УДК 551.242.2(925.18)

СТРОЕНИЕ БЕЗОФИОЛИТОВОГО КОЛЛИЗИОННОГО ШВА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ – ЗОНЫ НАДВИГА ГРЕЧИШКИНА

© 1997 г. М. К. Бахтеев, О. А. Морозов, С. Р. Тихомирова

Московская государственная геологоразведочная академия Поступила в редакцию 03.07.95 г.

Зона надвига Гречишкина – важнейшего безофиолитового коллизионного шва Восточной Камчатки на широте Кроноцкого перешейка включает разнонаправленные надвиги северо-западного и юго-восточного падения, совокупность расчешуенных разнопорядковых складок общего смятия, тела тектонического осадочного меланжа и тектоно-гравитационных микститов. Образование внутренней структуры зоны происходило в условиях длительного поперечного сжатия, протекавщего с эоцена до конца миоцена-раннего плиоцена. В это время осуществлялось обдуцирование Кроноцкого блока с юго-востока. Осадочные комплексы, принимающие участие в строении зоны, формировались на склонах разобщенных островных дуг, заложившихся на мафическом фундаменте, содержащем блоки сиалической коры.

В допозднемиоценовом фундаменте Восточной Камчатки, составной части Курило-Камчатской островодужной системы, выделяются структурно-формационные зоны: Восточных хребтов и Восточных полуостровов (мел-палеоген), Богачевская (эоцен-олигоцен) и Тюшевская (нижний-средний миоцен). К важнейшей структурной линии относится надвиг Гречишкина (рис. 1) протяженностью около 250 км, рассматриваемый в качестве сутуры, маркирующей причленение к Палеокамчатке чужеродных блоков (террейнов) Восточных полуостровов [8].

Выявленный в 1928—1929 гг. Т.А. Дегилевым и М.Н. Ивантипиным на Усть-Камчатском углепроявлении, надвиг впервые был описан в 1930 г. Л.А. Гречишкиным, установившим северо-западный наклон сместителя при изменяющихся по простиранию углах (15°—80°) падения. От мыса Красный на север надвиг является западной границей Тюшевской зоны, южнее он разделяет Богачевскую и Тюшевскую зоны.

Морфология разрыва трактовалась по разному. По мнению А.М. Седреева [17] и М.Н. Шапиро [22, 23], зона надвига состоит из сближенных, кулисорасположенных взбросо-надвигов северо-западного падения, косо срезающих структуры висячего крыла. Местами отмечались зоны дробления и пологое залегание сместителя, определяющее появление тектонических останцов надвинутого блока. Амплитуда перемещения оценивалась в 15–20 км [22]. С другой стороны, М.Ф. Двали, В.П. Мокроусов, Н.А. Храмов и Ю.С. Салин отрицали существование надвига, указывая либо на нормальные стратиграфические взаимоотношения толщ, либо на сбросовый характер разрывов.

Авторами проведено изучение и крупномасштабное картирование надвига Гречишкина на Кроноцком перешейке (в бассейне р. Мал. Чажма и Чажминском хребте) и в пересечении вдоль р. Четвертой.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На Кроноцком перешейке зона надвига Гречишкина представляет собой тектонический клин шириной до 5 км, зажатый между двумя встречными разрывами (Северо-Западным и Малочажминским надвигами), расширяющийся в юго-западном направлении и вниз по разрезу. К Северо-Западному разрыву приурочена мощная зона тектонического меланжа. В точке схождения надвигов образуется субвертикальный разрыв, по которому в соприкосновение приходят эоценовые отложения западного и нижне-среднемиоценовые восточного блоков (рис. 2). Севернее, в нижнем течении р. Четвертой, разрыв, разделяющий отложения миоцена в восточном и эоцена-олигоцена - в западном крыльях, сопровождается маломощной зоной дробления и рассланцевания, падающей на юговосток под углом 30°.

Внутренняя часть клина, являющаяся относительным автохтоном, сложена песчаниковой толщей эоцена (970 м). Выделенная авторами, она имеет существенно вулканомиктовый состав, обладает трансгрессивным строением разреза и зеленовато-серой окраской пород. Нижний контакт не обнажен. Толща подразделяется на четыре пачки (рис. 3).

Первая пачка (350 м) сложена массивными, крупно- и грубозернистыми песчаниками с примесью дресвы, гравия, редкой гальки, прослоями

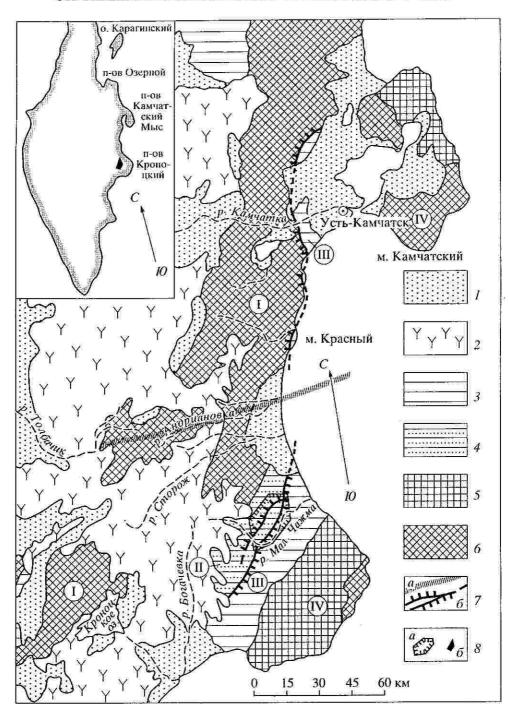


Рис. 1. Геологическая схема Восточной Камчатки.

