

ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ И СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

А. В. Соловьев

ВВЕДЕНИЕ

Изучение зоны сочленения структур Камчатки и Охотского моря важно для понимания мезокайнозойских 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 1:2500000)" в 1998–2002 гг. Институтом литосферы окраинных и внутренних морей РАН было проведено разностороннее изучение мезозойских комплексов Западной Камчатки и характера их взаимоотношений с кайнозойскими отложениями. Исследования, представленные в статье, опираются на данные геологического изучения комплексов Западной Камчатки (рис. 1), структурно-кинематического анализа, трекового датирования циркона и апатита.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ В СТРУКТУРЕ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

В географическом отношении Западная Камчатка с востока ограничена Срединным хребтом, к западу расположена акватория Охотского моря,

в пределах которой выделяется Охотоморская плита. Отсутствие прямых данных о вещественном составе фундамента Охотоморской плиты вызывает дискуссии об 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, вызывающие много споров, связанных с тем, что в регионе широко проявлены процессы ледового разноса, и геофизические материалы. 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]. Скорости сейсмических волн в фундаменте Охотоморской плиты характерны для коры переходного типа. На этом основании была высказана идея о том, что Охотоморская плита представляет собой аккрецированное к краю Азиатского континента океаническое плато [Watson, Fujita, 1985; Богданов, Чехович, 2002; Богданов, Добрецов, 2002], подобное поднятиям Шатского или Онтонг-Джава. Раскрытие бассейна Охотского моря, связанное с коллизией Индостана с Евразией, по модели пассивного пулл-апарт, предполагалось рядом авторов [Jolivet et al., 1994; Worrall et al., 1996]. Выдвигалась также идея формирования Охотского моря

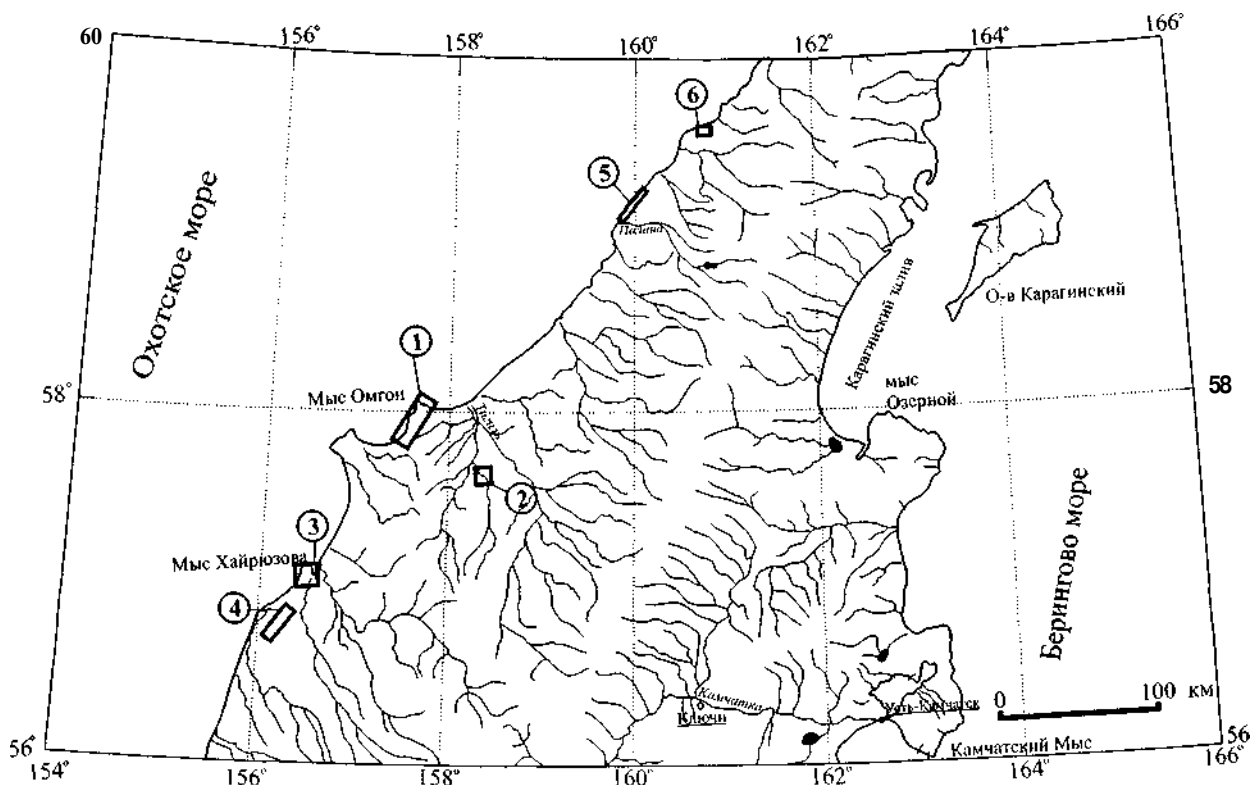


Рис. 1. Географическая схема северной части полуострова Камчатка

Квадраты и прямоугольники показывают расположение изученных участков. Цифры в кружках соответствуют: 1 - хребет Омгон, 2 - долина р. Рассошина-, 3 - район мыса Хайрюзова, 4 - район горы Морошечной, 5 - устье р. Палана, 6 - район мыса Теви

в процессе растяжения континентальной коры [Mann, 1998]. Недавно выдвинута гипотеза, согласно которой Охотское море представляет собой задуговой бассейн, раскрытие которого произошло в третичное время [Hourigan, 2003].

Фундамент Западной Камчатки одни исследователи рассматривают как часть Охотоморской плиты [Ханчук, 1985; Гладенков и др., 1997; Konstantinovskaia, 2001]; другие выделяют самостоятельную Западно-Камчатскую микроплиту [Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Чехович, 2002], существовавшую в меловое время и столкнувшуюся с Охотоморской плитой в Маастрихте. Мезозойские комплексы на Западной Камчатке представлены разрозненными выходами, это осложняет расшифровку тектонической истории этого региона. Ранее в пределах Западной Камчатки выделялись Квахонский и Омгонский террейны [Watson, Fujita, 1985], затем За-

падно-Камчатский аккреционный террейн [Соколов, 1992; Nokleberg et al., 1998]. Фундаментом южной части западно-камчатской 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], разделяющий Западно-Камчатскую и Охотоморскую микроплиты (рис. 2).

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 модели, Омгоно-Паланский пояс является коллизион-

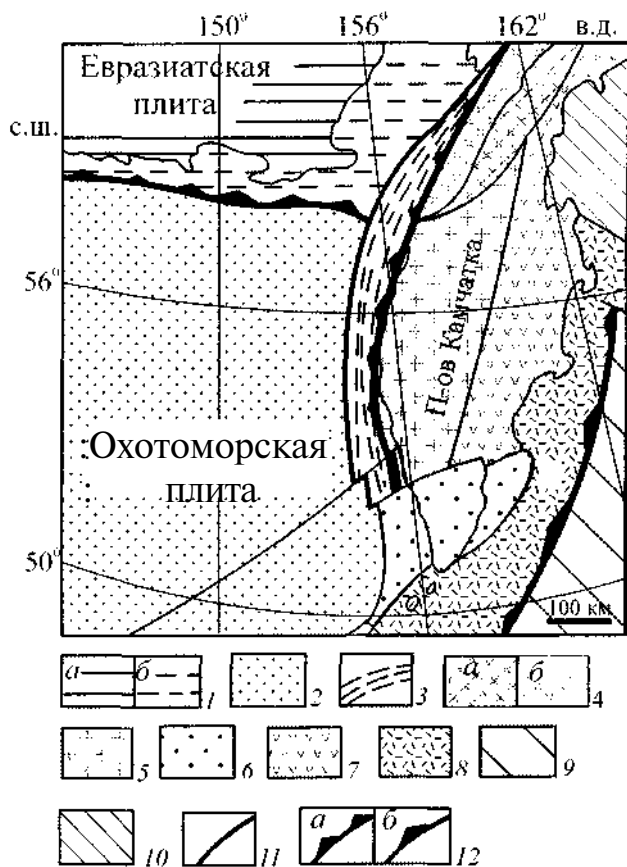


Рис. 2. Схема тектонического районирования Охотоморского региона, по [Богданов, Чехович, 2002]

1 — домеловая Евразийская плита: *а* — континент, *б* - шельф; 2 - океанское вулканическое плато (Охотоморская плита); 3 - Омгони-Паланский коллизионный пояс; 4 - Северо-Корякская аккреционно-коллизионная область: *а* - на суше, *б*-на шельфе; 5 - Западно-Камчатская микроплита; *б* - континентальный литосферный блок (Южно-Камчатский блок): *а* - на суше, *б* - на шельфе; 7 - островодужные террейны Восточно-Камчатско-Олюторской провинции; 8 - миоцен-четвертичная Курило-Камчатская островная дуга; 9 - Тихоокеанская океаническая плита; 10 — Командорская окраинноморская впадина; 11 - крупные разломы; 12 - зоны субдукции: *а* - палеосутуры, *б* - современная зона Беньофа

ной зоной, отделяющей Охотоморскую плиту от Западно-Камчатской микроплиты (см. рис. 2). Охотоморская плита в этой модели рассматривается, как уже указано выше, в качестве древнего океанического плато [Богданов, Добрецов, 2002], а Западно-Камчатская микроплита - как фрагмент коры континентального типа [Богданов, Чехович, 2002].

1). 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 реки Рассошина и севернее устья р. Палана. В Паланском районе нами описана олистостромовая толща.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СТРУКТУРА И ВОЗРАСТ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Наиболее древние изученные мезозойские комплексы на Западной Камчатке обнажаются вдоль восточного побережья Охотского моря в хребте Омгон, в долине реки Рассошина, на мысе Хайрюзова и районе горы Морошечной (см. рис.

Хребет Омгон

Геологическое строение

В результате геолого-съёмочных исследований в строении данного региона были выделены вулканогенно-кремнисто-карбонатный комплекс (кингивеевская 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, Соколов, 1990; Богданов и др., 1991; Vishnevskaya et al., 1999]. Фаунистические и флористические находки определяют интервал накопления терригенных пород омгонской серии с альба до нижнего сенона (коньяка) [Геология СССР, 1964], позже в них были обнаружены комплексы спор и пыльцы, характеризующие возраст нижней и верхней частей серии соответственно как апт-альбский и маастрихтский [Бондаренко, Соколов, 1990; Вишневская и др., 1998].

