

УДК 551.243.4(571.66)

ЛЕСНОВСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОКРОВ, СЕВЕРНАЯ КАМЧАТКА

© 2002 г. А. В. Соловьев¹, М. Н. Шапиро², Дж. И. Гарвер³

¹Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва, 119180, Старомонетный пер., 22

²Институт физики Земли РАН, Москва, 123810, Большая Грузинская, 10

³Юнион Колледж, Скенектади, США

Поступила в редакцию 14.08.2001 г.

Лесновско-Ватынский надвиг (Южная Корьякия, Камчатка) сформировался в результате коллизии меловой островной дуги с Евразийским континентом. По этому шву меловые окраинноморские и островодужные комплексы шарьированы на меловые–палеогеновые отложения Евразийской континентальной окраины. Шов перекрыт неоавтохтонными вулканитами кинкильского пояса и прорван интрузиями. Определение возраста терригенных отложений автохтона (лесновская серия) методом трекового датирования циркона и по нанопланктону показало, что его формирование происходило до середины среднего эоцена. Неоавтохтон (кинкильская свита) Лесновско-Ватынского надвига и прорывающая его интрузия (массив Шаманка) датируются 45 млн. лет. Таким образом, формирование Лесновского надвига произошло на рубеже 45–46 млн. лет назад, менее чем за 1 млн. лет. Предложена модель коллизионного процесса.

ВВЕДЕНИЕ

Северо-восточная часть Азии является коллажем разновозрастных гетерогенных террейнов, причленившихся к Евразии в мезозое и кайнозое [1, 2, 4, 16, 17, 19, 20, 25, 47, 51]. Одним из последних элементов, вошедших в структуру Северо-Востока Азии, является пояс интенсивно деформированных осадочно-вулканогенных отложений, протянувшийся из фронтальной части Олюторской зоны в пределы Камчатки (рис. 1). Этот пояс представлен меловыми окраинноморскими и островодужными комплексами [1, 19, 21, 25, 26, 28], в современной структуре залегающими на гетерогенном фундаменте [3, 16]. Палеомагнитные данные показывают, что островодужные комплексы начали формироваться примерно на 20° южнее той части континента [11, 13], к которой они сейчас причленены. Очевиден существенный дрейф дуги в составе океанической плиты/плит, который закончился коллизией дуги и континента [12, 22, 23, 34], их совместной деформацией и формированием протяженного тектонического шва [14, 21, 23, 30, 32]. Вместе с тем нет окончательного ответа на вопрос, когда и каким образом произошла коллизия. Ответ в значительной степени зависит от точной датировки коллизии. Предполагается, что коллизия меловой дуги с Азией привела к среднеэоценовой перестройке кинематики плит Северной Пацифики, отмиранию хребта Кула–Пацифик и изменению направления дрейфа Тихоокеанской плиты [38]. Таким образом, датировка коллизии позднемеловой дуги с Евразией важна для понимания природы тектонических процессов, происходивших по север-

ной периферии Тихого океана в первой половине кайнозоя.

ЛЕСНОВСКО-ВАТЫНСКИЙ НАДВИГ

Лесновско-Ватынский надвиг (см. рис. 1) является одной из крупнейших сутур Северо-Восточной Азии и прослеживается в пределах южной Корьякии и Камчатки [1, 14, 19, 21, 25, 30, 32]. Надвиг разделяет меловые–эоценовые отложения Евразийской континентальной окраины [1, 10, 20, 22] и меловые окраинноморские и островодужные комплексы [1, 28]; в южной Корьякии – это Ватыно-Вывенский надвиг [14, 21], на перешейке Камчатки – это Лесновский надвиг [30, 32].

По Ватыно-Вывенскому надвигу верхнемеловые кремнисто-вулканогенные образования в виде относительно тонкой пластины налегают на меловые–палеогеновые флишиодные терригенные толщи Укэлятского прогиба [10, 21], сформированные у подножия континентального склона Азии. Возраст шарьирования оценивался как: 1) маастрихтский (датировка матрикса поднадвиговой олистостромы (?) по бентосным фораминиферам [15]); 2) среднеэоценовый (возраст наиболее молодых слоев автохтона по бентосным фораминиферам [10] и трековым датировкам обломочного циркона [22, 33, 46]); 3) среднемиоценовый (датировка наиболее древнего углового несогласия [6], фиксируемого в ближайших окрестностях надвига на Ильпинском полуострове [28]). Основная трудность определения времени шарьирования обусловлена отсутствием доплиоценовых неоавтохтонных комплексов.