I — верхнеплиоцен-четвертичные терригенные отложения, 2 — верхнемиоцен-четвертичные вулканогенные образования, 3 — нижне-среднемиоценовые отложения, 4 — эоцен-олигоценовые отложения, 5 — палеоцен-эоценовые отложения Восточных полуостровов, 6 — мел-палеогеновые отложения, офиолиты и хаотические комплексы, 7— Толбачинско-Андриановская зона поперечных разломов (a) и надвиг Гречишкина (б), 8 — район работ на схеме (a) и врезке (б). Римскими цифрами обозначены структурно-формационные зоны: I — Восточных хребтов, II — Богачевская, III — Тюшевская, IV — Восточных полуостровов.

и линзами гравелитов, туфоалевролитов и туфоаргиллитов.

Вторая пачка (200–300 м) представлена среднезернистыми песчаниками с редкими прослоями мелкозернистых разностей (иногда известковис-

тых), алевролитов, туфопесчаников и туфоаргиллитов.

Третья пачка (130–200 м) образована чередующимися мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами, с подчиненными прослоями алевролитов

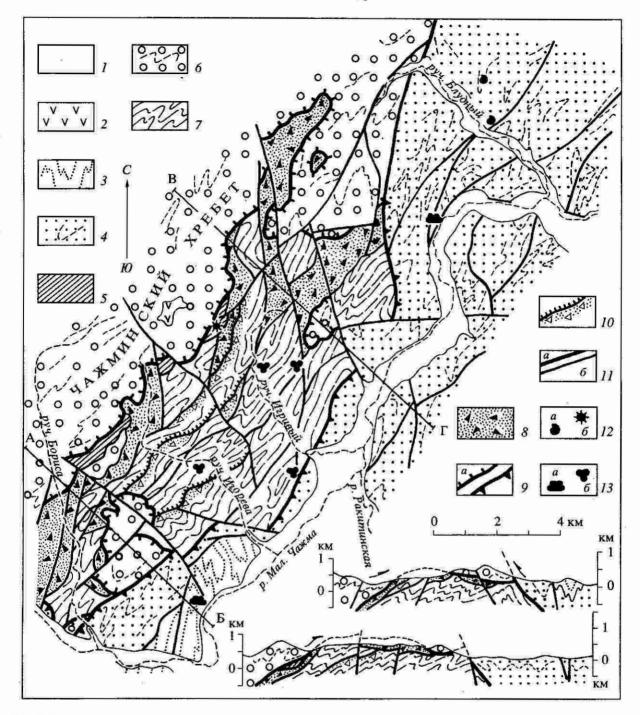


Рис. 2. Схема геологического строения зоны надвига Гречишкина в бассейне р. Мал. Чажма. 1 — четвертичные отложения; 2 — верхний плиоцен, тумрокская свита; 3 — средний миоцен, конусная свита; 4—5 — нижний—средний миоцен: 4 — таловская свита, 5 — терригенно-кремнистая толща; 6—7 — эоцен: 6 — тундровская свита, 7 — песчаниковая толща; 8 — тектонический осадочный меланж; 9 — главные надвиги: Северо-Западный (а), Малочажминский (б); 10 — микститы во фронтальных частях второстепенных надвигов; 11 — прочие разрывные нарушения: главные (а) и второстепенные (б); 12 — местонахождения ископаемой малакофауны (а) и радиолярий (б); 13 — местонахождения ископаемых диатомей (а), спор и пыльцы (б).

(том числе известковистых), туфогенных разностей, известняков, кислых туффитов.

Четвертая пачка (100 м) имеет флишевое строение с песчано-алевролито-аргиллитовыми ригмами мощностью до 0.5–0.8 м. Ритмичность иногда нару-

шается линзовидными прослоями известняков. В верхах пачки залегает хаотический комплекс с тектонизированными включениями пород нижележащих пачек и алевроаргиллитовым матриксом, представляющий собой либо тектонизированную

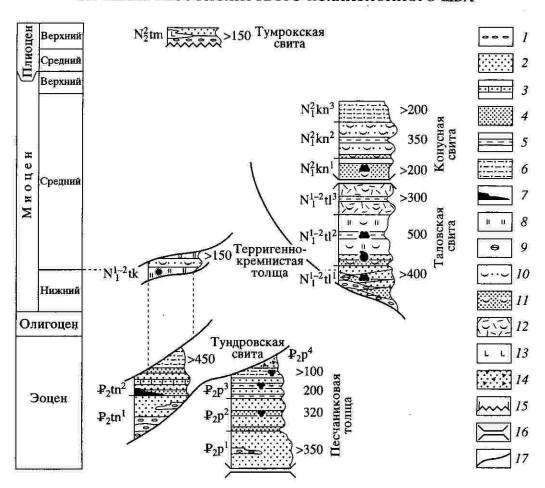


Рис. 3. Стратиграфические колонки отложений бассейна р. Мал. Чажма. I — конгломераты, гравелиты; 2 — песчаники; 3 — известковистые песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — терригенный флищ; 7 — угли; 8 — диатомиты, радиоляриты; 9 — карбонатные конкреции; 10 — туфопесчаники; 11 — туфолевролиты; 12 — кислые туфы; 13 — андезибазальты; 14 — тектоно-гравитационные микститы, 15—17 — взаимоотношения толщ: 15 — угловые несогласия, 16 — неясные, 17 — тектонические. Остальные обозначения показаны на рис. 2.

олистострому, либо тектоно-гравитационные микститы. Для всей толщи типично присутствие немногочисленных остатков углефицированного растительного детрита.

Обоснование возраста в работах предшественников отсутствовало. В отобранных авторами пробах из различных частей разреза выделены палинологические спектры, в которых преобладают пыльца сосновых и березовых, присутствуют тсуги, разнообразные узколистные термофилы (восковник, вяз), кустарниковые формы (Diervilla, Ericaceae). Характерно слабое развитие таксодиевых и отсутствие теплолюбивых форм. Палинологические данные указывают на позднеэоценовый возраст вмещающих отложений. Присутствие в отдельных пробах реликтов раннепалеогеновой и меловой флоры объясняется их переотложением при разрушении субстрата (табл. 1).