Мезозойские образования хребта Омгон (рис. 3) 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 аргиллитов, реже известняков. Они слагают блоки и крупные пластины, ограниченные разломами, 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 хребта Омгон (см. рис. 3) три тектонические пластины, представленные породами вулканогенного комплекса, падают на северо-запад, лишь в одном месте отмечено юго-восточное падение контакта. Структурные наблюдения, проведенные в пределах участка 3 (см. рис. 3), показывают, что слоистость как в отложениях вулканогенного комплекса, так и в осадках терригенного, имеет преимущественно северо-западное падение (рис. 4Д). Разломы, ограничивающие пластины и блоки, сложенные вулканогенным комплексом, падают на запад (см. рис. 4Е). В южной части участка 3 (см. рис. 3) на терригенные породы, содержащие блоки вулканогенного комплекса, с угловым несогласием налегают среднеэоценовые отложения снатоль-

ской 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 (см. рис. 3, рис. 4В), для которых характерно достаточно хаотичное распределение осей складок (см. 4Г). Вероятно, что данный 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 мыса Промежуточный отложения терригенного комплекса, содержащие блоки вулканогенного, срезаются субвертикальным разломом северо-восточного простирания (см. рис. 3). К северу от этого разлома породы терригенного комплекса не содержат блоков вулканогенного состава (участок 1, см. рис. 3). Терригенные породы повышенной вязкости (песчаники, конгломераты) слагают крупную антиформу с простиранием оси в юго-запад - северо-восточном направлении (см. рис. 4А), в ядре антиформы более пластичные тонкослоистые алевропелиты деформированы в изоклинальные складки, оси которых ориентированы хаотично (см. рис. 4Б). 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 описан в северной части хребта Омгон (см. рис. 3). В основании снатольской свиты развиты базальные конгломераты, в гальках

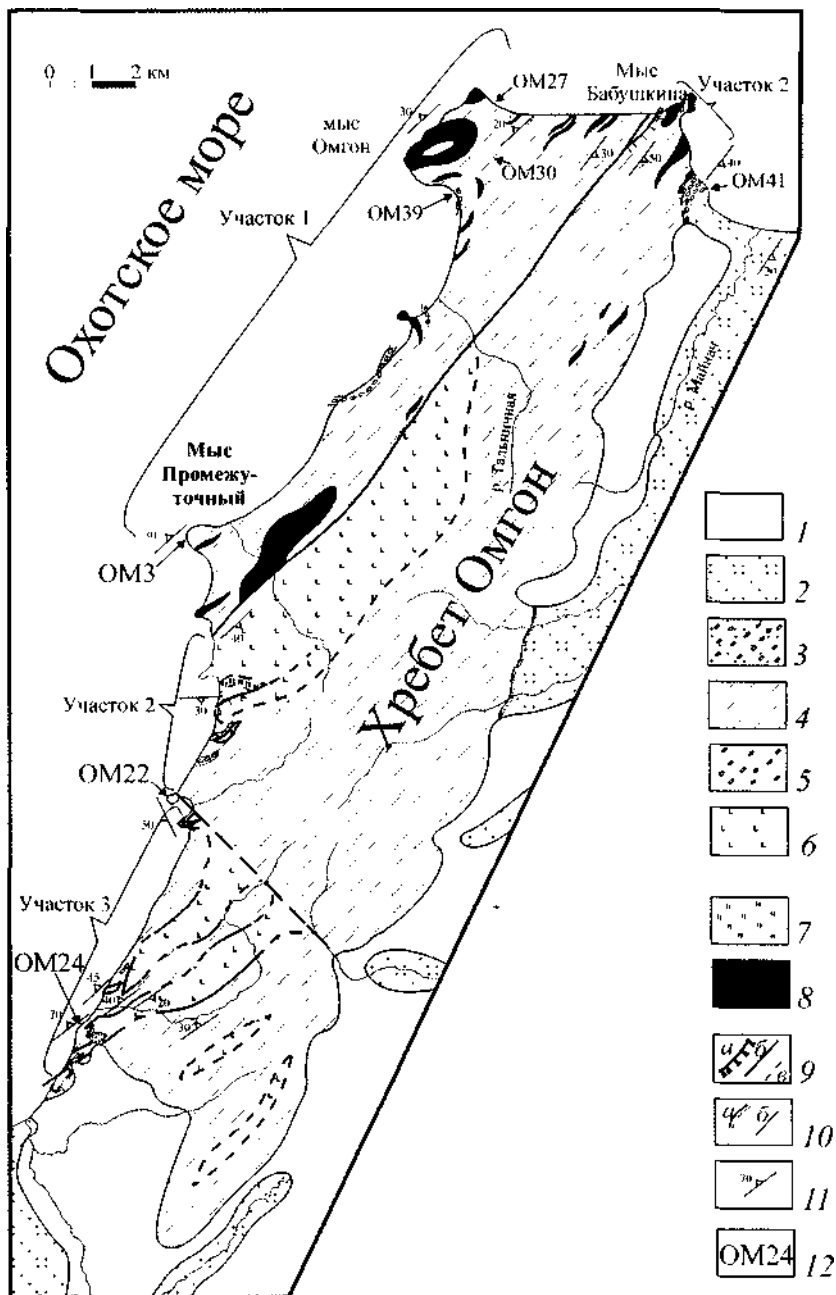


Рис. 3. Схема геологического строения хребта Омгон (Западная Камчатка), составлена с учетом материалов [Богданов и др., 2003]

1 - четвертичные отложения; 2, 3 - снатовская свита: 2 - терригенные отложения (средний эоцен), 3 - конгломераты (средний эоцен); 4, 5 - омгонская серия; 4 - турбидиты (апт-кампан), 5 - конгломераты (мел); 6 - вулканогенный комплекс, базальты, кремни, известняки (средняя юра - нижний мел); 7 - кремни (верхняя юра); 8 - силлы дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии (палеоцен); 9 - разломы: а - надвиги, б - субвертикальные, в - предполагаемые; 10 - контакты: а - несогласные, б - стратиграфические; 11 - элементы залегания; 12 - образцы для трекового датирования

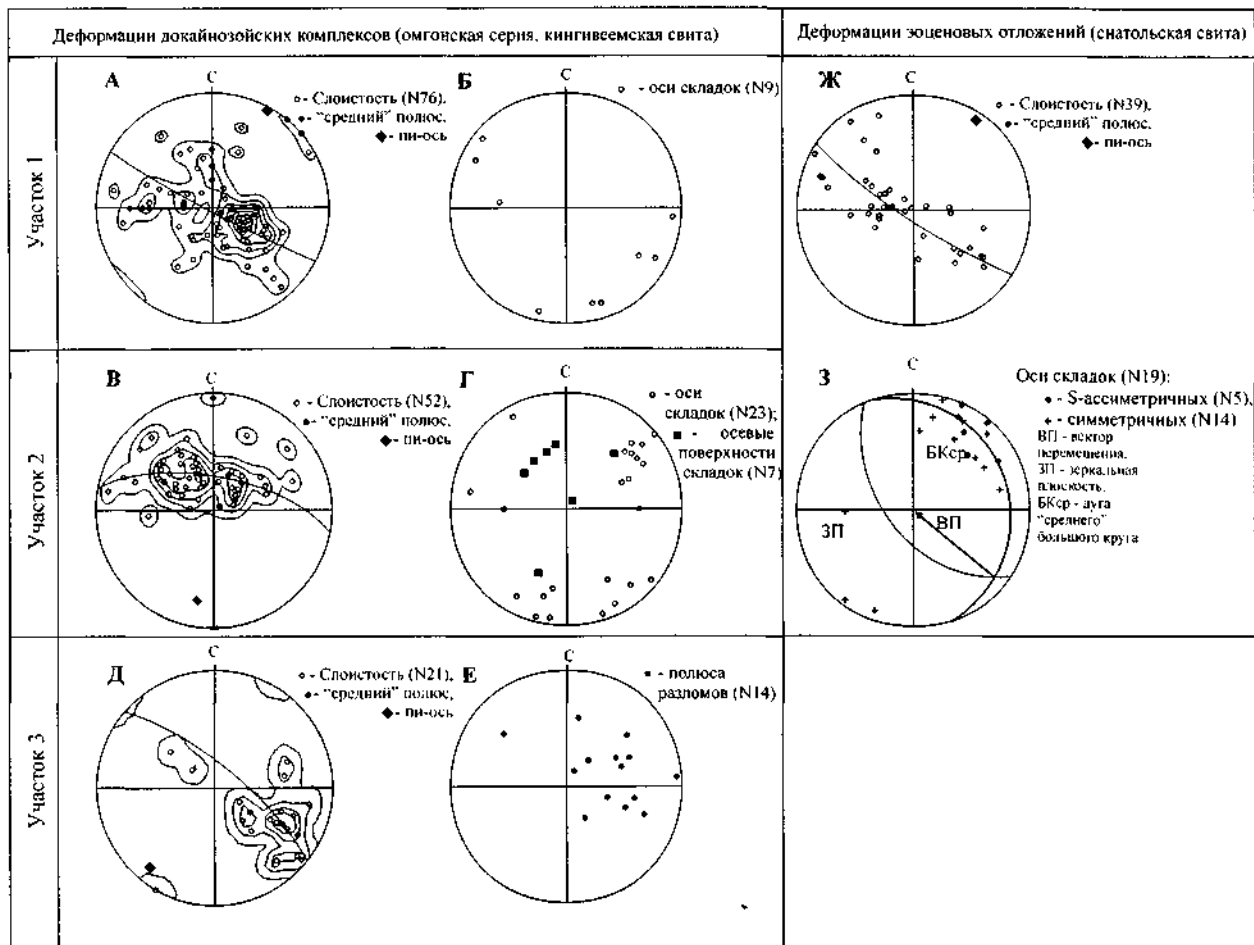


Рис. 4. Данные структурно-кинематического анализа для комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка)

А-З - стереограммы различных структурных элементов: А, Б - для участка 1 (см. рис. 1): А - слоистости, Б - осей складок; В, Г - для участка 2 (см. рис. 1): В - слоистости, Г - осевых поверхностей и осей складок; Д, Е - для участка 3 (см. рис. 1): Д - слоистости; Е - разломов; Ж, З - для эоценовых отложений снатольской свиты (см. рис. 1): 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

преобладают породы, характерные для докайнозойских комплексов хребта Омгон (вулканогенного и терригенного) и прорывающих их силлов. Возле контакта отложения снатольской свиты смяты в напряженные складки (вплоть до изоклинальных) северо-западной vergentности (см. рис. 4Ж). Асимметричные складки указывают на локальное перемещение снатольских отложений в северо-западном направлении (см. рис. 3, 4).

Складчатость третичных осадков становится менее напряженной при удалении от контакта с докайнозойскими комплексами, а в 1,5 км к востоку от устья реки Майнач они образуют моноклираль, пологопадающую на восток (см. рис. 3).

Таким образом, комплексы хребта Омгон испытали как минимум два этапа деформаций. Первый этап деформаций произошел до средне-

го 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

Вулканогенный комплекс. 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 плагиоклаз-микрофировыми 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) [Богданов и др., 2003].

В работах предшественников возраст вулканогенного комплекса в районе хребта Омгон был обоснован определениями радиолярий как среднеюрский-раннемеловой [Бондаренко, Соколов, 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., 2003]. Возраст кремнистых пород вулканогенного комплекса по бухиям определен как ранневаланжинский (*Buchia inflata* Lahusen), *B. sublaevis* (Keyserling) - определения З.А. Захарова).

Терригенный комплекс. Песчаники терригенного комплекса относятся к классу граувакк, матрикс образует от 25 до 35% объема породы. Поглощающая часть обломков совершенно нека-

тана. 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. 1, 2). Среди обломков пород преобладают либо разнообразные 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., 2001] (рис. 5).

