Азии (юг Корякии, Камчатка) в конце мезозоя-кайнозое по данным трекового датиро-	262
вания и структурного анализа	202
4.7.1. AJIDU-KAMIIAH	202
4.5.2. помнан-раннии налеоцен	203
т. т. э. э. позднии налеоцен-среднии зоцен	200
	200
рыводы	270

Глава 5

Тектоническая эволюция Южно-Анюйского бассейна в поздней юре-раннем	
мелу	271
5.1. Тектоническое положение Южно-Анюйской сутуры	271
5.2. Изучение флишевых отложений Западной Чукотки (бассейн р. Уямканда)	272
5.2.1. Геологическое строение района	272
5.2.2. Строение и вещественный состав изученных разрезов	277
5.2.3. Результаты трекового датирования цирконов из песчаников Западной Чукотки (бассейн р. Уямканда)	278
5.3. Изучение флишевых отложений острова Большой Ляховский (Новосибирские о-ва)	281
5.3.1. Характеристика терригенных комплексов острова Большой Ляховский	282
5.3.2. Результаты трекового датирования цирконов из песчаников острова Большой Ляховский	284
5.4. Эволюция Южно-Анюйского бассейна в поздней юре и раннем мелу	288
Заключение	292
Литература	294

CONTENTS

Foreword	 5
Introduction	 7

Part I

FISSION-TRACK DATING: BACKGROUND, ABILITY AND LIMITS

Chapter 1	
Background of the fission-track dating	10
1.1. Particle tracks in solids	11
1.2. Nuclear fission and formation of fission-tracks	12
1.3. Techniques of track revelation: chemical etching	14
1.4. Microscopic observation of fission-tracks	16
1.5. Principles of the fission-track dating	17
1.5.1. Fundamental age equation	17
1.5.2. Practical age equation	18
1.5.3. Constants of the fission-track dating	19
1.5.4. Age standard approach: the ζ-method	20
1.5.5. Dating procedure and techniques	21
1.5.6. Analysis and accuracy of age determination	23
Chapter 2	
Fading of fission tracks	25
2.1. Closure temperature	25
2.2. Dependency of the track annealing from T and t	25
2.3. Track length	28
2.4. Partial annealing zone (PAZ)	31
2.5. Properties of minerals	32
2.5.1. Apatite	32
2.5.2. Zircon	34
Chapter 3	
Application the fission-track dating for solving the tectonic problems	35
3.1. Areas of the application of the fission-track dating	35
3.2. Fission-track dating of the terrigenious deposits, correlation, reconstruction of the prove-	00
nance	36
3.3. Study of the provenance exhumation rates	40
3.4. Investigation of the thermal history of sedimentary basins	43
3.4.1. Affect of <i>T</i> - <i>t</i> for oil generation	45

3.4.2. Ability of the fission-track analysis for reconstruction the thermal history of sedimen-	
tary basins	47
3.4.3. Regional examples of the thermal history reconstruction by the fission-track analysis	48
3.5. Study the rate of the uplift in mountain system	50
3.5.1. Cooling curve	50
3.5.2. Estimation the uplift rate	51
3.6. Reconstruction of the structural evolution	55
3.7. Study the tectonic evolution of the accretionary wedges	56
3.7.1. Shimanto accretionary wedge (Japan)	57
3.7.2. Cascadia accretionary wedge (North America)	60
Conclusion	65

Part II

EXAMPLES OF THE TECTONIC PROBLEM SOLVING BY FISSION-TRACK AND STRUCTURAL ANALYSIS

Chapter 4

Tectonic evolution of the northeastern margin of Asia in Mesozoic and Cenozoic(Southern Korayak and Kamchatka)6'
4.1. Tectonic scheme of North-East Asia
4.2. Tectonic evolution of the Western Kamchatka in Late Mesozoic
4.2.1. The Omgon Ridge
4.2.2. The Rassoshina River Valley
4.2.3. The Hairuzova Cape
4.2.4. The Moroshechny Ridge
4.2.5. The Palana River
4.2.6. The Tevi Cape
4.2.7. Tectonic evolution of the Western Kamchatka
4.2.8. Cretaceous the synsubductional and accretionary complexes on north-eastern margin of Asia
4.3. Evolution of the Lesnaya-Ukelayat basin
4.3.1. Features of the terrigenious rocks in Lesnaya-Ukelayat zone 11
4.3.1.1. The Vitgenshtein (western coats of Aleutian basin) 11
4.3.1.2. The Anastasia Bay Area 11
4.3.1.3. The Lesnaya Upland 11
4.3.2. Composition of sandstone in Lesnaya-Ukelayat zone 11
4.3.3. The zircon fission-track dating
4.3.4. The sources of terrigenious material and depositional age 12
Conclusions 12
4.4. Exhumation of the block at north-eastern Asian margin 12
4.5. Collision of Cretaceous Island Arc with Asian margin
4.5.1. Kinematics of Lesnaya-Vatyna thrust
4.5.1.1. Methods of the structural analysis
4.5.1.2. Cutoff Method for Kinematic Analysis of Fault in Stratified Sequences 13
4.5.1.3. The structure of the Lesnaya-Vatyna thrust 14
4.5.1.4. Evolution of the Lesnaya-Vatyna thrust 15
Conclusions