Структура автохтона определяется совокупностью разнопорядковых опрокинутых, лежачих и ныряющих складок преобладающего северо-восточного простирания и юго-восточной вергентности. Напряженность складчатости усиливается по мере приближения к Северо-Западному разрыву. Автохтон расчешуен, а сместители надвигов, ограничивающих отдельные пластины, имеют устойчивое северо-западное падение с углами 14°—55°. Горизонтальная амплитуда смещения по ним составляет 500-800 м.

Северо-Западный разрыв является надвигом, падающим на северо-запад под углами от 22° до 46°. На отдельных участках наблюдается выполаживание сместителя, его волнистый изгиб с образованием тектонических останцов висячего крыла, тектонических окна и полуокон.

Висячее крыло Северо-Западного надвига (аллохтон-1) сложено тундровской свитой эоцена (более 850 м), разделенной на две пачки. Нижняя (более 400 м) образована темными, коричневатобурыми, линзовиднослоистыми, мелкогалечными, валунно-галечными конгломератами, конглобрекчиями, гравелитами и дресвяно-гравийными

Таблица 1. Состав споро-пыльцевых комплексов в породах песчаниковой толщи (об. %)

Наименование растительных остатков	Пачка 1	Пачка 2	Пачка 3	Пачка 4
Пыльца		85-96%	area area area area area area area area	80–96%
Abies sp.		n . #	+	до 26
Alnus sp.	+	18-32		
Aquilapollenites sp.		*		*
Aralia sp.		+		•
Betula sp.	4	до 8	4	111
Cedrus sp.	2	+	×	
Comptonia sp.				+
Corya sp.			+	:-
Corylus sp.		+	+	+
Diervilla sp.		380		+
Ericaceae		+	51	+
Fagus sp.	. ★	+		+
Juglandaceae		*		++
Juglans sp.	+	4	+	***
Liquidambar sp. ?		u #		
Magnolia sp.				. +
Myrica sp.	3 € ×	7-8	#8	F F.
Normapolis sp.				•
Oculopolis sp.	G.			#**
Orbiculapolis glob. Chl.		*		*
Picea sp.	4	10-14	#	++
Pinacea sp.	+	18-28	+	
Pinus sp.	+	13-24	+	до 8
Pinus s/g Hapl.	+		,	285
Podocarpus sp.		+	+	до 4
Protheacidites sp.		*		
Pterocarya sp.	+	s]+		+
Quercus sp.				+
Salix sp.			+	16.1
Taxodiaceae		± ijt e	+	
Taxodium sp.		n d e		
Tillia sp.				11. :
Triatripollenites sp.				ät s:
Tricolpites sp.				31
Tricolporopollenites sp.		+		3 -
Triporopollenites sp.				
Tsuga sp.	+	3–17	+	до 11
Ulmaceae		4		++
Ulmoideipites sp.				+
Ulmus sp.		. ×4-	4	
Verrutricolpites sp.		×4-	+	4
Споры		4–10%		4–10%
Cyatheacea		*		0. 632.5
Gleichemia sp.		*		
Leiotriletes sp.		+	+	#
Licopodeaciae	-	*	~ *	*
Licopodium sp.		*	· · ·	4
Ligodium sp.	*	*		*
Osmunda sp.	+	+	30	+
Polipodiaceae	+	vega:	,	+
Polipodium sp.	Ť		*	
Selaginella sp.		*	■ 15	
Sphagnum sp.		s <u>á</u>	1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	+
Junwedanne ++ kapaktebnise modwri, + ennin				

Примечание. ++ характерные формы; + единичные формы; * единичные формы – реликты раннепалеогеновой и меловой флоры; палинологический анализ выполнен 3.Ш. Соколовой (ГГП "Качатгеология").

песчаниками, часто неравномерно известковистыми. Встречаются углефицированные остатки флоры, линзы угля, стяжения известковистых песчаников, горизонты кислых туфов. Верхняя пачка (более 450 м), иногда ритмичного строения, представлена серыми, голубовато-серыми, массивными, параллельно- и косослоистыми мелкозернистыми песчаниками, известковистыми песчаниками с прослоями алевролитов, туфоалевролитов, карбонатными конкрециями. Разрез соответствует стратотипу тундровской свиты [17], которая в районе горы Скалистой согласно перекрывается чажминской свитой олигоценового возраста [5]. Эти взаимоотношения определяют эоценовый возраст свиты.

Аллохтон-1 характеризуется более простой складчатой структурой по сравнению с относительным автохтоном. Широко развиты прямые, наклонные и опрокинутые складки. Наряду с северо-восточными, присутствуют и субмеридиональные складки.

Аллохтон-1 подстилается тектоническим меланжем. Полоса меланжа шириной до 2 км прослежена на растоянии свыше 30 км. Матрикс представлен глиноподобными милонитами. Среди включений преобладают тектонизированные обломки пород песчаниковой толщи и тундровской свиты. Размеры включений колеблются от мелких глыб до олистоплак длиной 800 м при мощности до 150 м.

Встречены также чужеродные для данного района крупные олистоплаки и олистолиты пород терригенно-кремнистой толщи нижнего-среднего миоцена (более 150 м). Толща сложена светло- и темнозелеными, тонкопараллельнослоистыми и массивными радиоляритами и диатомитами, с прослоями зеленоватосерых и темносерых туфолевролитов, известковистых песчаников, туфопесчаников, туффитов, линзами пелитоморфных известняков. Из радиоляритов Д.И. Витухиным (ГИН РАН) определены обильные Pentactinosphaera hokurikuensis (Nakaseko), характерные для верхов нижнего-низов среднего миоцена Японии, а также верхней части нижнемиоценового разреза о-ва Карагинский.