Анализ химизма аргиллитов терригенного комплекса, проведенный Г.В. Ледневой, показывает, что они формировались, главным образом, за счет размыва вулканитов активной вулканической дуги, заложившейся на континентальном основании [Богданов и др., 2003]. Источником такого материала в данном районе, вероятно, являлась Евразийская континентальная окраина, на которой в альбе заложился Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Фауна и флора определяют интервал накопления пород терригенного комплекса с альба до нижнего сенона (коньяка) [Геология СССР, 1964], в них обнаружены также комплексы спор и пыльцы, характеризующие возраст нижней и верхней частей комплекса соответственно как апт-альбский и маастрихтский [Вишневская и др., 1998].

Трековое датирование циркона. Возраст отложений терригенного комплекса определялся нами методом детритовой термохронологии [Brandon, Vance, 1992; Garver et al., 1999; Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001a]. Обломочные

Составы песчаников из хребта Омгон и долины реки Рассошина

№ обр.	Qm	Qp	Qq	P	Lvl	Lvm	I	Lvf	Lw	Lm	Lssh	Lsa
					Lv				Ls			
Хребет(Омгон)												
ОМ3	23	1	5	88	12	38		14	37	3	4	26
ОМ39	28	4	3	60	25	60		18	25	7	1	12
ОМ27	19	1		99	5	30		23	43		3	35
ОМ24	34	9	4	84	22	43		11	37	3	6	13
Долина реки Рассошина												
ОМ48	47	2	-	84	3	25		19	33	2	4	34

Qm - монокристаллический кварц; Qp - поликристаллический кварц; Qq - кварциты (неясной природы); P - полевые шпаты. Фрагменты мелкозернистых горных пород: Lv - вулканические породы, 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), Lw - перекристаллизованное стекло без микролитов, Lm - фрагменты метаморфических пород (в том числе мета-кварцитов), 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 (карбонат, уголь), Op - рудные минералы, pOp - цветные минералы, U - неопределенные обломки пород, T - общее количество точек определения состава зерен в шлифе, Mtx - матрикс и цемент, Aut - аутигенные минералы.

Таблица 2

Составы песчаников из хребта Омгон и долины реки Рассошина
(данные расчетов) [Шапиро и др., 2001]

№ обр.	T	Q	F	L	L(vms)	V	M	S	V(lmf)	vl %	vm %	vf %	%mt x	Возраст* (млн. лет)
Хребет Омгон														
ОМ3	300	10	29	61	173	58	2	40	64	19	59	22	25	80,0±4,1
ОМ39	300	12	20	68	194	66	4	30	103	24	58	18	16	85,3±4,2
ОМ27	300	7	33	60	164	62	-	38	58	9	52	39	26	99,8±5,8
ОМ24	300	16	28	56	160	71	2	27	76	29	57	14	22	102,0±18,9
Долина реки Рассошина														
ОМ48	300	16	28	56	152	53	1	46	47	6	53	41	29	79,5±8,0

* - возраст наиболее молодой популяции циркона (см. табл. 3). Суммарные значения компонентов рассчитаны по формулам: $Q=(Qm+Qp+Qq)/T < 100$; $F=P/T < 100$; $L=(T-Q-F)/Tx < 100$; $L(vms)=Lv+Lm=Ls$; $V=Lv/(Lv+Lm+Ls) \times 100$; $M=Lm/(Lv+Lm+Ls) \times 100$; $S=Ls/(Lv+Lm+Ls) \times 100$; $V(lmf)=Lvl+Lvm+Lvs$; $Vl=Lvl/Vlmfx < 100$; $Vm=Lvm/Vlmfx < 100$; $Vf=Lvf/Vlmfx < 100$; $\%mtx=mtx/(rntx+T)$

цирканы были выделены из песчаников омгонской серии (шесть образцов) и снатольской свиты (один образец) (табл. 3). 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 (см. табл. 3). При анализе распределения трековых возрастов в каждом образце выделяются две или три разновозрастные популяции циркона: (P1) — 80 —

Таблица 1

(данные подсчетов) [Шапиро и др., 2001]

Lss	Lsch	Lst	Lso	Op	nOp	И	Т	Mtx	Aut
Ls									
Хребет Омгон									
13		23	3	-	2	8	300	98	12
15	3	28	-	1	7	3	300	56	9
9		13	3	4	3	10	300	106	10
2	4	17	2	-	2	7	300	86	2
Долина реки ³ ассошина									
9	4	14	5	1	4	10	300	123	8

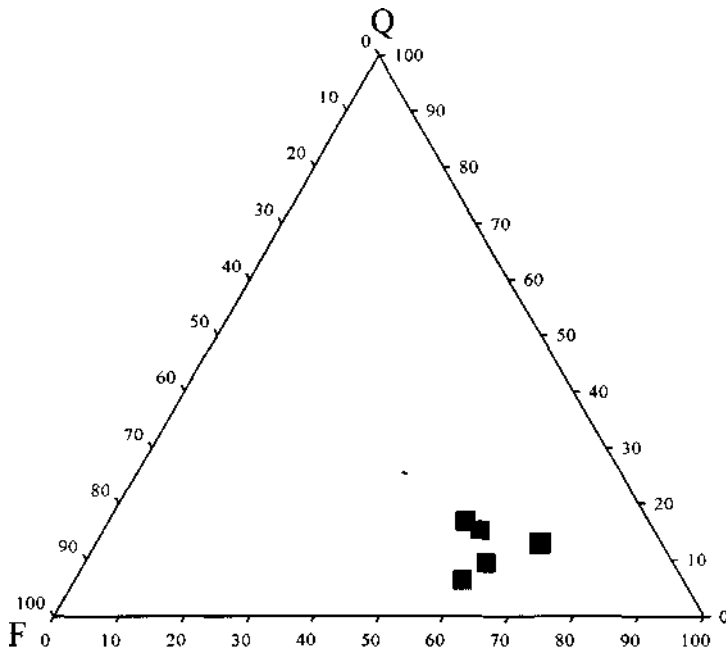


Рис. 5. Диаграмма отношений главных составляющих песчаников из хребта Омгон и долины реки Рассошина

Q - кварц (без силикатных пород и кварцитов), F - полевого шпата, L - фрагменты пород

114 млн. лет, (P2) - 142 - 187 млн. лет и (P3) - 250 млн. лет (рис. 6).

Присутствие в песчаниках разновозрастных цирконов, а также отсутствие вторичных минералов, формирующихся при температурах 200-250°C, позволяет предполагать, что после своего 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

(P1) датирована в интервале от 80,0±4,1 до 114,5±7,2 млн. лет, то есть 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 своей массе являются бесцветными идиоморфными кристаллами, что характерно для первого цикла седиментации. Эти

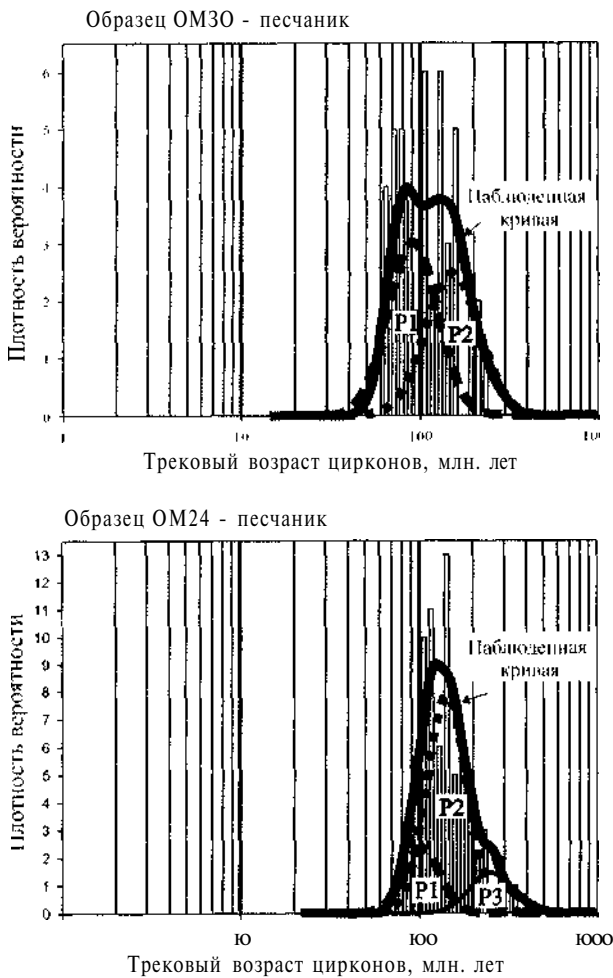


Рис. 6. Графики распределения трековых возрастов зерен циркона из терригенных отложений хребта Омгон

P1, P2, P3 - пики разновозрастных популяций циркона (см. табл. 1), выделенных программой BinomFit1.8 [Brandon, 2002]

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., 1999; Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001a; Шапиро и др., 2001] 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 об-

разом, опробованная часть терригенного комплекса формировалась, по крайней мере, с альба до начала кампана.

Трековое датирование апатита. Трековое датирование детритового апатита из осадочных пород - это метод, позволяющий реконструировать термальную историю отложений [Wagner, Van den Haute, 1992]. Треки в апатите устойчивы лишь при относительно низких температурах, а при увеличении температуры 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 70°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 $111 \pm 6^\circ\text{C}$ [Laslett et al., 1987]. Таким образом, апатит часто применяется для реконструкции времени тектонических движений, в результате которых происходит вывод толщ на поверхность и их остывание.

Данные трекового датирования апатита из песчаников терригенного комплекса (табл. 4) показывают, что их остывание ниже температуры $111 \pm 6^\circ\text{C}$ происходило в период 74-58 млн. лет назад. Обращает внимание, что возраст апатита из 6 образцов (OM3, OM22, OM24, OM27, OM30, OM39), учитывая ошибки определений, близок к 70 млн. лет. Это позволяет утверждать, что терригенный комплекс был выведен за пределы изотермы $\sim 100^\circ\text{C}$ (на глубину менее 4 км при геотермическом градиенте $25^\circ\text{C}/\text{км}$) в Маастрихте. Возраст апатита из образца OM3 ($57,7 \pm 7,0$ млн. лет), по-видимому, был омоложен при термальном событии, связанном с внедрением силлов (см. табл. 4).