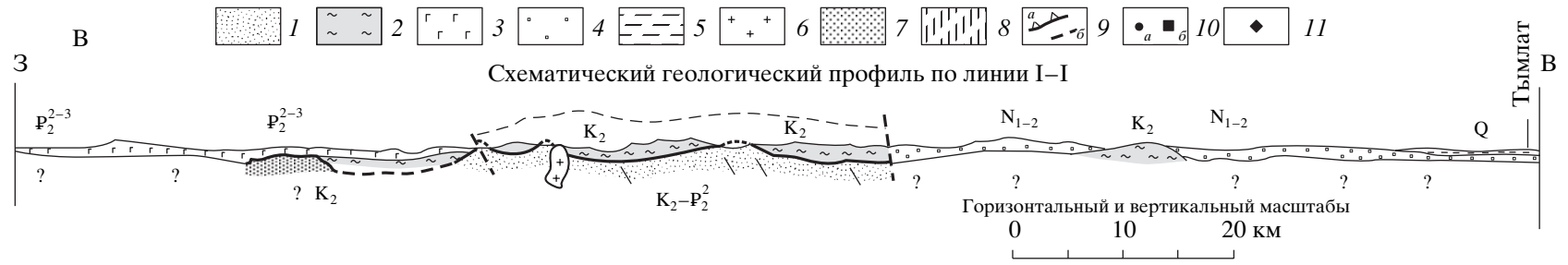
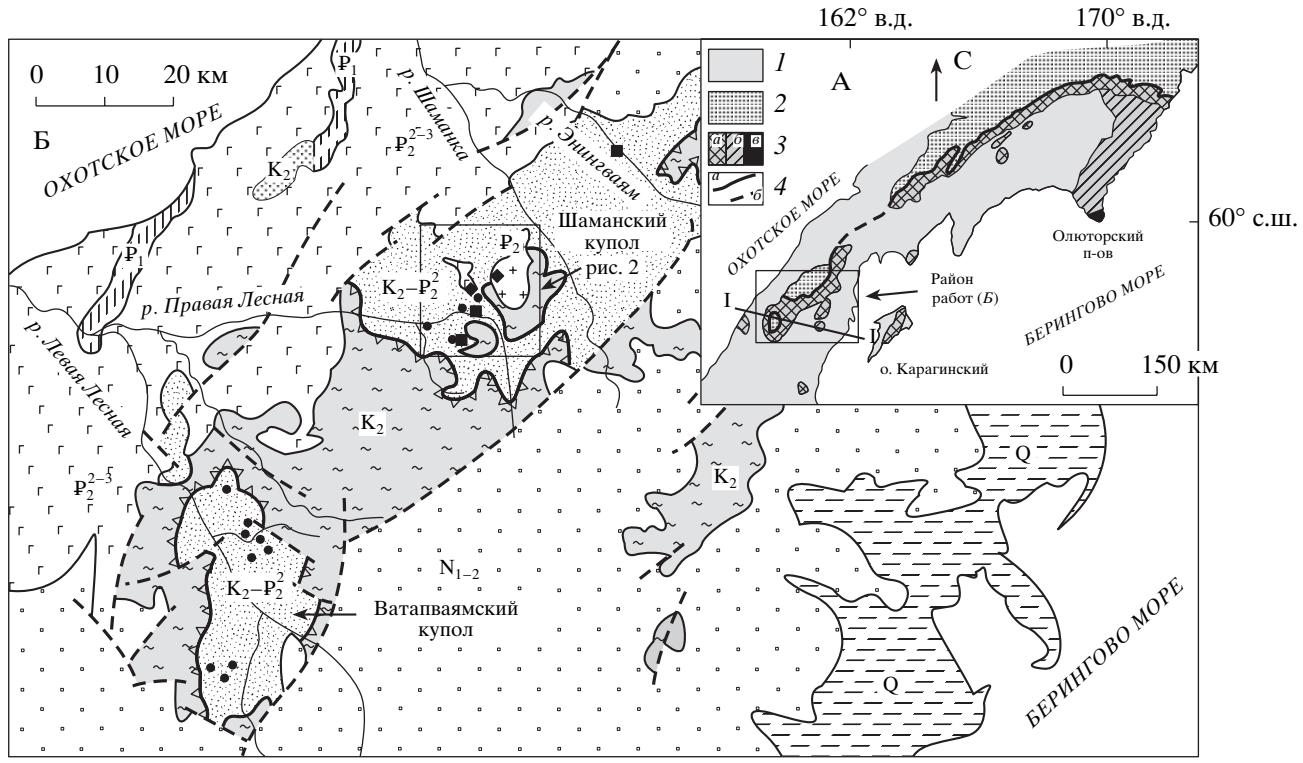


Рис. 1. Геологическое строение Лесновско-Ватынского коллизионного шва: А – расположение Лесновско-Ватынского надвига в структуре Олюторской зоны и северной Камчатки, по [1], с изменениями авторов; В – схема строения перешейка полуострова Камчатка; В – схематический геологический профиль по линии I – I

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

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

Лесновский надвиг (см. рис. 1,Б) на перешейке Камчатки является южным продолжением Ватыно-Вывенского. Здесь тоже картируется мало-мощная пластина, сложенная кремнисто-вулканогенными образованиями верхнего мела, залегающими на интенсивно дислоцированном флише лесновской серии [30, 32]. Важным отличием перешейка Камчатки от фронтальной части Олюторской зоны является широкое распространение здесь неавтохтонных комплексов, позволяющих определить верхнюю возрастную границу окончания надвигообразования при коллизии дуги с континентом. Нижняя возрастная граница этого процесса определяется датировкой наиболее молодых образований автохтона или аллохтона. Полученные нами новые датировки, касающиеся автохтонного и неавтохтонного комплексов, позволили установить возраст надвигообразования.

ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ ПЕРЕШЕЙКА КАМЧАТКИ

Строение и возраст автохтона Лесновского надвига

Автохтон Лесновского надвига сложен терригенным флишем [31, 32, 33]. В нем выделяются фации дистальных турбидитов и контуритов. Единичные наблюдения директивных текстур (язычковых иероглифов и асимметричных микродюнь) указывают на западный источник обломочного материала [23]. Флиш смят в складки западной вергентности и нередко превращен в тектонический меланж [23, 32]. Подошва серии нигде не вскрыта, отсутствуют ее последовательно описанные разрезы и достоверные оценки мощностей. Структурно выше залегают кремнисто-вулканогенные комплексы аллохтона, как правило, отделенные зоной милонитов. Ниже милонитов отмечается зона тектонического меланжа (200–400 м) с матриксом из пород лесновской серии и глыбами туфов, кремней, базальтов и песчаников. Эти глыбы ранее рассматривались в качестве линз в разрезе лесновской серии, а находки иноцерамов и радиолярий в них приводи-

лись как обоснование ее мелового возраста [5]. В разрезе лесновской серии макрофауна отсутствует, радиолярии крайне редки, а фораминиферы представлены редкими агглютинированными формами широкого возрастного диапазона. Единственной группой фоссилий, которая позволяет делать достоверные заключения о возрасте этой толщи, является известковый нанопланктон. Впервые из образца аргиллитов лесновской серии, отобранного в бассейне реки Энингваям, был выделен *Cyclargolithus floridanus* (определение Е.А. Щербининой), ограничивающий возраст пробы среднеэоцен-олигоценным интервалом; кроме того, из других проб этого района были сделаны определения верхнемелового нанопланктона [27]. Таким образом, до последнего времени возраст лесновской серии остается дискуссионным.

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

Детритовая термохронология. Методика детритовой термохронологии опирается на трековое датирование отдельных зерен детритовых минералов (циркон, апатит) из осадочных пород. Трековое датирование минералов базируется на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (U^{238}), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории [39, 48]. Накопление треков в минерале с течением времени – процесс, подобный накоплению радиоактивных изотопов в результате радиоактивного распада. Устойчивость треков определяется, прежде всего, температурой, то есть треки образуются и сохраняются в кристаллах, остывших ниже “эффективной температуры закрытия”. Статистически эффективная температура закрытия соответствует моменту, когда становится устойчивым более чем 50% треков [50]. Если принять, что образец монотонно остывает в условиях, типичных для геологических процессов (скорость остывания от 1 до 30° С/млн. лет), то эффективная температура