Ранее песчаниковая толща автохтона включалась в состав тундровской свиты, а Северо-Западному надвигу отводилась роль второстепенного малоамплитудного разрыва [5, 17]. Несопоставимость стратиграфических разрезов, различия в окраске, текстурных особенностях пород, приуроченность к структурным единицам, разделенным мощной зоной тектонического меланжа, указывают на принадлежность песчаниковой толщи и тундровской свиты к разным, тектонически совмещенным фациальным зонам. Об этом же свидетельствуют особенности минерального и химического состава однотипных (среднезернистых)

песчаников, широко представленных в разрезах обоих стратонов. Среднезернистые разности выбраны в связи с тем, что в них в наименьшей степени проявлено искажающее первичные соотношения химических элементов фракционирование кварца и тяжелых минералов [14, 20].

Породы обоих стратонов относятся к грауваккам [25] или к песчаникам с низким содержанием кварца [27]. В составе обломков песчаников автохтона преобладают лититы, среди которых доминируют осадочные и вулканогенные породы. Изредка встречаются диориты, гранитоиды, долериты, кварциты, зеленые и глинистые сланцы. Обломки минералов представлены плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой, биотитом, хлоритом, акцессорными мусковитом, апатитом, гранатом, оливином, кварцем. Единичные обломки сложены калиевым полевым шпатом, кальцитом, лейцитом, рудным минералом. В пересчете на 100% содержание кварца (Q) в породах составляет 1-5, полевых шпатов (F) 38-49, лититов и цветных минералов (L) 50-68%. Матрикс состоит из мельчайших обломков пород и минералов, кремнисто-глинистого цемента и углистого вещества. До 5% объема занимает поздний карбонатный цемент. Структура неравномернозернистая, текстура беспорядочная, иногда микрослойчатая, линзовидно-микрослойчатая.

Песчаники аллохтона-1 отличаются от пород автохтона резко проявленной неравнозернистостью, обусловленной наличием дресвяно-гравийной примеси. Для них характерны обломки средних и кислых туфогенных и вулканических пород, а также присутствие обломков амфиболизированных габброидов и гнейсовидных пород. Увеличена роль карбонатных кластических частиц, отличающихся лучшей окатанностью. Состав обломочного плагиоклаза более однороден, а концентрация углефицированного вещества и известковистость более высокие. Соотношение главных обломочных компонентов в песчаниках определяется следующими величинами: Q = 1-3, F = 31-35, L = 64-68. В породах практически отсутствуют слойчастые микротекстуры.

Песчаники автохтона отличаются от псаммитов аллохтона-1 повышенными содержаниями SiO₂. И те, и другие имеют низкие уровни концентрации TiO₂ и повышенную калиевость, более типичную для обломочных пород со средним содержанием кварца. Отличительными чертами являются обедненность Y, Sc, обогащенность Rb, Sr, Ba, Th, легкими P3Э, повышенные значения суммы P3Э и отношения La_N/Yb_N (табл. 2).

Аллохтон-1 запечатывается неоавтохтоном, к которому относятся базальные слои (более 150 м) тумрокской свиты верхнего плиоцена [24], слагающей подошву отложений Восточно-Камчатского вулканического пояса. Они представлены слабо

Таблица 2. Химический состав песчаников Кроноцкого перешейка

Компоненты, отношения	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	57.16	56.67	60.89	64.62	64.66	59.52	56-62	62-73
TiO ₂	0.56	0.60	0.50	0.66	0.60	0.74	0.82-1.7	0.5-1.0
Al ₂ O ₃	15.34	15.69	14.59	13.96	15.69	15.55	15.4-17.5	13.0-16.7
Fe ₂ O ₃	5.02	5.36	3.58	2.64	2.93	3.58		
FeO	1.51	1.71	2.31	2.97	2.44	2.76	6.2-11.2*	4.2-6.9*
MnO	0.10	0.11	0.09	0.07	0.08	0.08	0.11-0.22	0.13 - 0.21
MgO	4.58	4.64	3.07	2.49	2.88	2.38	1.1-4.06	1.6-2.6
CaO	4.51	5.31	4.50	2.52	4.19	3.72	2.5-5.22	0.9 - 4.5
Na ₂ O	2.87	3.04	3.29	3.21	3.00	3.84	3.6-5.74	1.3 - 3.7
K ₂ O	2.39	1.93	1.61	1.96	2.16	1.72	0.55-1.8	0.8 - 4.0
P_2O_5	0.16	0.16	0.17	0.22	0.14	0.19	0.15-0.24	0.12 - 0.17
S общ.	0.10	0.10	0.10	0.08	0.01	0.08		
CO ₂	0.24	0.29	0.87	0.11	0.20	0.18		
H ₂ O	3.35	3.17	2.99	1.95	1.74	0.56		
п.п.п	5.14	4.09	4.57	3.80	0.50	5.98		
Сумма	99.44	99.41	99.27	99.20	99.37	100.14		
K ₂ O/Na ₂ O	0.83	0.63	0.49 -	0.61	0.72	0.45	0.14-0.43	0.49-0.82
$\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$	11.28	11.90	9.21	8.43	8.52	9.02	11.7–13.2	6.1–6.5
Rb	29	22	28	45	32	34	8.5	36-165
Sr	704	718	424	301	387	508	190-266	75-222
Ba	708	806	537	-	546	3440	85100	150-588
Y	-	<5	<5	=	10	=	15–19	21-22
Zr	85	84	90	:	101	-	68-105	112-175
Nb	<3.5	<3.5	<3.5	-	<3.5	=	0.8	10-10.3
Hf	2.0	2.0	2.7	3.30	2.40	3.00	1.2-1.8	2.6-3.8
Ta	0.27	0.16	0.25	0.43	0.36	0.33	=	=
Th	1.80	1.60	2.20	3.30	2.40	2.60	0.9-1.4	7.8 - 16.0
Cr	150	210	120	280	120	98	31–36	40-109
Sc	21	24	21	20	19	21	25–37	15-25
La	11	10	11	14	12	13	6.8–10	25-36
Ce	22	21	24	29	25	26	15–18	53-81
Nd	12	13	13	14	13	15	8.2-10	22-26
Sm	3.1	3.2	3.2	3.40	3.20	3.50	2.2-2.8	4.5-5.33
Eu	0.96	0.98	0.97	0.91	0.94	0.96	0.97-1.1	0.9-1.1
Tb	0.51	0.54	0.58	0.57	0.58	0.58	0.39-0.52	0.6-0.65
Yb	1.6	1.6	1.8	1.70	1.70	1.90	1.8-2.3	1.6-2.0
Lu	0.24	0.23	0.28	0.26	0.27	0.29	:=:	0.34
Сумма РЗЭ	51.41	50.55	54.83	63.84	56.69	61.23	35-44	108-125
La _N /Yb _N	4.65	4.22	4.13	5.56	4.77	4.62	2.6-2.9	8.5-14.8
Eu/Eu**	0.92	0.90	0.86	0.79	0.83	0.81	0.97-1.43	0.66-0.74