Кайнозойские образования хребта Омгон. В северной части хребта Омгон отложения терригенного комплекса прорваны многочисленными силлами дифференцированными от базальтов до риолитов или от габбро до гранитов [Леднева, 2001]. Силлы деформированы вместе с вмещающими терригенными отложениями. Возраст силлов определялся трековым датированием апатита и циркона (см. табл. 4). Установлено, что

Таблица 3

Трековые возрасты детритовых цирконов из песчаников Западной Камчатки

Нобр.	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона (млн. лет)		
			P1	P2	P3
Хребет Омгон (участок 1 - см. рис. 1, рис. 3)					
ОМ3	Омгонская	75	80,0±4,1 (95%)	175,7+50,5 (5%)	-
ОМ39	Омгонская	74	85,3+4,2 (95%)	167,8±33,6 (5%)	-
ОМ30	Омгонская	46	90,6±9,0 (53%)	151,3±17,3(47%)	-
ОМ27	Омгонская	75	99,8+5,8 (83%)	187,0+27,9(17%)	-
ОМ24	Омгонская	75	102,0±18,9(19%)	142,2±12,0 (68%)	248,2±28,8(13%)
ОМ22	Омгонская	60	114,5±7,2(70%)	-	237,1±25,3 (30%)
ОМ41	Снатольская	42	P1	P2	P3
			45,2±3,2 (39%)	68,3±13,0(18%)	101,2±9,7 (36%)
					293.0160.7 (7%)
Долина реки Рассошина (участок 2 - см. рис. 1)					
ОМ50	Майначская	65	77,7±6,6 (50%)	96,6±11,4 (46%)	198,3164,8(4%)
ОМ48	Майначская	70	79,5±8,0 (30%)	108,0±12,3 (50%)	179,3128,0(20%)
Хребет горы Морошечной (участок 4 - см. рис. 1)					
X28	Кунунская	50	82,2±12,0 (33%)	123,2112,2(67%)	-
X29	Кунунская	40	72,1±4,2 (88%)	-	207,9133,5 (12%)
Район мыса Теви (участок 6 — см. рис. 1)					
Ш34/99	Геткил-нинская	60	58,5+4,9 (32%)	98,1+8,1 (53%)	173,6126,7(15%)
Ш22/99	Геткил-нинская	60	59,0±4,3 (45%)	107,0±10,8 (48%)	192,1173,0(7%)

№ обр. - номер образца. Nt - количество 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 соответствует Но, проценты в скобках отражают количество 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 2x2 см². Для каждого образца готовились 2 пластинки. Пластинки обдирались на абразивном круге и затем полировались с использованием алмазных паст (9 шп и 1 цт) и пасты Al₂O₃ (0,3 цт) на конечной стадии. Химическое травление пластинок производилось составом NaOH-КОН при температуре 228°С в течение 15 часов (первая пластинка) и 30 часов (вторая пластинка). После травления пластинки были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2>10⁶ нейтрон/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон Туф (Fish Canyon Tuff - FCT) и Булак Туф (Buluk Tuff -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 x 1600, сухой метод. Z-фактор, вычисленный по 8 возрастным стандартам (4 образца- FCT, 4 образца- BL), равнялся 348,2+11,02 [Hurford, 1998].

остывание силлов, а, возможно, и их внедрение, произошло в позднем палеоцене (63-60 млн. лет назад) на широте, близкой к современному положению хребта Омгон [Чернов, Коваленко, 2001]. Из базальных горизонтов снатольской свиты, с угловым несогласием перекрывающей мезозойские комплексы, также был отобран песчаник для

трекового датирования циркона (образец ОМ41). Для песчаников снатольской серии характерно присутствие четырех популяций цирконов (см. табл. 4). Возраст молодой популяции цирконов - 45,2±3,2 млн. лет, что соответствует среднеэоценовому возрасту этой свиты [Гладенков и др., 1991].

Трековые датировки циркона и апатита из

Комплекс, серия, свита	Порода, № образца	Минерал	ps	Ns	Pi	Ni
Силл	Габбро, 098-27	Циркон	6,85	1766	5,03	1296
Силл	Габбро, 098-27	Апатит	0,45	222	1,12	551
Силл	098-43	Циркон	10,5	1116	8,42	891
Омгонская серия	Песчаник, ОМ3	Апатит	0,35	194	0,76	419
Омгонская серия	Песчаник, ОМ22	Апатит	0,40	101	0,96	241
Омгонская серия	Песчаник, ОМ24	Апатит	0,28	130	0,44	209
Омгонская серия	Песчаник, ОМ27	Апатит	0,20	91	0,45	201
Омгонская серия	Песчаник, ОМ30	Апатит	0,39	168	0,86	367
Омгонская серия	Песчаник, ОМ39	Апатит	0,44	247	1,18	665
Майначская свита	Песчаник, ОМ48	Апатит	0,48	282	1,39	822
Майначская свита	Песчаник, ОМ50	Апатит	0,78	166	1,64	349

ps - плотность треков спонтанного деления ^{238}U ($\text{см}^2 \times 10^6$); Ns - количество подсчитанных треков спонтанного деления, pi - плотность треков индуцированного деления ^{238}U ($\text{см}^2 \times 10^6$), pd - плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановная слюда) ($\text{см}^2 \times 10^5$); p - количество датированных зерен, c2 - кси-квадрат вероятность в процентах. Z-фактор для циркона, вычисленный по 8 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф), равнялся $348,2 \pm 11,02$ (± 1 se) [Hurford, 1998]. Z-фактор для апатита, вычисленный по 7 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф), равнялся $104,32 \pm 3,35$ (± 1 se) [Hurford, 1998]. Образцы облучались в потоке тепловых нейтронов порядка 2×10^{15} нейтрон/ см^2 для циркона и $8 > 10^{15}$ нейтрон/ см^2 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 системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение $\times 1562,5$, сухой метод. U - содержание урана в ppm ($\pm 2\text{SE}$). Если $X > 5\%$, то приведен объединенный (pooled) возраст, если $X < 5\%$ - показан минимальный возраст, соответствующий наиболее молодой популяции, рассчитанной BinomFit v. 1.8 [Brandon, 1996].

Долина реки Рассошина

В долине реки Рассошина (см. рис. 1, участок 2) обнажается терригенная толща, относимая к майначской свите (омгонская серия) [Геологическая карта..., 1989]. Нижняя часть толщи представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, ее мощность 500-700 м [Коваленко, 2003]. Фауны во флишоидных отложениях здесь не обнаружено, 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 хребта Омгон (см. табл. 1, 2) [Шапиро и др., 2001]. Для терригенных отложений впервые получены оценки возраста (см. табл. 3). Воз-

раст 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 западу от хребта Омгон и несколько моложе, чем образования терригенного комплекса хребта Омгон. В верхней части разреза терригенные породы сменяются кремнисто-яшмовыми отложениями с потоками пиллоу-базальтов, видимой мощностью 200 м. Из кремней этой части разреза определены сантон-маастрихтские комплексы радиолярий [Курилов, 2002].

Верхнемеловые отложения майначской свиты (долина реки Рассошина), вероятно, имели термотектоническую историю, отличную от терригенных пород хребта Омгон, так как по датировкам апатита испытали последнее остывание ниже $\sim 100^\circ\text{C}$ в позднем эоцене (около 38 млн. лет назад) (см. табл. 4). Возможно, вторичный

Таблица 4

мел-палеоценовых комплексов Западной Камчатки

pd	N	χ^2	Возраст	-1a	+1a	$U \pm 2se$
2,65	30	99,4	62,5	-3,3	+3,5	231,0 \pm 17,8
29,3	15	100,0	60,9	-6,7	+7,6	15,2\pm1,4
2,92	17	100,0	63,0	-3,8	+4,0	350,9 \pm 32,7
30,1	20	98	73,9	-8,5	+9,6	9,8 \pm 1,0
30,8	15	49,8	66,5	-9,0	+10,4	12,4 \pm 1,7
30,6	15	0,2	73,7*	-12,8	+15,5	5,8 \pm 0,8
30,5	15	97,5	71,3	-8,3	+9,2	5,9 \pm 0,9
30,3	15	80,8	71,5	-8,5	+9,6	11,3 \pm 1,3
30,1	25	80,3	57,7,	-6,2	+7,0	15,6\pm1,4
29,8	26	0,0	37,6*	-6,1	+7,3	18,6 \pm 1,5
29,6	15	0,0	38,0*	-7,8	+9,8	22,0 \pm 2,5

прогрев толщи был связан с формированием Кинкильского вулканического пояса [Геологическая карта..., 1989].

Мыс Хайрюзова

Изученный участок расположен на западном побережье Камчатки в районе мыса Хайрюзова (см. рис. 1, участок 3, рис. 7). Подробное описание геологического строения этого участка приведено в статье Т.Н. Палечек и др. (данный сборник). На мысе Хайрюзова выделена алевропелитовая толща раннеальбского возраста, несогласно перекрытая терригенной толщей раннего эоцена (напанская свита), на которой, в свою очередь, лежит вулканогенная толща предположительно среднеэоцен-олигоценного возраста [Палечек и др., 2001]. Терригенные отложения среднеэоценовой снатольской свиты, по-видимому, являются фаціальным аналогом нижних частей вулканогенной толщи. Верхнеолигоценные-нижнемиоценовые отложения, представленные песчаниками, туфогенными алевролитами и аргиллитами, отнесены к вивентекской и кулувенской свитам [Сингаевский, 1965; Палечек и др., данный сборник].

Детальные исследования показали, что на побережье к юго-востоку от мыса Хайрюзова

прослеживается зона тектонического шва (см. рис. 7). 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 пикрит-долеритами и долерито-базальтами позднемелового (предположительно постмаастрихтского - до-раннепалеоценового) возраста [Леднева, данный сборник]. По-видимому, блоки структурно связаны с выходами наиболее древних терригенных отложений и были выведены на поверхность в результате тектонических движений в середине миоцена. Верхнеолигоценные-нижнемиоценовые отложения деформированы в складки юго-восточной вергентности (рис. 8,9).

Таким образом, в районе мыса Хайрюзова проявлен постранимиоценовый этап деформаций. Анализ структурных элементов показывает, что западный блок (со стороны Охотского моря) воздымался и надвигался на восточный блок, либо восточный блок поддвигался под западный. Этот этап деформаций отмечен только лишь в районе мыса Хайрюзова. Гипотетически он мог быть связан с процессами растяжения и