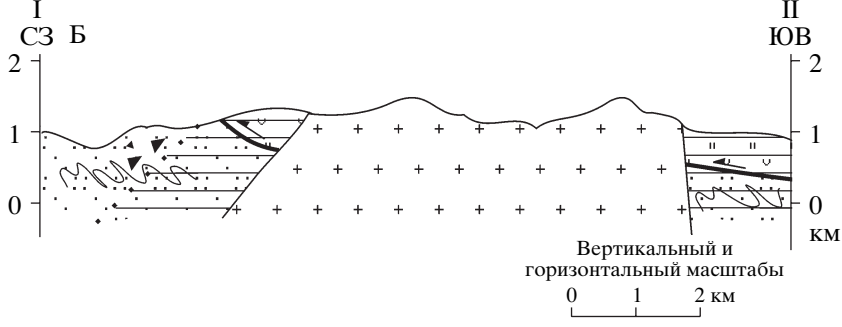
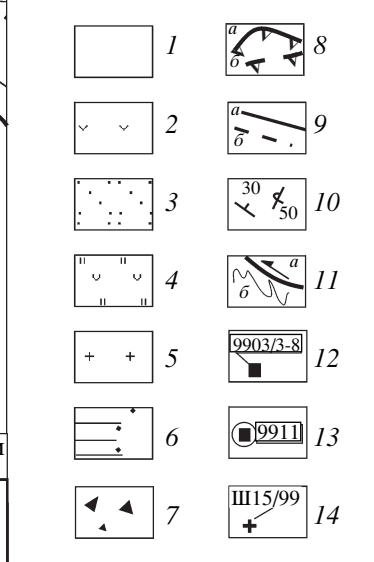
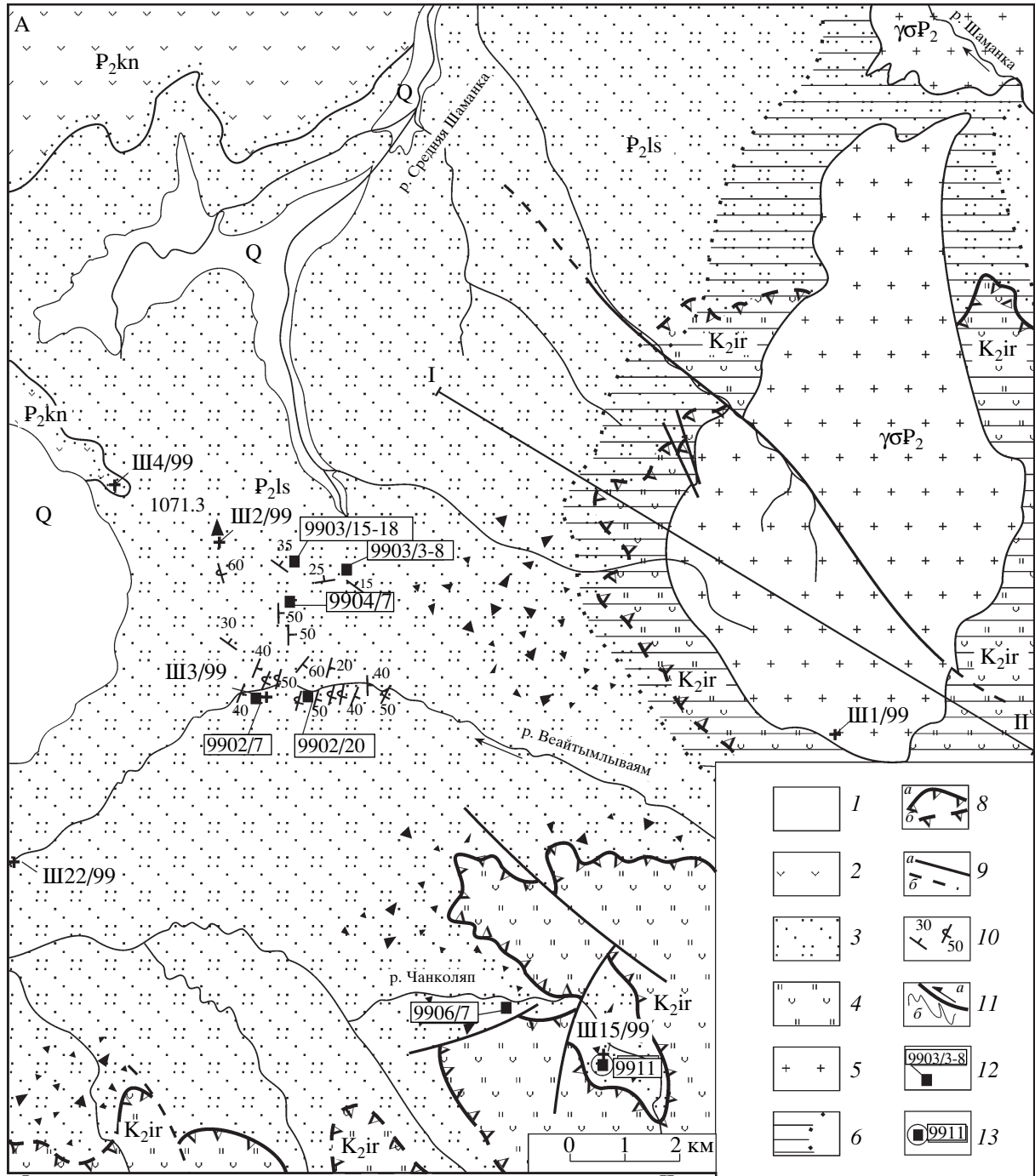


Рис. 2. Строение западного и юго-западного обрамления Шаманкинского массива гранитоидов, по [30, 34], с изменениями: А – геологическая схема, Б – схематический профиль по линии I–II

1 – четвертичные образования; 2 – кинкильская свита (средний эоцен); 3 – лесновская серия (палеоцен – средний эоцен); 4 – ирунейская свита (сантон – маастрихт); 5 – среднеэоценовые гранодиориты; 6 – роговики и их внешняя граница; 7 – наиболее широкие поля меланжа в автохтоне Лесновского надвига; 8 – Лесновский надвиг; а – откартированный, б – предполагаемый в поле роговиков; 9 – прочие разрывы: а – откартированные, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания; 11 – на профиле – рис. 2 Б: а – сместитель Лесновского надвига, б – складчатые деформации автохтона; 12 – расположение и номера образцов с нанопланктоном из лесновской серии; 13 – образец с нанопланктоном из глыбы в поднадвиговом меланже; 14 – номера образцов для датирования различными геохронологическими методами

закрытия для циркона будет соответствовать 215–240°C [37].

Главное достоинство детритовой термохронологии состоит в том, что она позволяет проследить во времени связь эндогенных (магматизм, вулканизм, орогенез) и экзогенных (эрозия, седиментация) процессов. Первая работа в этой области появилась 15 лет назад [42]. На сегодняшний день детритовая термохронология является популярным инструментом изучения седиментационных и тектонических процессов в различных регионах мира [22, 24, 33, 37, 41, 44–46].