Примечание. 1, 2 — песчаниковая толща; 3, 4 — тундровская свита; 5, 6 — таловская и конусная свиты, 7, 8 — вариации состава песчаников с низким (7) и средним (8) содержаниями кварца в различных регионах мира [20].

Fe₂O₃* — общее железо в виде Fe₂O₃; FeO* — общее железо в виде FeO. Значение Eu/Eu** рассчитано как Eu_N/(Sm_N·Tb_N)^{1/2}. Силикатные анализы выполнены в ЦЛ ГГП "Камчатгеология". Аналитики А.Е. Ковалева, В.П. Чичева. Содержание редких элементов определено в лаборатории ВИМС рентгено-спектральным (Rb, Sr, Zr, Y, Nb), эмиссионным спектральным (Co, Ni, V), спектрофотометрическим (Cr) и рентегнорадиометрическим (Ba) методами. Аналитики Т.М. Ильясова, Н.П. Картанова, Н.А. Ларикова, В.И. Симакова. Содержание РЗЭ, Hf, Ta, Th, Sc определено инструментальным нейтронно-активационным методом в лаборатории ГИН РАН, аналитик С.М. Ляпунов. Содержание петрогенных элементов приведено в масс. %, редких и редкоземельных элементов — в г/т.

литифицированными конгломератами, гравелитами, песчаниками, рыхлыми гравийниками и песками с маломощными линзовидными прослоями андезибазальтов. Неоавтохтон образует моноклиналь, полого падающую на запад-северо-запад.

Юго-восточная граница автохтона проходит по Малочажминскому разрыву, срезающему Северо-Западный надвиг. В плане разрыв имеет извилистую конфигурацию и юго-восточное падение сместителя с углами от 15° до 75°. Висячее крыло разрыва — аллохтон-2 сложено таловской и конусной свитами нижнего—среднего миоцена, имеющими тектонические взаимоотношения как с более древними отложениями, так и друг с другом.

Таловская свита (более 1200 м) расчленяется на три пачки.

Нижняя пачка (более 400 м), фациально меняющаяся и линзовидно построенная, представлена волнисто- и косослоистыми, разнозернистыми, неравномерно известковистыми песчаниками, алевролитами, туфоалевролитами с "плавающей" галькой магматических пород и кварца, гравелитами, конгломератами, известняками, кислыми туфами.

Средняя пачка (500 м) сложена тонкослоистыми диатомитами и радиоляритами (в том числе туфогенными), аргиллитами, алевролитами, туффитами, песчаниками, туфопесчаниками, кислыми туфами, известняками с примесью туфогенных частиц, линзами осадочных брекчий. Местами наблюдается туфогенный флиш с олистолитами известняков, андезитов, андезибазальтов и их туфов, риолитов, туфогенно-осадочных пород. Встречаются рассеянные дресва, гравий, галька.

Верхняя пачка (более 300 м) образована туфами кислого состава, с прослоями туффитов, песчаников, туфоалевролитов, аргиллитов, кремнистых пород. Для всего разреза характерны редкие карбонатные конкреции.

В карбонатных конкрециях нижней пачки содержатся диатомеи: Actinocyclus ingens Rattray, A. tzugariensis kanayae, Concinodiscus marginatus Ehrenberg, C. radiatus Akiba and Yanagisava Crucidentucula kanayae Akiba and Yanagisawa, Cymatosira debyi Tempere et Brun, Dicladia capreolus Ehrenberg, Kisseleviella ezoensis Akiba, Ikebea tenius (Brun) Akiba, Navicula aff. distans, Paralia sulcata (Ehrenberg) Cleve, Pseudopyxilla americana (Ehrenberg) Forti, Rhizosolenia aff. hebetata, Xanthiopyxis diaphona Forti и др. Присутствие зонального вида Crucidentucula kanayae, a также Actinocyclus ingens, A. tzugariensis, Kisseleviella ezoensis позволяют датировать пачку концом раннего миоцена (зона Crucidentucula kanayae) с максимальным возрастным диапазоном 18-16 млн. лет (определения Т.В. Орешкиной, ГИН РАН). В средней пачке встречены остатки малакофауны Mytilus dvalei L. Krisht., M. mathewsoni Gabb. var. nov., Sipho (Anlacofusus)

cf. dvalei L. Krisht. (определения С.А. Бобряковой, Л.К. Пелехатой, ГГП "Камчатгеология") средне-миоценового возраста и миоценовых диатомей Paralia clavigera, Xanthiopyxis diaphona, Ikebea tenius, Cymatosira debyi, Actinocyclus ingens и др. (определения Т.В. Орешкиной). Возраст таловской свиты принимается ранее-среднемиоценовым.