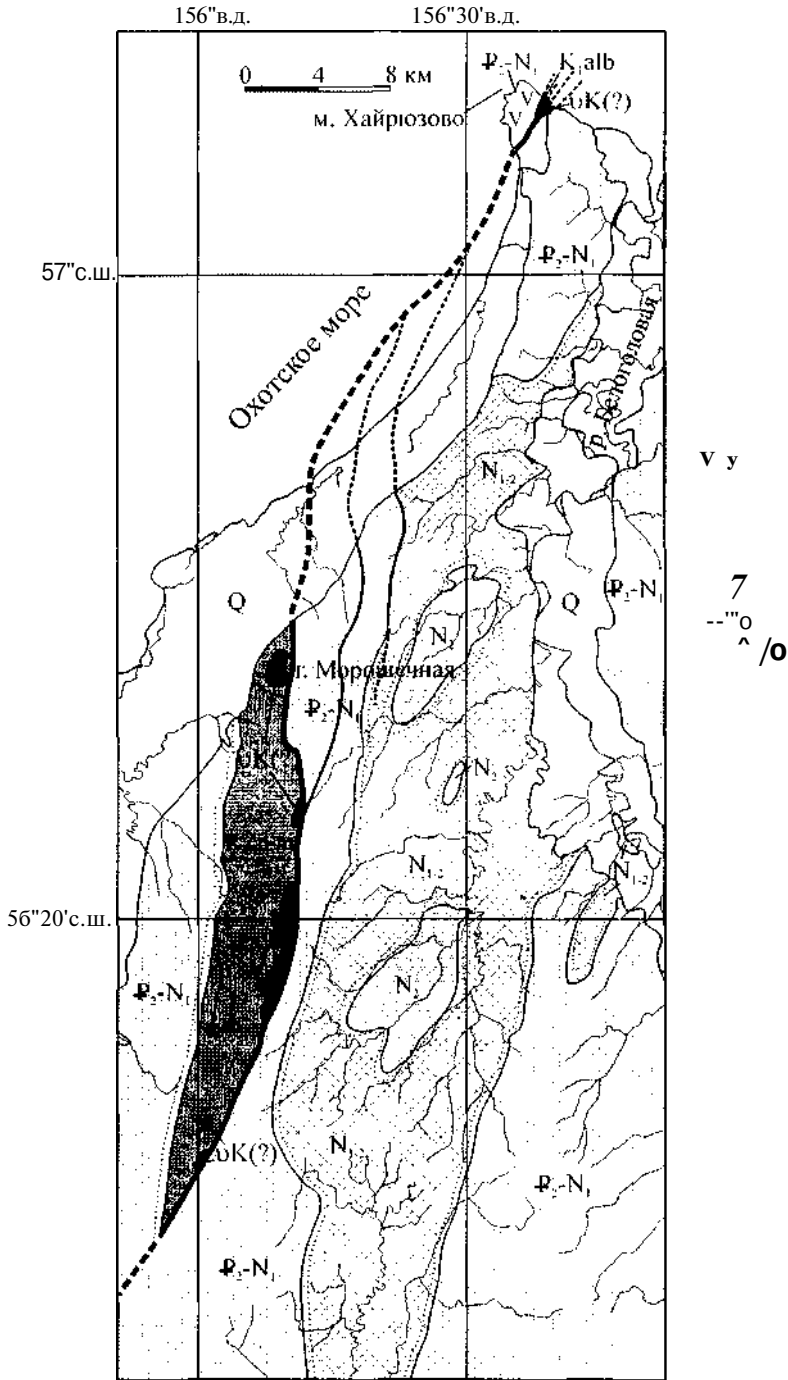
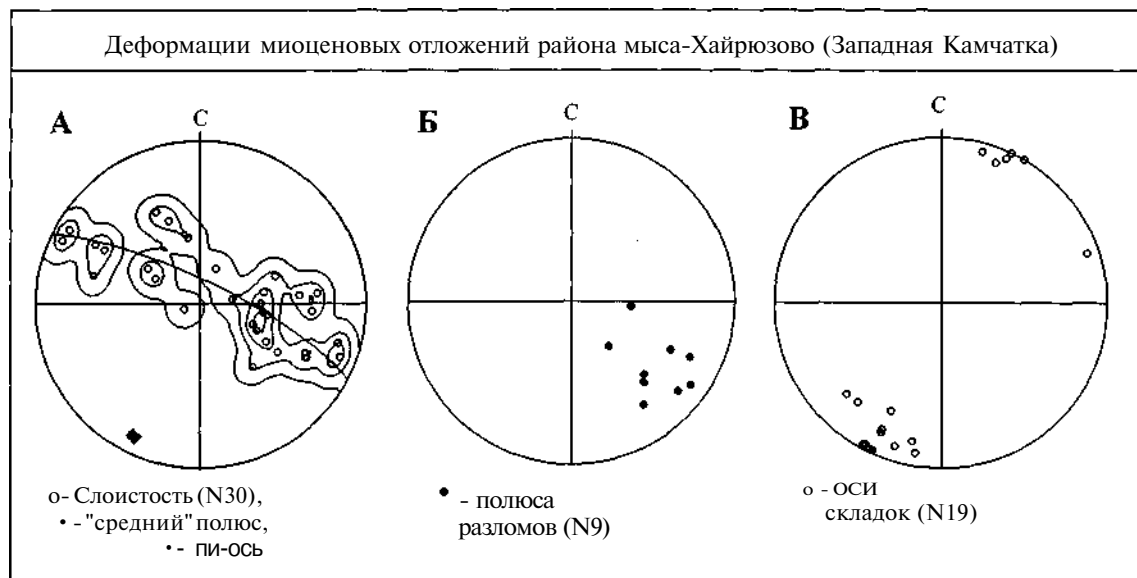


Рис. 7. Схема геологического строения районов мыса Хайрюзова и хребта горы Моршечная (с изменениями по [Сингаевский, 1965; Коваль, 1964])

/ - 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 мысе Хайрюзова, кампан-маастрихтские в хребте горы Моршечная); б - тектонические блоки ультраосновных и основных пород; 7 - вулканиты; 8 - главные разрывы: а - установленные, б - предполагаемые; 9 - второстепенные разрывы: а - установленные, б - предполагаемые; 10 - стратиграфические несогласия



Рис. 8. Складчатые деформации верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений в районе мыса Хаирюзова



4Рис. 9. Данные структурно-кинематического анализа для верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений мыса Хаирюзова (Западная Камчатка)

А-В - стереограммы различных структурных элементов: А - слоистости, Б - разломов, В - 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

деструкции коры Охотоморской плиты [Hourigan, 2003], например, с формированием Шелиховского грабена в прогибе Тинро [Объяснительная записка..., 2000].

Район горы Морошечной

Геологическое строение и возраст комплексов района горы Морошечной

Хребет Морошечный (см. рис. 1, участок 4) 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-нижнеолигоценными 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, данный сборник).

Терригенный комплекс. В верховьях реки 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 хребта Омгон [Шапиро и др., 2001]. Из флишоидных толщ отобраны два образца (X28 - песчаник, X29 - гравелит). Обломочные цирконы, выделенные из этих проб, датированы трековым методом (см. табл. 1). Удалось выделить две популяции цирконов. Возраст молодых популяций цирконов соответствует кампану-маастрихту ($82,2 \pm 12,0$ и $72,1 \pm 4,2$ млн. лет). Этот возраст определяет нижний предел осадконакопления флишевых отложений.

Тектонические блоки ультраосновного и основного состава. Блоки пространственно, по видимому, приурочены к тектоническому шву. Вдоль западной границы отмечены меланжиро-

ванные разности. По своему структурному положению позиция блоков, по-видимому, аналогична позиции блоков вулканогенного комплекса хребта Омгон [Соловьев и др., 2001; Богданов и др., 2003]. 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].

Устье реки Паланы

Самый северный из выходов мезозойских комплексов на Западной Камчатке расположен непосредственно к северу от устья реки Паланы (см. рис. 1, участок 5).

Первая публикация, специально посвященная этому участку, принадлежит М.Ф. Двали [1957], который описал на мысе Паланский паланский горизонт и туфо-сланцевую серию. В дальнейшем район изучался в ходе геологической съемки масштаба 1:200000 [Демидов, Сулима, 1982]. Были выделены кингвеевская, ирунейская, тальническая и усть-паланская свиты. На изданной геологической карте масштаба 1:1000000 [Геологическая карта..., 1989] меловые породы паланского района были разделены на три свиты: нижнемеловую - кингвеевскую (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 кампанская ирунейская свита, слагающая большую, северную часть береговых обнажений к югу от реки Анадырки, и олистостромовая усть-паланская свита. Строение кайнозойских образований, об-

наженных в обрыве морского берега к северу от Паланы, подробно описано Ю.Б. Гладенковым и его соавторами [1997].

Геологическое строение и возраст комплексов района Паланы

Докайнозойские породы паланского разреза разделяются нами на две толщи: вулканогенную и олистостромовую (рис. 10). 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. Анадырка и в основном представлена 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 андезибазальтов обогащены игольчатыми вкрапленниками роговой обманки. Угловатые обломки базальтов размером от первых сантиметров до первых метров, как правило, погружены в цемент близкого к ним состава. Некоторые породы с различающимися по текстуре и слегка окатанными обломками можно отнести к туфобрекчиям. Никакой, даже самой грубой слоистости 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 выходах вулканогенной толщи) (рис. 11Д). 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 моноклираль, приблизительно параллельную берегу, то ее мощность, по-видимому, превышает 1 км.

Обоснование возраста вулканогенной толщи. Амфиболы из двух образцов андезибазальтов, отобранных из этой толщи в 3 км к югу от устья реки Анадырка, датированы К/Аг методом - $72,5 \pm 3,5$ млн. лет (обр Ш88) и $72,0 \pm 3,5$ млн. лет (обр Ш89) (табл. 5).

Из образцов кремнистых пород вулканогенной толщи экстрагированы радиолярии, свидетельствующие 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 (см. рис. 10). Олистостромовая толща отделена от вулканогенной крутым субмеридиональным разрывом. Толща выглядит как хаотическое или слабо упорядоченное (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 иноцера-

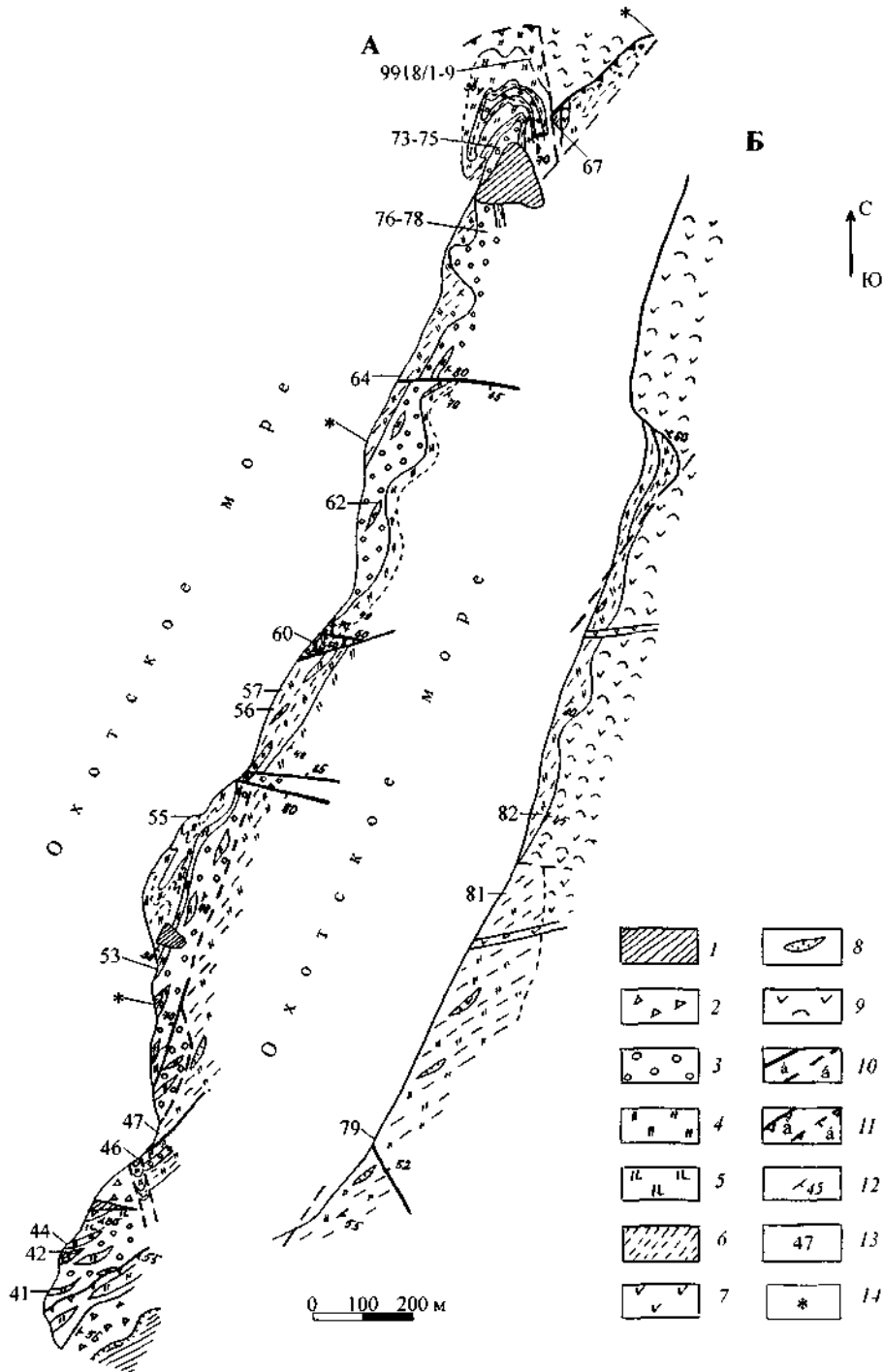


Рис. 10. А. Береговой разрез к северу от поселка Палана (в плане) (А) и его продолжение к северу (Б)