Так как трековое датирование позволяет определять возраст отдельных минеральных зерен, то становится возможным разделить разновозрастные популяции, связанные с различными источниками сноса. Остывание пород в источниках сноса может быть обусловлено разными геологическими процессами. С одной стороны, вулканические породы и близповерхностные интрузии остывают быстро и разрушаются эрозией, а цирконы, связанные с ними, быстро попадают в бассейн седиментации. Это позволяет использовать их для датирования немых терригенных толщ [24, 33, 37, 44–46]. С другой стороны, при выведении блоков с глубинных уровней в определенный момент происходит их “остывание”, то есть породы поднимаются выше уровня температуры закрытия трековой системы [45, 50]. С этого момента начинается формирование и накопление треков в минеральных кристаллах, и возраст, определенный по этим минералам, будет соответствовать возрасту остывания породы.

Тринадцать образцов песчаников (4–10 кг каждый) были отобраны в пределах Ватапваймского и Шаманкинского выступов (рис. 2, см. рис. 1) Лесновского поднятия. Цирконы были выделены из песчаников в лаборатории акцессорных минералов Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН. Определение возрастов цирконов проведено в лаборатории трекового датирования Юнион Колледжа (Скенектади, штат Нью-Йорк, США). Особенности технической подготовки образцов и их датирования указаны в подписях к таблице 1. Из каждого образца было датировано от 45 до 90 зерен циркона (см. табл. 1). Для вычисления возраста зерен циркона исполь-

зована программа М.Т. Брэндона (Йельский университет, США) – Zetaage 4.7. Возраст отдельных зерен во всех образцах распределен в достаточно широких пределах, это позволяет предполагать, что в песчаниках встречается несколько разновозрастных популяций циркона. Для разделения разновозрастных популяций использована программа Vinomfit 1.8, созданная М.Т. Брэндоном (Йельский университет, США) с использованием алгоритма [43]¹.

При анализе распределения трековых возрастов по 12 образцам выделяется три разновозрастные популяции циркона: P1 – 44–58 млн. лет, P2 – 71–106 млн. лет и P3 – 104–176 млн. лет (см. табл. 1). Изучение апатита из тех же образцов показало, что треки в апатите не испытали отжига или испытали лишь частичный отжиг [49]. Значит, температура нагрева отложений лесновской серии после осадконакопления не превышала 80–120°C (температура закрытия трековой системы в апатите) [50]. Таким образом, можно утверждать, что отжиг треков в цирконе не происходил, так как температура закрытия трековой системы в цирконе оценивается в 215–240°C [37, 50]. Наиболее молодая популяция P1 распределена в интервале от 43.7 ± 3.4 до 58.1 ± 4.2 млн. лет (см. рис. 5), то есть цирконы этой популяции испытали последнее охлаждение в интервале от конца палеоцена до середины эоцена. Поскольку отложения всегда содержатся в них обломков, опробованная часть лесновской серии не может быть древнее конца палеоцена–начала эоцена.

Изучение нанопланктона. Основной участок опробования на нанопланктон расположен в истоках реки Правая Лесная (см. рис. 1, 2). На этом участке было отобрано 46 проб из наиболее мягких и наименее кливажированных аргиллитов. В 12 из них были найдены редкие формы нанопланктона (определения Е.А. Шербининой, табл. 2) [34]. В большинстве образцов лесновской серии нанопланктон представлен в единичных экземплярах и, в целом, принадлежит раннепалеогеновому интервалу. Образцы 9902-1, 9902-5, 9902-7 и 9902-11 содержат *Micula decussata*, *Sphenolithus primus/moriformis*, *Neochiastozygus sp.*, *Watznaueria*

¹ Программы, использованные для расчетов, доступны для любого пользователя по <http://Nove.geology.yale.edu/~brandon>.

Таблица 1. Трековые возрасты детритовых цирконов из песчаников лесновской серии (Северная Камчатка)

№ обр.	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона		
			P1, млн. лет	P2, млн. лет	P3, млн. лет
Лесновское поднятие (Шаманкинский купол)					
Ш3/99	Лесновская	60	51.6 ± 5.0 (27%)	86.7 ± 8.9 (55%)	131.4 ± 29.2 (18%)
Ш2/99	Лесновская	75	54.1 ± 8.9 (16%)	73.9 ± 13.9 (26%)	132.6 ± 9.2 (58%)
Ш21/99	Лесновская	60	56.1 ± 3.8 (37%)	106.0 ± 11.5 (47%)	150.3 ± 34.2 (16%)
Ш15/99	Лесновская (глыба)	59	86.1 ± 6.1 (44%)	155.3 ± 11.0 (56%)	–
Лесновское поднятие (Ватапвайамский купол)					
L12	Лесновская	67	43.7 ± 3.4 (17%)	70.6 ± 4.4 (67%)	107.0 ± 12.2 (16%)
L1	Лесновская	45	46.0 ± 2.7 (49%)	–	107.3 ± 7.0 (51%)
L9	Лесновская	90	47.0 ± 3.8 (19%)	70.8 ± 5.7 (56%)	104.0 ± 11.9 (25%)
L2	Лесновская	90	48.1 ± 5.0 (7%)	78.1 ± 5.8 (53%)	116.0 ± 8.6 (40%)
L11	Лесновская	90	50.4 ± 5.6 (20%)	70.6 ± 6.6 (65%)	109.7 ± 25.0 (15%)
L10	Лесновская	90	53.9 ± 3.4 (40%)	87.5 ± 6.2 (50%)	176.5 ± 23.8 (10%)
L17	Лесновская	90	54.5 ± 10.4 (5%)	84.6 ± 6.5 (65%)	134.6 ± 18.9 (30%)
L13	Лесновская	89	55.5 ± 3.5 (34%)	93.0 ± 4.8 (66%)	–
L4	Лесновская	90	58.1 ± 4.2 (36%)	83.3 ± 6.3 (51%)	130.5 ± 14.9 (13%)