Конусная свита (более 750 м) отличается от таловской меньшей литифицированностью. Свита расчленяется на три пачки.

Нижняя (более 200 м) сложена фарфоровидными радиоляриево-диатомовыми туфоалевролитами и туфодиатомитами, с прослоями мелкосреднезернистых песчаников и туфопесчаников. Средняя пачка (350 м) представлена тонкопараллельно- и косослойчатыми радиоляриево-диатомовыми туфопосчаниками, вулканомиктовыми песчаниками с редкими дресвяными и гравийными зернами кремнистых и эффузивных пород, члениками криноидей и остатками мелкого растительного детрита, прослоями алевролитов, аргиллитов, туфоаргиллитов, известняков.

Верхняя пачка (более 200 м) имеет флишоидное строение с мощностью алевролит-аргиллитовых ритмов 0.6-1 м при преобладании радиоляриево-диатомовых глинистых пород.

В свите обнаружены Yoldia kovatschensis L. Krisht., Y. trapezoides L. Krisht. олигоцен-миоценового возраста (определения С.А. Бобряковой и Л.К. Пелехатой), миоценовые диатомовые Xanthiopyxis diaphana Forti, Ikebea tenuis (Brun) Akiba, Cymatosira debyi Tempere et Brun, Actinocyclus ingens Rattray и др. (определения Т.В. Орешкиной). Возраст конусной свиты отвечает среднему миоцену [17].

Сопоставление среднезернистых песчаников таловской и конусной свит с песчаниками эоцена показывает, что по минералогическим и химическим особенностям они наиболее близки песчаникам тундровской свиты (рис. 4). Петрогеохимические особенности обусловлены примесью обломочных компонентов кислого состава.

Структура аллохтона-2 определяется разнопорядковыми субмеридиональными прямыми, наклонными и в меньшей степени опрокинутыми складками с восток-юго-восточной и запад-северо-западной вергентностью. Реже встречаются складки северо-восточного и северо-западного простирания. Малоамплитудные северо-восточные взбросы, реже сбросы, разбивают аллохтон-2 на клавишеобразные блоки и узкие тектонические клинья. Сместители падают как на северозапад, так и на юго-восток под углами 26°–55°, иногда залегают вертикально.

Наиболее молодым элементом структурного ансамбля района является система субмеридиональных, субширотных и северо-западных сдвигов и сбросо-сдвигов, расчленяющих Северо-За-

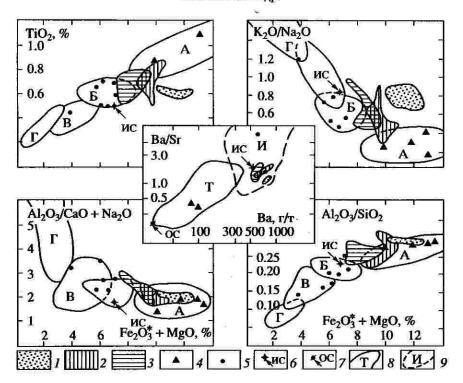


Рис. 4. Состав песчаников Кроноцкого перешейка на диаграммах М. Бхатия [26] и диаграмме Ва-Ва/Sг. 1−3 – поля составов песчаников Кроноцкого перешейка: 1 – песчаниковая толща, 2 – тундровская свита, 3 – таловская и конусная свиты; 4−5 – песчаники других регионов с низким (4) и средним (5) содержаниями кварца; 6−7 – средние составы верхней континентальной (6) и океанической (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (6) и океанической (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (6) и океанической (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (6) и океанической (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (6) и океанической (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых магнования (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толентовых кислых ки

матических пород океанического дна, окраинных морей и внутриокеанических островных дуг (по [1, 4, 7, 9, 10, 15]); 9— поле составов известково-щелочных кислых магматических пород активных континентальных окраин и периферийно-океанических островных дуг (по [1, 3, 12]).

А-Г – песчаники различных геодинамических обстановок [26]: островных дуг с корой океанического (A) и континентального (Б) типов, активных (В) и пассивных (Г) континентальных окраин.

падный и Малочажминский разрывы на отдельные отрезки. Амплитуды право- и левосторонних горизонтальных перемещений по ним не превышают нескольких сотен метров. К субмеридиональным разрывам приурочены дайкообразные тела и силлы позднемиоцен-раннеплиоценовых тешенитов и трахидолеритов [21]. Субширотные разрывы представляют продолжение сдвигов, выделенных в северо-восточной части Кроноцкого полуострова и относящихся к зоне Щапинско-Чажминского поперечного сбросо-сдвига [18].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные по строению зоны надвига Гречишкина требуют ответа на вопросы о времени его заложения и активизации, кинематике движений и значении в формировании активной континентальной окраины.

Судя по морфологии и взаимоотношениям отдельных складок и разрывов, структурный рисунок зоны надвига Гречишкина сформировался в условиях поперечного сжатия и горизонтального стягивания масс горных пород. Сопоставление

одновозрастных разрезов по обе стороны от Северо-Западного и Малочажминского разрывов указывает на длительную историю существования структуры. Как тектонически активная зона, она существовала уже в эоцене. Горизонтальные перемещения по Северо-Западному разрыву протекали одновременно с позднеэоценовым осадконакоплением, что подтверждается присутствием в песчаниковой толще хаотического комплекса. В течение позднего эоцена-среднего миоцена с северо-запада происходило надвигание тектонической пластины аллохтона-1. В результате произошло расчешуивание автохтона, и мелководные отложения тундровской свиты тектонически перекрыли более глубоководные образования песчаниковой толіци. Надежным временным репером этих перемещений является позднеэоценовый возраст микститов песчаниковой толщи и раннесреднемиоценовый возраст включений тектонического меланжа.

Более молодые тектонические движения конца миоцена—начала плиоцена привели к обдукции по Малочажминскому разрыву с юго-востока ранне-среднемиоценовых отложений аллохтона-2.