/ - 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, б - предполагаемые; 11 - надвиги: а - установленные, б - предполагаемые; 12 - элементы залегания; 13 - номера образцов, отобранных на микрофауну [Палечек и др., 2003]; 14 - положение образцов, датированных Д.В. Куриловым [2000]

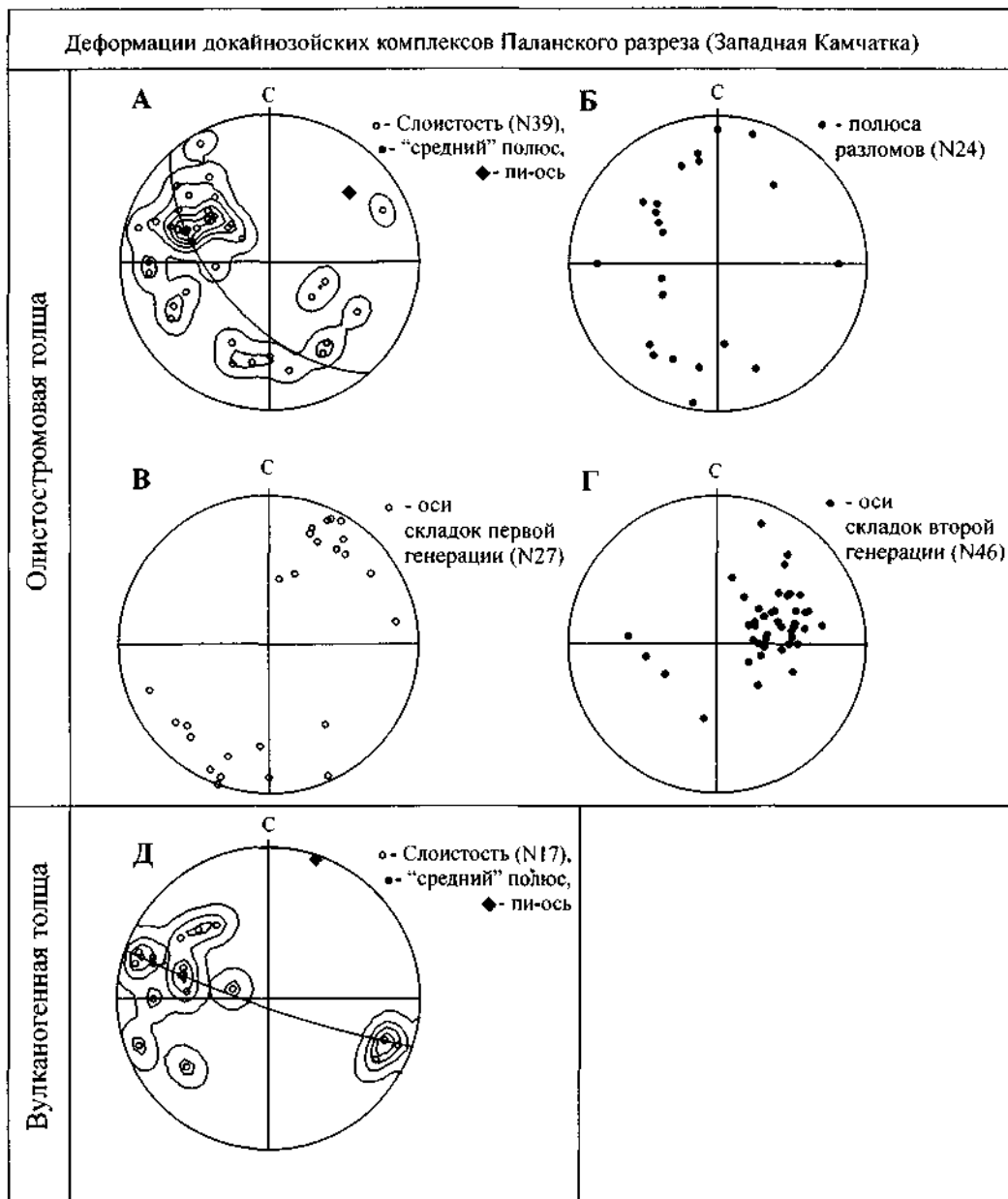


Рис. 11. Данные структурно-кинематического анализа для докайнозойских комплексов района Паланы (Западная Камчатка)

А-Д - стереограммы различных структурных элементов: А, Д - слоистости; Б - разломов; В, Г - 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

мид. Нередко эти обломки стущаются в слои раковинных известняков со сравнительно небольшим количеством цементирующего кремня.

Матрикс олистостромовой толщи сложен обломочными породами: мелкообломочными брек-

чиями 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

Результаты определения К-Аг возраста андезитбазальтов Паланского разреза

№ обр.	Минерал	Калий, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (hg/g) ± 0	Возраст, млн. лет $\pm 1,6$ а
Ш88/99	амфибол	0,71 \pm 0,01	3,64 \pm 0,П	72,5 \pm 3,5
Ш89/99	амфибол	0,71 \pm 0,01	3,63 \pm 0,П	72,0 \pm 3,5

Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ^{38}Ar ; определение калия - методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы константы: $\lambda = 0,581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $X_p = 4,962 \times 10^{10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0,01167$ (ат. %). Определения проведены М.М. Аракеянц и В.А. Лебедевым (ИГЕМ РАН).

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.

Хаотический комплекс интенсивно дислоцирован, пронизан зонами милонитов, часто ограничивающих крупные глыбы и олистоплаки. Толща имеет преимущественно юго-восточное, восточное падение (см. рис. 11А), разбита на блоки многочисленными крутопадающими разломами и пологонаклоненными надвиговыми зонами (см. рис. 11 Б). В крупных олистоплаках, представленных переслаиванием кремней и алевролитов, наблюдались складки двух генераций (рис. 12). Крупные изоклинальные складки (первые метры - десятки метров) первой генерации имеют пологонаклоненные на северо-восток и юго-запад шарниры (см. рис. 11В). Крылья крупных складок осложнены мелкими асимметричными складками второй генерации с крутонаклоненными шарнирами, падающими на восток и северо-восток (см. рис. ИГ). Структурные наблюдения позволяют предполагать значительную роль разломов с левосдвиговой составляющей. Первая генерация складок обусловлена шарьированием

толщи в западном, северо-западном направлении, вторая генерация, вероятно, сформировалась за счет более поздних левосдвиговых деформации.

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, также как и кремни, являются результатом тектонической фрагментации исходного единого разреза - значит предполагать, что этот разрез представлял собой чередование грубобломочных терригенных пород с кремнями, лишенными терригенной примеси, и базальтами, типичными для островных дуг - 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-нижневаланжинского, альбеноманского и коньяк-маастрихтского возраста,



Рис. 12. Складки двух генераций в кремнистой олистоплаке (в плане) к северу от устья реки Палана

экстрагированные из олистолитов паланского разреза [Курилов, 2000; Курилов, Богданов, 2001]. Из кремнистых прослоев в матриксе олистостромы определены радиолярии, свидетельствующие о позднекампан-маастрихтском возрасте. Однако, несмотря на большое количество 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 западу-юго-западу от устья р. Анадырка в обрыве морского берега виден контакт интенсивно деформированных туфогенно-осадочных пород вулканогенной толщи с конгломератами и песчаниками анадырской (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 мо-

лодой, эоценовый возраст анадырской 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 дробленные вулканические брекчии и туфогенно-осадочные породы вулканогенной толщи. Только в 200 м западнее в них можно хорошо наблюдать слои, которые наклонены на запад-северо-запад ($290-315^\circ$) под углами $45-60^\circ$ (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 углами 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 анадырской свиты подробно охарактеризовано в работе [Гла-

денков и др., 1997]. Судя по этому описанию, залегание анадырской свиты на протяжении 2 км к северо-востоку от устья Анадырки близко к горизонтальному. В составе конгломератов основания анадырской 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 анадырской свитой и подстилающими меловыми отложениями.

Район мыса Теви

На побережье Охотского моря к югу от мыса 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 ориентировка косой слоистости, часто наблюдающейся в верхних частях пластов. Толща обладает некоторым сходством с разрезами лесновской серии [Соловьев и др., 2001], но накапливалась в существенно менее глубоководных, скорее всего, авандельтовых условиях. Возраст геткилнинской свиты биостратиграфическими методами (моллюски и фораминиферы) определяется как датско-танетский (примерно 63-56 млн. лет) [Гладенков и др., 1997]. Возраст обломочных цирконов из геткилнинской свиты определен методом трекового датирования. Молодые популяции циркона имеют возраст $58,5 \pm 4,9$ и $59,0 \pm 4,3$ млн. лет (см. табл. 3, рис. 13). Геткилнинская свита прорывается субвулканическими телами базальтового состава, скорее всего, являющимися подводными каналами к покровам кинкильской свиты, сформированным в среднем эоцене [Геологическая карта..., 1989].

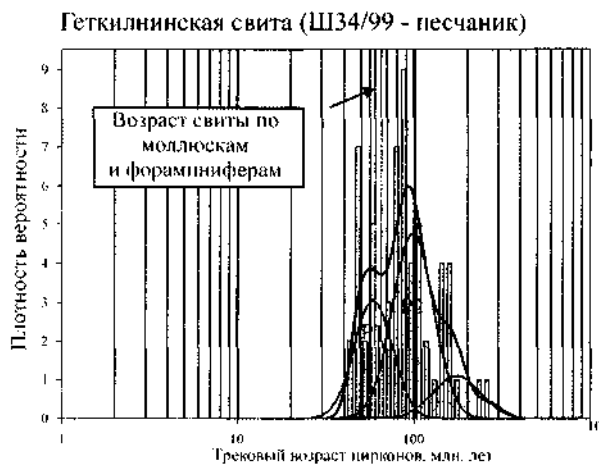
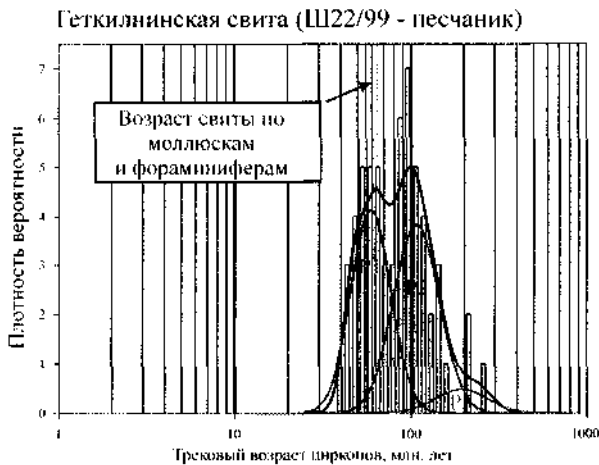
ОБСУЖДЕНИЕ

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.