Примечание. N обр. – номер образца. Nt – количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3 – популяции циркона, рассчитанные по программе *BinomFit v 1.8* [35, 36]. Возрасты приведены в млн. лет, ошибка определения возраста соответствует $\pm 1\sigma$, проценты в скобках отражают количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt). Цирконы датированы с использованием метода внешнего детектора [50]. Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon™ размером $2 \times 2 \text{ см}^2$. Для каждого образца готовилось 2 пластинки. Пластинки обдирались на образивном круге и затем полировались с использованием алмазных паст (9 мкм и 1 мкм) и пасты Al_2O_3 0.3 мкм на конечной стадии. Химическое травление пластинок производилось составом NaOH-KOH при температуре 228°C 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 2×10^{15} 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) [40]. При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BH-P с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1256×, сухой метод. ζ -фактор [40], вычисленный по 10 возрастным стандартам (6 образцов – FCT, 4 образца – BL), равнялся 305.01 ± 6.91 .

barnesae, указывающие на палеоценовый возраст вмещающих пород. Отложения, из которых были отобраны образцы 9902-20, 9903-11 и 9903-18, не древнее среднего эоцена, причем, вероятнее всего, его верхней части, что можно предположить по присутствию *Reticulofenestra umbilicus*, *Helicosphaera compacta* и *Dictyococcites bisectus*, и не моложе раннего олигоцена (верхний предел распространения *Reticulofenestra umbilicus*). В некоторых образцах встречены виды широкого стратиграфического распространения. Например, *Cyclargolithus floridanus* и *Helicosphaera compacta*, найденные в обр. 9902-20, дают интервал средний эоцен–олигоцен, сочетание *Sphenolithus moriformis* и *Zygrhablithus bijugatus* – эоцен–олигоцен, *Socolithus pelagicus* и *Sphenolithus primus/moriformis* – конец дания – средний миоцен.

Итак, по совокупности видов нанопланктона, выделенных из аргиллитов лесновской серии, можно считать, что ее отложения относятся к палеоцен–среднеэоценовому интервалу (см. рис. 5).

Возраст глыб терригенного состава в отложениях лесновской серии. В верховьях ручья Чанколяп (см. рис. 2) хорошо обнажен Лесновский надвиг и мощная зона поднадвигового меланжа, где в песчано-аргиллитовом матриксе пород лесновской серии содержится много глыб различного размера (от первых метров до первых сотен метров), большая часть которых на этом участке представлена терригенными отложениями. Одна из глыб (т. 9911, см. рис. 2) сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими маломощные линзы кремней и обломки призматических слоев иноцеромов [34]. Песчаники по составу аналогичны песчаникам лесновской серии. В четырех образцах аргиллитов этой глыбы обнаружены отдельные формы нанопланктона (см. табл. 2) сантон-кампанского возраста. Матрикс меланжа в данном месте представлен более молодыми породами, так как в аргиллитах обнаружен *Sphenolithus moriformis* – кайнозойская форма широкого возрастного диапазона (нижний эоцен – миоцен).

Таблица 2. Нанопланктон лесновской серии в истоках реки Правая Лесная (Северная Камчатка)

Виды нанопланктона	Номера образцов																	
	9902-1	9902-5	9902-7	9902-11	9902-20	9903-4	9903-5	9903-6	9903-11	9903-15	9903-16	9903-18	9904-7	9906-7	9911-7	9911-8	9911-12	9911-17
<i>Cyclicargolithus floridanus</i>					■		■		■									
<i>Coccolithus pelagicus</i>								■			■							
<i>Sphenolithus primus/moriformis</i>	■			■		■					■			■				
<i>Dictyococcites bisectus</i>									■			■						
<i>Reticulofenestra umbilicus</i>									■	■								
<i>R. haqii</i>									■									
<i>R. dictyoda</i>													■					
<i>Helicosphaera compacta</i>					■													
<i>Chiasmolithus cf. nitidus</i>									■									
<i>Zyghabolithus bijugatus</i>						■												
<i>Micula decussata</i>			■															
<i>Neochiastozygus sp.</i>		■																
<i>Thoracosphaera sp.</i>									■									
<i>Watznaueria barnesae</i>	■																■	■
<i>Reinhardtites anthiphorus</i>															■			
<i>Eiffellithus turriseffeli</i>																	■	
<i>Prediscosphaera sp.</i>																■		

Трековое датирование циркона, выделенного из песчаников этой же глыбы (т. 9911, образец Ш15/99), показало, что в пробе присутствуют две популяции (см. табл. 1). Молодая популяция циркона имеет возраст 86.1 ± 6.1 млн. лет, что соответствует коньяку–сантону. Мы предполагаем, что опробованная глыба является отторженцем нижних горизонтов флиша, эксгумированным при деформации, сопряженной с формированием Лесновского надвига. В связи с этим общий возрастной диапазон серии оценивается как сантон – нижняя часть среднего эоцена (см. рис. 5).

Строение и возраст аллохтона Лесновского надвига

Аллохтон Лесновского надвига имеет сложное строение и состоит из многочисленных тектонических чешуй, что препятствует составлению опорных разрезов кремнисто-вулканогенных отложений [5, 9].

На западном склоне Лесновского поднятия кремнисто-вулканогенные отложения имеют двучленное строение с преобладанием подушеч-

ных базальтов и яшм в нижней части и тонкообломочных туфов и кремней – в верхней. Для аллохтона не характерны мелкие (сантиметры – первые метры) складки, и очень редко наблюдаются в обнажениях складки с размахом крыльев от первых метров до первых десятков метров. Крупные складки в аллохтонных комплексах Лесновского поднятия в целом имеют северо-восточное простирание, но вблизи Лесновского надвига залегание, как правило, близко к ориентировке его сместителя с крутым западным падением на западном крыле Ватапвайамского купола и пологим падением на юго-восток на юге восточного крыла [32].

До последнего времени возраст вулканогенно-кремнистых отложений Лесновского поднятия определялся, главным образом, находками иноцерамов, которые, в зависимости от сохранности, относились к сантон-кампанскому или кампанскому интервалу [5]. В последние годы к этим данным прибавились определения радиоларий из кремнистых пород, большая часть этих находок указывает на кампан-маастрихтский возраст вмещающих пород (неопубликованные данные Т.Н. Палечек).