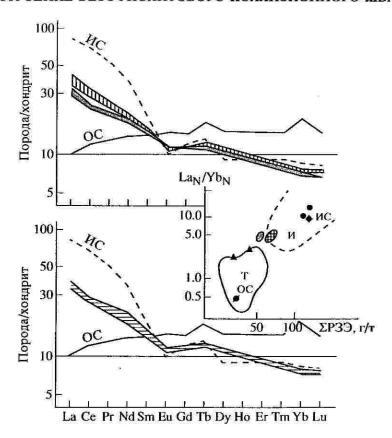


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов и соотношение сумма РЗЭ-La_N/Yb_N в песчаниках Кроноцкого перешейка.

Условные обозначения показаны на рис. 4. Перекрестная штриховка – перасчлененное поле составов песчаников тундровской, таловской и конусной свит.

Присутствие в составе последних складок субмеридионального направления может свидетельствовать о косом характере обдукции. Судя по возрасту неоавтохтона, горизонтальные перемещения в зоне надвига Гречишкина закончились к позднему плиоцену.

Севернее мыса Красный надвиг Гречишкина падает на северо-запад [22]. Малочажминский разрыв, являющийся фрагментом этой структуры, имеет юго-восточное падение. Такое же падение разрыва установлено и в нижнем течении р. Четвертой. Примечательно, что в непосредственной близости от изученного района и ранее фиксировались отдельные разрывы с восточным падением сместителей. Так, в среднем течении р. Ракитинской складчатая структура миоцена ...осложнена взбросом, имеющим необычный для Кроноцкого района наклон сместителя на восток" [23, с. 90]. По-видимому, строение надвига Гречишкина и к северу от мыса Красный может быть более сложным, чем представлялось в [22]. Подтверждением этому служат наблюдения Г.А. Берсона, отмечавшего в Нижне-Камчатском районе линейные складки северо-западной вергентности. Не исключено также влияние на характер движений в конце миоцена шарнирного поперечного разлома трансформного типа (Толбачинско-Адриановского?), к северу от которого по надвигу Гречишкина могла происходить субдукция, а к югу — обдукция причленявшихся блоков.

Особенности состава обломочных пород эоцена свидетельствуют, что они образованы на склоне активной континентальной окраины, вблизи разрушавшегося вулканического сооружения. К этим особенностям относятся обилие в песчаниках обломков вулканогенных пород, низкое содержание кварца, бимодальное распределение составов плагиоклазов [14]. Отложения аллохтона-1 накапливались скорее всего в пределах относительно мелководной преддуговой осадочной террасы, относительного автохтона — в нижней части склона островной палеодуги, на что указывают детали строения толщ.

Массивный облик песчаников, присутствующих в разрезе автохтона, плохая сортировка и хаотический гранулометрический состав указывают на участие в их формировании зерновых гравитационных потоков. Наряду с гравититами происходило накопление гемипелагических глинистых, глинисто-туффитовых и планктоногенных известковых осадков, в микрослойчатых

текстурах которых нашли отражение периодически существовавшие вдольсклоновые движения водной среды. Процессы достаточно быстрого образования осадков способствовали сохранению растительного детрита, смытого с верхних частей склона. Подобные пояса осадков на склоне Курило-Камчатской дуги спускаются до глубин 3–5 км [8].

Учитывая структурные данные о перемещении аллохтона-1 с северо-запада, естественным является предположение о связи эоценового преддугового осадочного бассейна с Корякско-Западно-Камчатской среднеэоцен-олигоценовой вулканической дугой [8].

Ранне-, среднемиоценовые отложения аллохтона-2 могли сформироваться в обстановках как преддугового, так и задугового компенсированных прогибов, на что указывают присутствие в основании таловской свиты конгломерато-гравелито-песчаниковых отложений, появление в вышележащих породах текстур взмучивания, рассеянных зерен дресвы и гравия, развитие линзовидно-, косои конволютнослойчатых текстур, сочетание остатков планктонных, нектонных и бентосных организмов, растительного детрита.

Наиболее близким аналогом миоценового осадочного комплекса является разрез позднеэоцен(?)-четвертичных отложений преддуговой впадины на внешнем склоне о. Хонсю, вскрытый скважиной 438-A DSDP [11]. Вместе с тем широкое развитие биогенных кремнисто-глинистых и туфокремнистых отложений типично и для современных котловин Охотского, Берингова и Японского морей [6].

Изучение ранне-, среднемиоценовых отложений аллохтона-2 подтверждает более ранние наблюдения о присутствии в их составе обломочного материала гранитоидов, андезитов, дацитов, риолитов, туфов и игнимбритов. Это исключает возможность формирования отложений за счет размыва пород Восточных хребтов Камчатки, где подобные образования соответствующего возраста неизвестны, и заставляет искать источник сиалического обломочного материала к востоку от современной береговой линии [2, 22]. Учитывая возможность обдукции по Малочажминскому разрыву Кроноцкого блока с востока, естественным является предположение о поступлении сиалического материала в миоценовый осадочный бассейн с разрушающейся палеоценэоценовой островной дуги, фрагменты которой на Кроноцком п-ве "законсервированы в отложениях кубовской и козловской свит. Эта дуга заложилась на океанической коре внутри Тихого океана, а затем, после прекращении субдукции под нее плиты Кула, оказалась разбитой на три части, одна из которых в виде Камчатских полуостровов подошла к окраине Евразии к концу миоцена [8].

Наличие кислого обломочного материала в разрезе миоцена заставляет пересмотреть пред-

ставления об океаническом фундаменте островной дуги, придрейфовавшей с востока. По-видимому, присутствующие среди обломков таловской и конусной свит кислые породы входили в состав разрушавшегося фундамента этой дуги. Свидетельствующие об этом минералогические данные подтверждаются и особенностями химического состава песчаников.