Рис. 13. Пример корреляции данных трекового анализа и биостратиграфии [Соловьев, 2003]

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



По данным трекового датирования обломочного циркона, возраст терригенных отложений варьирует в хребте Омгон от 114 до 80 млн. лет, в долине реки Рассошина - 80-77 млн. лет, в районе Морошечной 82-72 млн. лет. В терригенных породах на мысе Хайрюзова найдена фауна (аммониты, аптихи, двустворки, гастроподы) раннеальбского возраста. Таким образом, суммарный интервал накопления терригенного комплекса определяется как альб-кампанский. Отметим, что в хребте Омгон совмещены терригенные отложения, накапливавшиеся на разных глубинах. Более глубоководные и древние отложения (альб-сеноман) обнажаются на участках 2 и 3 (см. рис. 3), 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 Евразийской палеоокраины.

В обрамлении Пенжинской губы (полуострова Елистратова и Маметчинский) описаны альб-маастрихские молассовые терригенные отложения [Копорулин, 1992; Тучкова и др., 2003], подразделенные на маметчинскую, валижгенскую, быстринскую, веселовскую и пилалваямскую свиты. Это преимущественно грубообломочные мелководные отложения. В позднеальбско-поздне меловое время осадконакопление происходило в пределах мелководной и глубоководной частей шельфа или прибрежной, сильно заболоченной аллювиальной равнины. Источник терригенного материала располагался на западе и/или северо-западе, одним из источников являлся Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП). Сравнение составов альб-маастрихских песчаников Пенжинской губы и альб-кампанских пес-

чаников хребта 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 Евразийской окраины (ОЧВП) в бассейн флишевой седиментации (хребет Омгон).

Среди отложений терригенного комплекса в хребте Омгон и в районе горы Морошечная описаны чужеродные **тектонические блоки**. Тектонические блоки в хребте 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, являлась плита палео-Пацифики - Изагаги.

Таким образом, в хребте Омгон тектонически совмещены разновозрастные комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках. Это позволяет рассматривать комплексы хребта Омгон как фрагмент палеоаккреционной призмы. Пластины и блоки пород океанического генезиса, сформированных в конце юры - раннем мелу, были "соскоблены" (offscraping) с субдущивавших океанических плит и совмещены с терригенными окраинно-континентальными альб-кампанскими отложениями. В районе хребта горы Морошечная 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 хребта Омгон была выведена на глубину менее 4 км в Маастрихте (около 70 млн. лет назад). Таким образом, к этому моменту завершился процесс аккреции, и комплексы хребта Омгон вошли в структуру континентальной окраины. В позднем палеоцене в образования палеоаккреционной призмы внедрились силы [Леднева, 2001], это произошло на широте, близкой к современному положению хребта Омгон [Чернов, Коваленко, 2001].

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

Накопление кремнистой толщи, послужившей источником большей части олистолитов и матрикса олистостромы, 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, скорее всего, означает, что мощность докампанских кремней была очень небольшой, а скорость осадконакопления в это время - очень низкой.

Присутствие обломков иноцерамов в коньякнижнекампанских олистолитах [Курилов, 2000] указывает на то, что, начиная с коньяка, на дне бассейна накопления кремнистых отложений появляется много иноцерамовых банок, являвшихся источником обильного раковинного детрита, перемещавшегося 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), то есть 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, поставившей огромное количество терригенного материала в смежные бассейны.

Во второй половине кампана начинается формирование вулканогенной толщи в результате нескольких подводных извержений базальтов, разделенных короткими периодами накопления слоистых туфогенно-осадочных пачек. По хими-

ческому составу породы толщи образуют непрерывный ряд от известково-щелочных калиевых базальтоидов к шшонитам [Кузьмичев, Сухов, 2000]. Состав базальтов вулканогенной толщи типичен для островных дуг. Ближайший их аналог в регионе - вулканы 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 чешуи (блоков), сложенных вулканогенными и кремнистыми отложениями. Возраст вулканогенной толщи обоснован КУАг датировками амфибола из андезибазальтов ($72,5 \pm 3,5$ и $72,0 \pm 3,5$ млн. лет) как раннемаастрихтский. Присутствие обломков пород вулканогенной толщи в олистостромовой позволяет нам считать, что возраст олистостромовой толщи по-прежнему маастрихтский. Эта датировка определяет нижний предел возраста шарьирования аллохтона. С другой стороны, верхний возрастной предел надвигообразования определяется по возрасту неоавтохтона.

Неоавтохтон. Отложения анадырской свиты с резким несогласием [Палечек и др., 2003] перекрывают деформированные туфогенно-осадочные породы Паланского разреза. Конгломераты и песчаники анадырской (или хулгунской) свиты, по Ю.Б. Гладенкову с соавторами [1997], относятся к палеоцену. При этом авторы указывают на то, что следует "относиться к определению стратиграфического положения свиты (анадырской) 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 анадырской 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; Соловьев и др., 2001].

МЕЛОВЫЕ СИНСУБДУКЦИОННЫЕ И АККРЕЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ

В середине альба на гетерогенных образованиях новообразованной восточной окраины Евразии закладывается Восточно-Азиатский вул-

канический пояс, связанный с субдукцией океанических плит Пацифики под эту окраину и относимый к окраинно-континентальным поясам Андского типа [Белый, 1977; 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. 14).

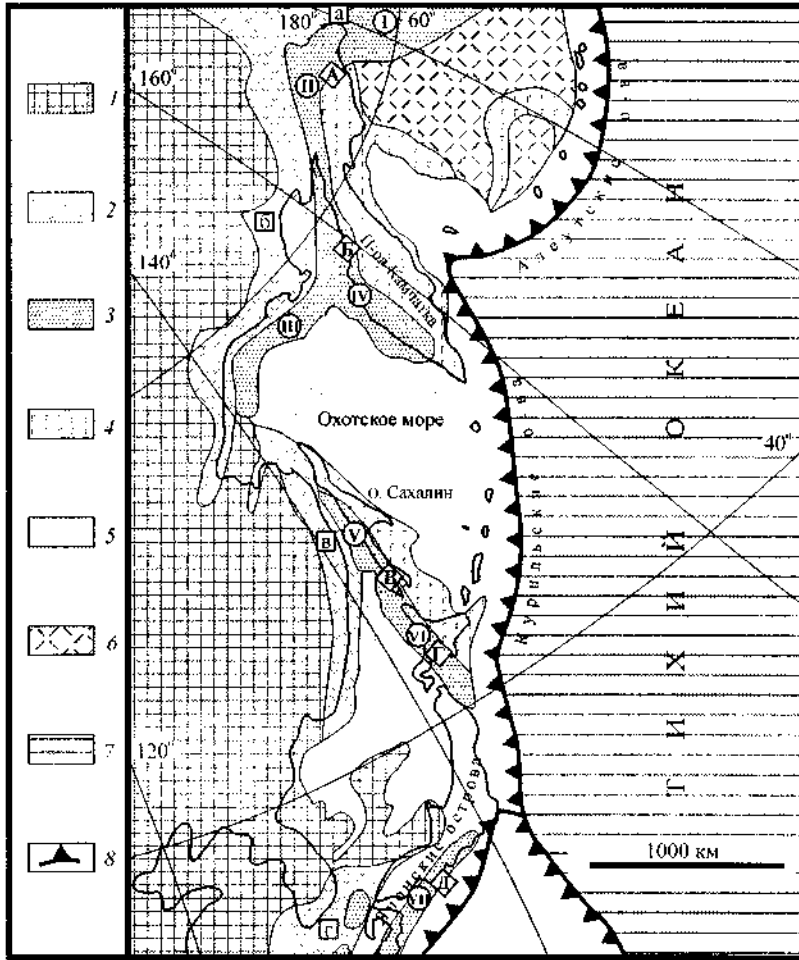


Рис. 14. Тектонические элементы поздне меловой активной окраины в структуре востока Евразии [Меланхолина, 2000] с изменениями автора

1 - доальбская окраина Евразии; 2 - Восточно-Азиатский вулканический пояс (K^{al}-KjCp), сегменты пояса показаны в квадратах: а - Чукотско-Аляскинский, б - Охотско-Чукотский, в - Сихотэ-Алинский, з - Корейско-Японский; 3 - синсубдукционные бассейны терригенного осадконакопления, местами в современной структуре фрагменты аккреционных призм, сегменты показаны в кружках: I - Берингоморский, II - Укэлятский, III - Северо-Охотский, IV - Западно-Камчатский, V - Западно-Сахалинский, VI - Иезо, VII - Симанто; - - окраинноморские и островодужные террейны показаны в ромбах: А - Бауэрс, Б - Ширшова, В - Олюторский, Г - Валагинский, Д - Восточно-Камчатский, Е - Восточно-Сахалинский и Хоккайдо; : - окраинные моря и островные дуги; б - фрагмент плиты Кула; 7 - Тихоокеанская плита; 8 - современные зоны субдукции

Синхронно с субдукцией вдоль активной континентальной окраины Евразии происходит формирование терригенных отложений. Обломочные породы накапливаются 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 син-субдукционные бассейны терригенного осадконакопления [Меланхолина, 2000] (см. рис. 14): Берингоморский, Укэляятский, Северо-Охотский, Западно-Камчатский, Западно-Сахалинский, Иезо, Симанто. Рассмотрим примеры син-субдукционных терригенных комплексов на восточной окраине Евразии.

В пределах Пенжинско-Анадырской и Северо-Корякской зон в конце раннего мела начинается накопление моласс, мелководных отложений. Разрез постаккреционного чехла (общий неавтохтон) 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, чрезвычайно сходные между собой 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 сеномане на всей территории Пенжинско-Анадырской зоны формируется молассовый комплекс. В Северо-Корякской зоне с турона накапливаются

терригенные толщи флишоидной и песчанико-сланцевой формации, по-видимому, они отлагались в морских прогибах, тесно связанных с расположенным южнее глубоководным Укэляятским бассейном [Зинкевич, 1981]. Таким образом, флишоидная формация Северо-Корякской зоны занимает промежуточное положение между континентальными эффузивами Охотско-Чукотского пояса и сравнительно глубоководными отложениями Укэляятского прогиба [Зинкевич, 1982].

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

Апт-палеоценовые турбидитовые отложения Западно-Сахалинского бассейна и верхи разреза бассейна Иезо могут рассматриваться как образования преддугового прогиба Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса [Меланхолина, 2000; Жаров, 2003], 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 полуострова Тайгонос (СВ России) [Соколов и др., 2001; Silantsev 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. 14): Янранайском [Григорьев и др., 1987; Соколов, 1992], Омгонском (данное исследование), Тонино-Анивском и Хидака [Жаров, 2003], меловом поясе Симанто [Taira et al., 1988].