Таблица 3. U-Pb изотопные данные для цирконов из проб Ш1/99 и Ш4/99

Тип зерен	Вес зерен, мкг	Pb _c , пг	U, г/г	Кажущиеся возрасты, млн. лет				
				²⁰⁶ Pb _m	²⁰⁶ Pb _c	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*	²⁰⁷ Pb*
				²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*
Ш1/99								
5A	31	6	241	571	9.6	45.6 ± 1.3	45.7 ± 1.6	51 ± 49
5A	32	11	216	310	5.9	45.3 ± 1.3	45.3 ± 2.2	46 ± 88
5A	29	8	303	502	7.7	45.3 ± 1.1	44.9 ± 1.5	20 ± 55
1Br	11	9	471	283	5.9	45.2 ± 1.8	45.5 ± 2.6	63 ± 99
5Ar	29	9	386	556	3.6	45.4 ± 0.9	45.5 ± 1.1	52 ± 37
Ш4/99								
5Ar	31	6	1301	3200	21.9	47.1 ± 0.3	47.6 ± 0.5	71 ± 15
5Ar	32	11	3151	4100	20.3	46.1 ± 0.3	46.4 ± 0.5	61 ± 20
5Ar	36	11	1915	2690	20.3	44.9 ± 0.3	46.1 ± 0.5	105 ± 16
5Ar	66	8	1809	9180	13.1	61.7 ± 0.4	78.9 ± 0.6	637 ± 7
5Ar	70	12	1462	5900	19.9	61.1 ± 0.4	80.1 ± 0.7	692 ± 10

Примечание. Анализы выполнены методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Дж. Джерельсом (Университет штата Аризона, США). * – радиогенный Pb. Тип зерна: А – ~100 мкн, В – ~200 мкн, г = 5:1 – удлиненные зерна; для всех типов указано количество зерен. $^{206}\text{Pb}_m/^{204}\text{Pb}$ – измеренное некорректированное отношение, $^{206}\text{Pb}_c/^{208}\text{Pb}$ – корректированное отношение. Концентрации имеют ошибку 25%, связанную с ошибкой определения веса зерна. Используются следующие константы: $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$; константа распада $^{235}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-10}$, константа распада $^{238}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10}$. Ошибки соответствуют $\pm 2\sigma$ (95%). Холостое загрязнение Pb составляло от 2 до 10 пг, U – <1 пг. Интерпретированные возрасты для конкордантных зерен – $^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$, если возраст <1.0 млрд. лет, и $^{207}\text{Pb}*/^{206}\text{Pb}*$, если возраст >1.0 млрд. лет. Интерпретированные возрасты для дискордантных зерен спроецированы от 100 млн. лет (см. рис. 3).

Строение и возраст неоавтохтонных комплексов Лесновского надвига

К неоавтохтонным образованиям Лесновского надвига относятся Шаманкинский гранодиоритовый массив и вулканы кинкильской свиты. На

водоразделе рек Шаманка и Правая Лесная Шаманкинская интрузия прорывает зону Лесновского надвига с образованием мощных роговиков по терригенным породам лесновской серии, кремнисто-вулканогенным породам и разделяющей их мощной зоне милонитов (см. рис. 2) [34].

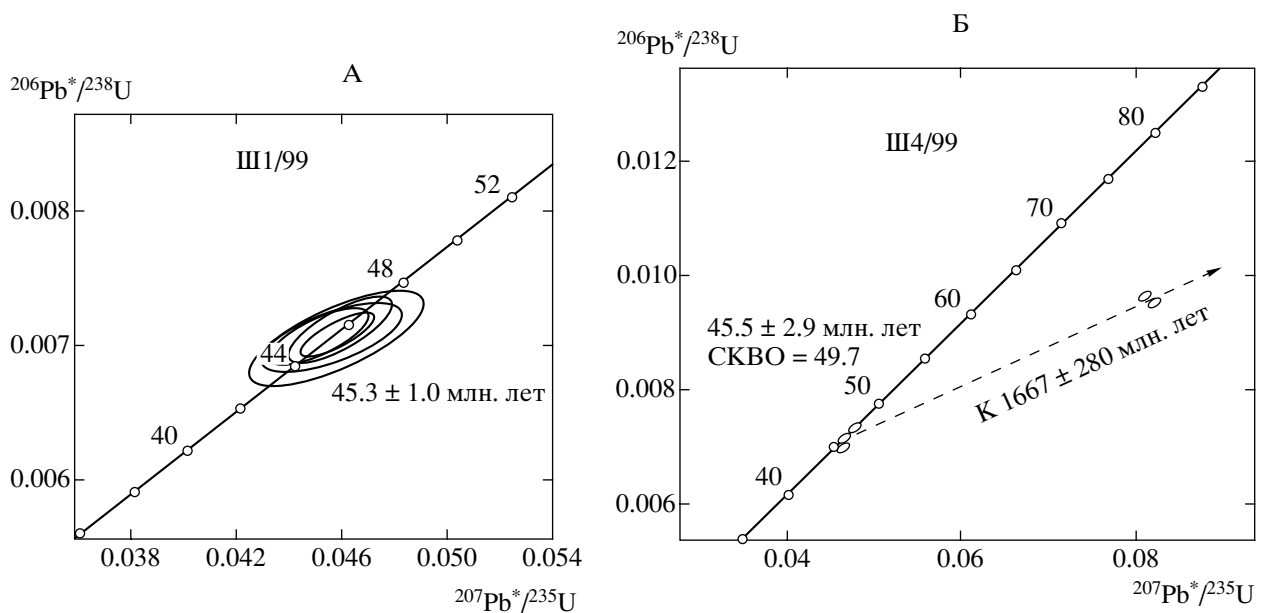


Рис. 3. Изохронные U/Pb диаграммы: А – для гранодиоритов Шаманкинской интрузии (обр. Ш1/99); Б – для риолитов из основания кинкильской свиты (обр. Ш4/99)

Таблица 4. Данные Rb/Sr датирования образца Ш1/99 (гранодиорит массива Шаманка)

Минерал	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Возраст, млн. лет	Пара минералов	Возраст, млн. лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
Плагиоклаз (Pl)	6.314	759.0	$0.02410 \pm \pm 0.00007$	$0.70388 \pm \pm 0.00002$	44.4 ± 0.1 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70389 \pm \pm 0.00003$ СКВО = 23.3	Плагиоклаз – роговая обманка	47.1 ± 1.1	$0.70386 \pm \pm 0.00002$
Роговая обманка (Hb)	9.566	15.86	$1.7447 \pm \pm 0.0016$	$0.70503 \pm \pm 0.00002$		Плагиоклаз – биотит	44.37 ± 0.04	$0.70386 \pm \pm 0.00002$
Биотит (Bi)	325.4	3.240	$295.72 \pm \pm 0.25$	$0.89023 \pm \pm 0.00003$		Биотит – роговая обманка	44.35 ± 0.04	$0.70393 \pm \pm 0.00002$

Примечание. Определение содержаний Rb и Sr проводилось методом изотопного разбавления с использованием смешанного трасера ^{85}Rb - ^{84}Sr . Изотопные отношения измерялись на масс-спектрометре Sector 54 фирмы Micromass. Работа прибора контролировалась измерениями международного стандарта стронция SRM 987. Изотопный состав стронция нормирован по $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Датировки получены В.Н. Голубевым (ИГЕМ РАН).