4.5.2. Timing of the Lesnaya thrust	161
4.5.2.1. Lower plate of the Lesnaya thrust	164
4.5.2.2. Upper plate of the Lesnaya thrust	167
4.5.2.3. Stitching inrusions	167
4.5.3. Evolution model of the Lesnaya thrust	173
4.6. Evolution of the Karaginsky accretionary wedge	175
4.6.1. Structure of the Karaginsky Island	177
4.6.2. The zircon fission-track dating	180
4.6.3. The determinations of the nanoplankton	183
Conclusions	186
4.7. Evolution of the Eastern Kamchatka accretionary wedge	189
4.7.1. Structure of the Kumroch Ridge	191
4.7.2. The zircon fission-track dating	193
4.7.3. Evolution of the Eastern Kamchatka accretionary wedge	197
Conclusions	200
4.8. Tectonic evolution of the Sredinny Range (Kamchatka) metamorphic complex	201
4.8.1. The Sredinny Range (Kamchatka): geological overview	201
4.8.2. New data about the age and structure of the Sredinny Range	208
4.8.2.1. Krutogorova River Area	208
4.8.2.2. Levava Andrianovka River Area	222
4.8.2.3. The rates of exhumation of the blocks in Sredinny Range	235
4.8.2.4. Dating the covering deposits (Baraba Unit)	244
4.8.3. Geodynamic model for Sredinny Range	251
4.8.3.1. Structural evolution	251
4.8.3.2. Analysis of the new geochronological data	254
4.8.3.3. Geodynamic model	256
4.9. The main features of tectonic evolution of the northeastern margin of Asia in Mesozoic and	250
Cenozoic (southern Korayak and Kamchatka)	262
4.9.1. Albian – Campanian	262
4.9.2. Campanian – Early Paleocene	265
4.9.3. Early Paleocene – Middle Eocene	266
4.9.4. Middle Eocene – Miocene	268
Conclusions	270
Chapter 5	210
Testonic evolution of the South Anui Desin in Lete Jungais and Fredrik Contains	071
5.1. Tectoric setting of the South Anni suture	2/1
5.2. Study the flysch complex in Llyamkanda River valley (Western Chukotka)	2/1
5.2.1. Geological overview	272
5.2.2. Structure and composition of the sequence	277
5.2.3. Zircon fission-track dating	278
5.3. Study of the flysch complex on Bolshoi Lyakhov Island (New Siberian Islands)	281
5.3.2 Zircon fission-track dating	282
5.4 The tectonic evolution of the South Anni basin in Late Integration and East	284
J.T. The recome evolution of the South Anul Dasin in Late Jurassic and Early	288
Conclusion	292
References	204
	474

Responsible Editor Dr. Sc. S.D. Sokolov

Editorial Board:

M.G. Leonov (Editor-in-Chief), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov (Deputy Editor-in-Chief), K.E. Degtyarev, Yu.V. Karyakin (Executive Secretary), Yu.G. Leonov, M.A. Semikhatov, S.D. Sokolov, M.D. Khutorskoy

> R e v i e w e r s: Dr. Sc. E.V. Bibikova, Dr.Sc. S.V. Ruzhentsev

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. of RAS. – Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964– – ISSN 0002-3272.

Vol. 577: Investigation of the tectonic processes at the convergent settings of lithosphere plates: fission-track dating and structural analysis / A.V. Soloviev; [ed. by S.D. Sokolov]. – 2008. – 319 p. – ISBN 978-5-02-034129-6 (in cloth).

This book is devoted to methodology of the fission-track dating. The fission-track dating of the apatite and zircon allow us to solve the different tectonic problems. The application of the fission-track dating for investigations of the tectonic processes gives possibility to estimate the timing and rate of them. The examples of solving the tectonic tasks for South Koryak Upland, Kamchatka and South Anui zone are presented in this book.

This book is meant for geologist interested in tectonic processes along the convergent plate boundaries. The book could be useful for the experts engaged in forecasting of mineral resources and students of the geological speciality.

Научное издание

Соловьев Алексей Викторович

ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБЛАСТЯХ КОНВЕРГЕНЦИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

МЕТОДЫ ТРЕКОВОГО И СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Труды Геологического института РАН Вып. 577

> Утверждено к печати Редакционной коллегией Геологического института Российской академии наук

Зав. редакцией М.В. Грачева Редактор А.Е. Люстих Художник Е.А. Шевейко Художественный редактор Ю.И. Духовская Технический редактор З.Б. Павлюк Корректоры Р.В. Молоканова, А.В. Морозова, Е.Л. Сысоева

Подписано к печати 28.03.2008 Формат 70 × 100 ¹/₁₆. Гарнитура Таймс Печать офсетная Усл.печ.л. 26,0. Усл.кр.-отт. 26,7. Уч.-изд.л. 25,1 Тип. зак. 3181

> Издательство "Наука" 117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

> > E-mail: secret@naukaran.ru www.naukaran.ru

Отпечатано с готовых диапозитивов в ГУП "Типография "Наука" 199034, Санкт-Петербург, 9 линия, 12

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА





СОЛОВЬЕВ Алексей Викторович – доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией минералогического и трекового анализа Геологического института РАН.

Основные научные интересы связаны с применением геохронологических и структурных методов для изучения тектонических процессов. Специалист в области трекового анализа, геологии и тектоники Камчатки.

В книге рассмотрены методические основы трекового датирования (fission-track dating) минералов. Применение этого метода для изучения тектонических процессов (аккреция, коллизия, эксгумация) дает возможность количественной оценки времени и скорости их развития. Приведены примеры решения тектонических задач методами трекового датирования и структурного анализа для Южной Корякии, Камчатки и Южно-Анюйской зоны.