Судя по фемичности ($Fe_2O_3^* + MgO$) (рис. 4), песчаники автохтона, аллохтона-1, часть псаммитов аллохтона-2 сформировались на коре океанического типа. Но с этим не согласуются низкие значения TiO_2 и высокие отношения K_2O/Na_2O . Кроме того, соотношения Ba-Ba/Sr в песчаниках соответствуют кислым известково-щелочным магматическим породам активных континентальных окраин или периферийно-океанических островных дуг. Типично континентальными являются уровни концентрации в породах тяжелых РЗЭ. Содержания легких РЗЭ, суммарное количество РЗЭ и отношения La_N/Yb_N промежуточны между океаническими толеитовыми и островодужными, континентальными известково-щелочными сериями пород (рис. 5). Несколько понижены по сравнения с малокварцевыми граувакками значения Eu/Eu** (табл. 2), отражающие слабо проявленный на спайдер-диаграммах европиевый минимум, который обычно характерен для пород континентального происхождения [20].

Все это приводит к выводу, что эоценовые и миоценовые песчаники представляют собой механическую смесь, в которой наряду с преобладающими островодужными присутствуют и компоненты континентальной (субконтинентальной) коры. Блоки последней входили, по-видимому, в состав фундамента островодужных систем.

выводы

- 1. Структурный ансамбль зоны важнейшего безофиолитового колизионного шва Восточной Камчатки (надвига Гречишкина) включает разнонаправленные надвиги северо-западного и юго-восточного падения, совокупность расчешуенных разнопорядковых складок общего смятия, тела тектонического осадочного меланжа, гравитационных или тектоно-гравитационных микститов. Структурный рисунок сформировался в условиях длительно протекавшего поперечного сжатия, обусловленного встречными горизонтальными перемещениями, закончившимися к позднему плиоцену и протекавшими одновременно с осадконакоплением.
- 2. Особенности литоологии пород эоцена и миоцена, развитых в зоне коллизионного шва, свидетельствует об их образовании на активной континентальной окраине, в пределах разрушающихся эоцен-олигоценовых островодужных систем.

Мафический фундамент островных дуг содержал блоки сиалической коры континентального типа.

Работы проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект 95-05-14525)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Бабанский А.Д., Богатиков О.А. и др. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей // М.: Наука, 1987. 336 с.
- Арсанов А.С. Опыт естественного стратиграфического расчленения разреза олигоцен-миоценовых отложений Кроноцкого района Восточной Камчатки // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 181–191.
- Баркер Ф., Миллард-мл. Х.Т. Четыре серии низкокалиевых кислых пород запада США // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 306–319.
- Брайан У.Б. Низкокалиевые дациты островной дуги Тонга-Кермадек: петрография, химизм и петрогенезис // Там же. С. 418–432.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1000000 (новая серия). Лист №—(56), 57—Петропавловск-Камчатский: Объяснительная записка. Л.: Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ, 1989, 98 с.
- Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана / Отв. ред. Безруков П.Л. М.: Наука, 1979. 415 с.
- Гилл Дж.Б., Сторк А.Л. Миоценовые низкокалиевые дациты и трондьемиты островов Фиджи // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 456–470.
- Зонненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир. 1979. 152 с.
- Колман Р.Г., Донати М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 118–130.
- Конюхов А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987.
 222 с.
- Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск.: Наука, 1985. 199 с.
- Леглер В.А. Новейшие разломы и горизонтальные тектонические движения Восточной Камчатки:

- Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1978. 24 с.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
- Маляренко А.Н. Формационно-генетические типы гранитоидов хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Доклады АН СССР. 1991. Т. 320. № 3. С. 700–704.
- 16. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 301 с.
- Садреев А.М. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы №-57-XII, XVIII, №-58-VII: Объяснительная записка. М.: Министерство геологии СССР, 1981. 97 с.
- Супруненко О.И. Важнейшие разломы центральной части Восточной Камчатки // ДАН СССР. 1970. Т. 192. № 3. С. 619–622.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в горных породах. М.: Мир, 1988. 379 с.
- 21. Тихомирова С.Р., Бахтеев М.К., Морозов О.А. Натровая щелочно-габброидная формация Восточной Камчатки // Бюл. МОИП, отдел. геол. 1992. № 4. С. 99–106.
- Шапиро М.Н. Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива // Геотектоника. 1980. № 3. С. 102–110.
- Шапиро М.Н., Селиверстов В.А. Морфология и возраст складчатых структур Восточной Камчатки на широте Кроноцкого полуострова // Геотектоника. 1975. № 4. С. 85–94.
- Шапиро М.Н., Ермаков В.А., Шанцер А.Е. и др. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.
- Шутов В.Д. Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. Вып. 178. С. 110.
- Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. P. 611-627.
- Crook K.A.W. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysh arenits (graywackes) // Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub. 1974. V. 19. P. 222-235.

Рецензенты: Н.В. Короновский, С.А. Куренков

Structure of the Eastern Kamchatka Ophiolite-free Collisional Suture—Grechishkin Thrust

M. K. Bakhteev, O. A. Morozov, and S. R. Tikhomirova

Moscow State Geological Exploration Academy, Moscow

Grechishkin thrust—the main ophiolite-free collisional suture in eastern Kamchatka—includes, at the Kronotsky Isthmus latitude, (i) variously trending thrust faults that dip NW and SE, (ii) a system of sliced, general-compression folds of several orders, (iii) sedimentary mélanges, and (iv) tectono-gravitational mixtites (olistostromes). The Grechishkin thrust acquired its present inner structure through a long-lasting, Eocene through terminal Miocene to Early Pliocene transverse compression, as the Kronotsky block was obducted from the southeast. Sedimentary complexes that are involved in the thrust were deposited on the slopes of independent island arcs that emerged on a mafic basement incorporating sialic crustal blocks.