Шаманкинский массив сложен средне- и крупнозернистыми, местами порфировидными плагиогранитами и гранодиоритами с многочисленными ксенолитами вмещающих слоистых пород и гранодиорит- и диорит-порфиров и диабазов. Массив вытянут в меридиональном направлении и имеет пологий северо-западный и субвертикальный восточный контакт. С северо-запада интрузия оторочена штокверком разнообразных по составу даек, а на несколько большем удалении – серией субвулканических тел риолитов, близких по составу к риолитам кинкильской свиты. Гальки и валуны гранитоидов и роговиков присутствуют в верхнеэоценовых конгломератах, встречающихся к востоку от интрузии [30].

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

Проба гранодиоритов (Ш1/99) была отобрана в южной части массива (см. рис. 2). Возраст гранодиоритов определялся U/Pb, Rb/Sr и K/Ar методами. Результаты U/Pb метода по пяти навескам циркона (табл. 3) лежат на конкордии (рис. 3,А). Очевидно, что цирконы не содержат ксеногенного компонента. Возраст определен как 45.3 ± 1.0 млн. лет. Rb/Sr изохрона построена по 3 точкам (биотит, роговая обманка, плагиоклаз) (табл. 4, рис. 4). Параметры изохроны: возраст 44.4 ± 0.1 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70388 \pm 0.00003$, СКВО = 23.3. K/Ar методом из той же пробы (Ш1/99) датированы биотит и роговая обманка (табл. 5). Возраст по биотиту – 47.0 ± 1.3 млн. лет, по роговой обманке – 44.0 ± 2.5 млн. лет. Отметим, что результаты, полученные разными методами, имеют хорошую сходимость (рис. 5). Исключение составляет

лишь K/Ar датировка биотита, обнаруживающая удревление примерно на 6% величины возраста, что, вероятно, связано с избыточным радиогенным аргоном, возможно, сорбированным при вторичных изменениях. Возраст апатита, определенный (U-Th)/He методом – 40.3 млн. лет (определение П. Райнера, Калифорнийский технологический институт, США), соответствует времени вывода интрузии на поверхность в область эрозии. Для дальнейших геологических построений мы принимаем возраст Шаманкинской интрузии как 44.4 млн. лет (средний эоцен, лютетский век).

Вулканисты кинкильской свиты с резким структурным несогласием залегают на флише лесновской серии, а также, по данным [5, 30], – на кремнисто-вулканогенных отложениях ирунейской свиты. Вулканисты этой свиты широкой полосой протягиваются вдоль западного побережья Камчатки от устья реки Паланы на север. Кинкильский пояс в основном сложен субаэральными базальтами и андезитами, геохимически близкими к вулканистам окраинно-континентальных поясов [8, 29]. На основании сравнительно редких

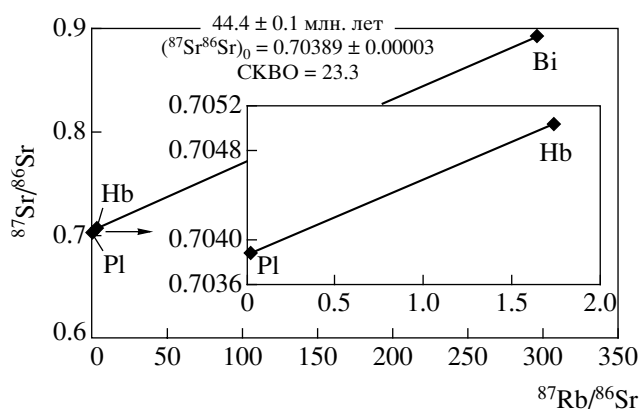


Рис. 4. Isochronная Rb-Sr диаграмма для гранодиоритов Шаманкинской интрузии (обр. Ш1/99)
Pl – плагиоклаз; Hb – роговая обманка; Bi – биотит

Таблица 5. Результаты определения К-Аг возраста биотита и роговой обманки из пробы Ш1/99 (гранодиорит массива Шаманка), биотита из пробы Ш4/99 (риолит кинкильской свиты)

Обр. №	Минерал	Калий, % $\pm 1\sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г $\pm 1\sigma$	Возраст, млн. лет $\pm 1.6\sigma$
Ш1/99	Биотит	6.67 ± 0.06	22.0 ± 0.3	47.0 ± 1.3
Ш1/99	Роговая обманка	0.54 ± 0.01	1.65 ± 0.06	44.0 ± 2.5
Ш4/99	Биотит	6.75 ± 0.06	21.8 ± 0.3	46.0 ± 1.3

Примечание. 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. Использованы константы: $\lambda_k = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат. %). Определения проведены М.М. Аракеянц и В.А. Лебедевым (ИГЕМ РАН).

находок флоры в осадочных прослоях и соотношений с лучше датированными осадочными толщами кинкильская свита относится к эоцену [7]. Возраст вулканитов, определенный К/Аг методом по валовым пробам, колеблется в интервале 37–51 млн. лет [8], но все эти цифры, так же, как и геохимические данные, относятся к породам,

обнажающимся на побережье Охотского моря. В непосредственной близости от района, изучавшегося нами, разрез кинкильской свиты имеет антидромное строение, начинаясь с риолитов и венчаясь базальтами [30].

Для определения возраста кинкильской свиты из ее базальных горизонтов была отобрана проба биотитсодержащих риолитов (Ш4/99), слагающих небольшое изолированное поле, окруженное выходами пород лесновской серии (см. рис. 2). Риолиты залегают субгоризонтально и с несогласием перекрывают интенсивно деформированные отложения лесновской серии. Отобранная порода состоит из фельзитовой основной массы, в которую погружены мелкие вкрапленники кварца, полевого шпата, опациitized амфибола и темно-бурого биотита. Возраст риолитов определялся U/Pb, К/Аг и трековым методами; U/Pb методом – по пяти навескам циркона (см. табл. 3 и рис. 3). Результаты определений по трем навескам лежат близко к конкордии (см. рис. 3,Б); две навески дали возрасты, смещенные от конкордии, что, по-видимому, связано с контаминацией родоначальным расплавом коровых комплексов, содержащих цирконы древнего возраста. По трем точкам возраст риолитов определен как 45.5 ± 2.9 млн. лет (см. рис. 3,Б). Верхнее пересе-