В Янранайском аккреционном комплексе совмещены три пластины, сложенные разновозрастными фрагментами океанической коры [Гри-

горьев и др., 1987; Соколов, 2003б]. Отложения верхних частей разрезов пластин представлены терригенными осадками, снесенными с Корякского блока окраины Евразии. Характерной чертой Янранайского аккреционного комплекса является более низкое структурное положение пластин, сложенных более молодыми отложениями. Аккрецирование юрско-неокомовой части Палеопаифики произошло на рубеже раннего и позднего мела. Вторым этапом аккреции был конец поздне мелового периода. Завершается формирование Янранайского комплекса в Маастрихте, когда происходит накопление в желобе олигоценостромовой толщи [Григорьев и др., 1987].

Изучение Тонино-Анивского полуострова (юго-восточный Сахалин) позволило интерпретировать его комплексы как окраинно-континентальную аккреционную призму и выделить в качестве одноименного террейна [Жаров, 2003]. Тонино-Анивский террейн образован средне меловыми турбидитовыми и меланж-олигоценостромовыми комплексами, с тектоническими клиньями юрско-раннемеловых океанических поднятий, и верхнемеловыми турбидитами. Тонино-Анивский аккреционный комплекс сформирован 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 острове Хоккайдо (Япония), соответствует поздне меловой раннеэоценовой окраинно-континентальной аккреционной призме [Kiminami et al., 1992; Жаров, 2003]. Террейн сложен турбидитами и зонами терригенного меланжа восточной вергентности. Состав турбидитов указывает на снос обломочного материала с континентальной окраины. Замещение вверх по разрезу гемипелагических фаций терригенными турбидитами свиде-

тельствует 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 меловых до миоценовых [Taira et al., 1988]. Деформации отложений призмы характеризуются вергентностью в сторону океана. Меловая часть призмы представляет для нас наибольший интерес, так как в хребте Омгон наблюдаются отложения того же возраста.

В поясе Симанто выделяются две структурные единицы: флиш и меланж. Флиш представлен турбидитами (песчаники, алевролиты, 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 варьирует от валанжина до турона, а возраст матрикса преимущественно кампанский. Сравнение комплексов мелового Симанто и хребта Омгон показывает их сходство по структурной позиции, строению, возрасту и вещественному составу пород.

Таким образом, можно предполагать, что в альбе-кампане существовала единая конвергентная окраина на востоке — северо-востоке и 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.

Автор признателен Н.А. Богданову за моральную и материальную поддержку данного исследования, Дж.И. Гарверу за помощь в освоении методов трекового датирования, Г.В. Ледневой, А.В. Ландеру, Д.В. Коваленко, В.Е. Вержбицкому, Т.Н. Палечек, Д.В. Курилову, А.Е. Голдыреву за помощь при проведении полевых исследований, М.Н. Шапиро за постоянный интерес к работе.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64967, 05-05-64066), гранта Президента РФ (НШ-1980.2003.5 - ведущие научные школы), Фонда содействия отечественной науке, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №7, Американского фонда гражданских исследований и развития для независимых государств бывшего Советского Союза (CRDF #RG1-2568-МО-03).

ЛИТЕРАТУРА

- Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М: Наука, 1977. 190 с.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л.* Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т.43. №2. С.97-110.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д.* О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. №1. С.72-85.
- 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., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В.* Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. №4. С.64-76.
- Бондаренко Г.Е., Соколов В.А.* Новые данные о возрасте, структуре и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. РАН. 1990. Т. 315. №6. С. 1434-1437.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е.* Бореальные радиолярии средней юры - раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. №3. С.22-35.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист 0-57, (58) - Палана.
- Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть I. М.: Недра, 1964. 734 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. 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. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С.136-138.
- 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.110-140.
- Двали М.Ф.* Геологическое строение Паланского района (западное побережье п-ова Камчатка) // Тр. ВНИГРИ. 1957. Вып. 102, 124 с.
- Демидов Н.Т., Сулима Г.С.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Западно-Камчатская серия. Лист

- О-57-ХД1 (Палана, Кинкиль). Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
- Жаров А.Э.* Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 2003. 27 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-Рырткинских зон Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 106-135.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Т.2. 334 с.
- Казинцова Л.И., Лобов Л.М.* О находке берриас-валанжинских радиолярий в вулканогенно-кремнистых отложениях Западной Камчатки. Тезисы докладов "Радиолярии и биостратиграфия". Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С.38-39.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Кореи. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
- Коваль П.А.* Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист - О-57-XXXI, О-56-XXXVI. Л.: ВСЕГЕИ, 1964.
- Копорулин В.И.* Мезозойские и кайнозойские терригенные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока России. М.: Наука, 1992. 126 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 480).
- Кхзмичев А.Б., Сухов А.Н.* Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): строение разреза и геодинамические спекуляции // Исследования литосферы. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С.33-36.
- Курилов Д.В.* Новые находки юрско-меловых радиолярий на Западной Камчатке // Исследования литосферы. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С.40-42.
- Курилов Д.В.* Позднемеловые радиоляриевые ассоциации бассейнов рек Рассошины и Тихой // Современные вопросы геологии. Сборник научных трудов. 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.
- Леднева Г.В.* Палеоценовый известково-щелочной магматизм западной Камчатки (на примере м. Омгон) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С.28-32.
- Леднева Г.В.* Петрология и геохимия верхне-мезозойских интрузивных пород Западной Камчатки (район горы Морошечной) // Современные вопросы геологии. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2002. С.45-51.
- Меланхолина Е.Н.* Позднемеловые островодужные зоны восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция // Геотектоника. 2000. №3. С.41-57.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин - ред. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
- Отчет ГНПП "Аэрогеология". Ф.Д. Левин - ред. М.: Аэрогеология, 1991.
- Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., Соловьев А.В.* Новые данные о нижнемеловых отложениях Западной Камчатки (мыс Хайрюзово) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С.159-161.
- Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н.* Строение и возраст осадочно-вулканогенных мезозойских отложений паланского разреза (западная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. №3. С.74-91.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А.* Мезозойско-кайнозойская тектоническая эволюция Северо-Восточной Азии // Доклады АН СССР. 1977. Т.235. №2. С.89-91.
- Сингаевский Г.П.* Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист - О-57-XXV. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.

- Сингаевский Г.Л., Бабушкин Д.А. Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист- 0-57-XX, XIX. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.
- 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) // Геотектоника. 2003б. №1. С.3-18.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Алексютин М.В., Паланджян С.А., Худольей А.К. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2001. Т.377. №6. С.807—811.
- Соловьев А.В. Изучение эволюции палеоаккреционных призм методом трекового датирования обломочных минералов // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2003. С.476-480.
- Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001а. Т.9. №3. С.89-100.
- Соловьев А.В., Ландер А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В., Гарвер Дж.И. Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001б. С.35-40.
- Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 178 с.
- Тучкова М.И., Маркевич П.В., Крылов К.А., Копорулин В.И., Григорьев В.Н. Минералогический и петрографический состав и геодинамические условия накопления меловых отложений Пенжинской губы // Литология и полезные ископаемые. 2003. №3. С.237-250.
- 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.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 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. А.Г. Родников, И.К. Туезов, В.В. Харахинов - ред. М.: РАН, Нац. Геоф. Ком. 1996. С.91-111.
- Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов хребта Омгон (западное побережье Камчатки) // 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, 2000. С.39-40.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корякин и Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2001. №4. С.374-389.
- Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки. М.: Наука. 1972. 346 с.
- Brandon M.T. Probability density plot for fission-track grain-age samples // Radiation Measurements. 1996. V. 26. №5. P.663-676.
- Brandon M. T. Decomposition of mixed grain-age distributions using BINOMFIT // On Track. 2002. V. 24. P. 13-18.
- 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. V. 292. P.565-636.

- Hasebe N., Tagami T.* Exhumation of an accretionary prism - results from fission track thermochronology of the Shimanto Belt, southwest Japan // *Tectonophysics*. 2001. V. 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*. M.B. Underwood - ed. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. Boulder, Colorado, 1993. V. 273. P. 121-136.
- Hashimoto Y., Kimura G.* Underplating process from melange formation to duplexing: Example from the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, southwest Japan // *Tectonics*. 1999. V.18. №1. P.92-107.
- Hourigan J.H.* Mesozoic-Cenozoic tectonic and magmatic evolution of the Northeast Russian margin // Unpublished Ph.D. thesis. Stanford University. 2003.234 p.
- Hurford A.J.* Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // *Advances in Fission-Track Geochronology*. Kluwer Academic Publisher. 1998. P. 19-32.
- 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*. U. Ring, M.T. Brandon, G.S. Lister G.S., S.D. Willett - eds. 1999. Geological Society, London. Special Publications, 154. P.283-304.
- Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T.* Towards a more complete records of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // *Physics and Chemistry of the Earth. Part A*. 2000. V. 25. №6-7. P.565-570.
- Jolivet L., Tamaki K., Fournier M.* Japan Sea, opening history and mechanism; a synthesis // *J. Geophys. Res., B, Solid Earth and Planets*. 1994 V.99.№11.P.22,237.-22,259.
- Kiminami K.K., Niida K., Ando H., Kito N., Iwata K., Miyashita S., Tajika J., Sakakibara M.* 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. V. 1. P.1-43.
- 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 (SEASIA)*. S. Lallemand, C.-S. Liu, J. Angelier, Y.B. Tsai - eds. Amsterdam: Elsevier. 2001. P.75-94.
- Laslett G. M., Green P. F., Duddy I. R., Gleadow A. J. W.* Thermal annealing of fission tracks in apatite // *Chem. Geol. Isotope Geoscience Section*. 1987. V. 65. №1.P.1-13.
- Mann P.* GEOSAT Gravity Anomalies of the Sea of Okhotsk: Opening by longterm backarc extension behind the Kamchatka-Kuril Arc system? // *Arctic Workshop*. 1998.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D. W., and Fujita K.* Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific. 1998. U.S. Geological Survey Open File Report 98-754.
- Silantyev S., Sokolov S., Bondarenko G., Morozov O., Bazylev B., Palandzhyan S., Ganerlin A.* Geodynamic setting of the high-grade amphibolites and associated igneous rocks from the accretionary complex of Povorotny Cape, northeastern Russia // *Tectonophysics*. 2000. V. 325. P. 107-132.
- Suzuki T.* Geochemistry of metabasalts in the Shimanto Belt // *Modern Geology*. 1988. V. 12. P.225-241.
- Taira A., Katto J., Tashiro M., Okamura M., Komada K.* The Shimanto belt in Shikoku, Japan - evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism // *Modern Geology*. 1988. V. 12. P.5-46.
- Vishnevskaya V.S., Bogdanov N.A., Bondarenko G.E.* Middle Jurassic to early Cretaceous radiolaria from the Omgon Range, Western Kamchatka // *Ofioliti*. 1999. V. 24. №1. P.31-42.
- Wagner, G. A., and Van den Haute, P.* Fission-Track Dating. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1992.285 p.
- Watson B.F., Fujita K.* Tectonic evolution of Kamchatka and the Sea of Okhotsk and implications

for the Pacific Basin // Tectono stratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Circum-Pacific council for energy and mineral resources. D.G. Howell - ed. Earth Science Series. 1985. V. 1. P.333-348.

Worrall D. M., Kruglyak V., Kunst K, Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // *Tectonics*. 1996. V. 15. №4. P.813-826.