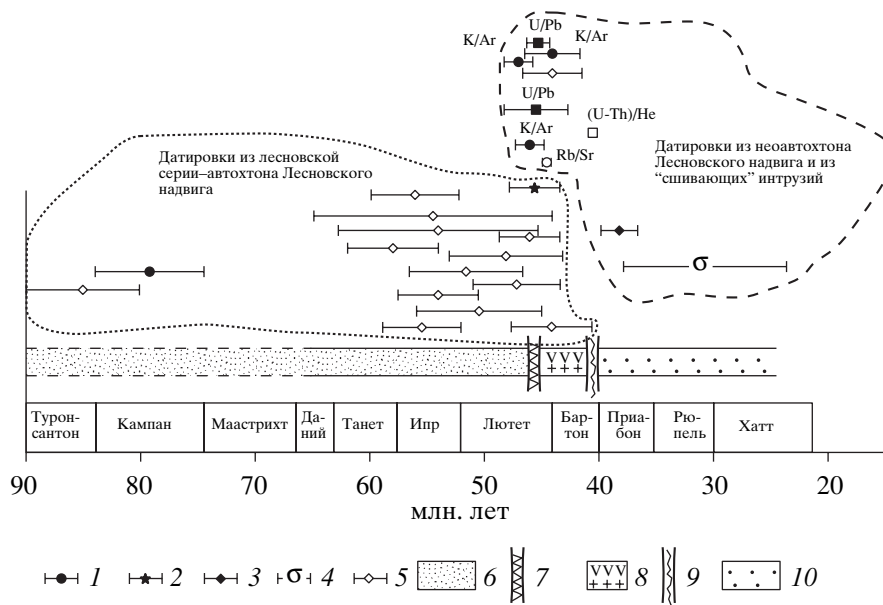


Рис. 5. Хронология геологических событий в центральной части Лесновского поднятия в интервале от кампана до олигоцена

1–4 – интервалы, ограничивающие возраст палеонтологических комплексов: 1, 2 – нанопланктон: 1 – из глыбы терригенных пород в поднадвиговом меланже лесновской серии [34], 2 – из лесновской серии [34], 3 – флора из нижней части шаманкинской свиты [30], 4 – фауна моллюсков из верхней части шаманкинской свиты [30]; 5 – возраст молодой популяции цирконов из песчаников лесновской серии, интервал указывает ошибку определения; 6 – накопление лесновской серии; 7 – деформация лесновской серии, формирование Лесновского надвига, поднятие и размыв; 8 – накопление кинкильской свиты и внедрение гранитов; 9 – поднятие и глубокий размыв с выведением на поверхность Шаманкинского массива; 10 – трансгрессия и накопление шаманкинской свиты

Таблица 6. Трековые датировки риолита кинкильской свиты (образец Ш4/99)

Минерал	ρ_s	Ns	ρ_i	Ni	ρ_d	N	χ^2	Возраст	-1 σ	+1 σ	U \pm 2se
Циркон	6.39	1071	7.04	1181	2.81	20	100	44.0	-2.5	+2.6	300.5 \pm 25.3
Апатит	0.47	185	1.57	612	28.4	14	99.7	44.3	-5.0	+5.7	22.1 \pm 2.0

Примечание. ρ_s – плотность треков спонтанного деления ^{238}U ($\text{см}^{-2} \times 10^6$), Ns – количество подсчитанных треков спонтанного деления, ρ_i – плотность треков индуцированного деления ^{235}U ($\text{см}^{-2} \times 10^6$), Ni – количество треков индуцированного деления, ρ_d – плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановая слюда) ($\text{см}^{-2} \times 10^5$), N – количество датированных зерен, χ^2 – хи-квадрат-вероятность в процентах. Z-фактор [40] для циркона, вычисленный по 10 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф), равнялся 104.32 ± 3.35 (± 1 se). Z-фактор [40] для апатита, вычисленный по 7 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф), равнялся 104.32 ± 3.35 (± 1 se). Образцы облучались в потоке тепловых нейтронов порядка 2×10^{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 1562.5 \times , сухой метод.

чение дискордии (1667 ± 280 млн. лет) позволяет предполагать присутствие ксеногенного, захваченного из вмещающих пород, материала. По K/Ar методу возраст по биотиту из той же пробы (Ш4/99) – 46.0 ± 1.3 млн. лет (см. табл. 5), что соответствует возрасту циркона в пределах ошибки. Возрасты циркона – 44.0 ± 2.6 млн. лет и апатита – 44.3 ± 5.7 млн. лет определены методом трекового датирования (табл. 6). Мы принимаем возраст захваченного ксеногенного материала как 1700 млн. лет (протерозой), возраст риолитового расплава – 45.5 млн. лет, а возраст его охлаждения ниже температуры 240°C – 44.0 млн. лет (средний эоцен, лютетский век).

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕСНОВСКОГО НАДВИГА

Формированию Лесновского надвига предшествовал длительный период независимого развития автохтонного и аллохтонного комплексов (рис. 6, I). Лесновская серия сложена в основном дистальными турбидитами и контуритами, которые накапливались у подножия континентального склона северо-восточной Азии [10, 16, 19]. Основной объем ирунейской свиты сформирован в пределах островной дуги и окраинного моря, отделявшего дугу от Евразийской окраины [9, 11, 13, 19]. Коллизия дуги с окраиной Азии привела к тому, что верхняя часть островодужной коры, сложенная преимущественно вулканитами и сопутствующими осадками, была обдуцирована на континентальную окраину, перекрыв при этом осадки континентального склона и его подножия.

Один из гипотетических вариантов формирования Лесновского надвига заключается в том, что при сближении литосферных плит тонкая (2–5 км), рассеченная многочисленными разрывами пластина островодужной коры отделяется от своего фундамента и перемещается вверх по

континентальному склону на 50–100 км, деформируя подстилающие осадки лесновской серии. Однако вызывает сомнение возможность отделения тонкой островодужной пластины от ее фундамента в результате общего сжатия литосферы, а также возможность ее движения вверх по склону. Кроме того, обнаруживается независимость структуры аллохтонного и автохтонного комплексов [23]. Складчатая структура автохтона срезается сместителем Лесновского надвига. Деформации аллохтона, сопряженные с зеленосланцевым метаморфизмом, предшествуют образованию основного сместителя и также им срезаются. В связи с этим предлагается другая модель формирования надвига.

Субдукция океанической литосферы под островную дугу должна была привести к тому, что внешний край поздне мелового турбидит-контуритового шлейфа северо-восточной Азии начал погружаться в глубоководный желоб (см. рис. 6, II). Резкое увеличение мощности осадков на погружающейся плите привело к их соскабливанию и формированию аккреционной призмы, источником материала которой была не дуга, а континент (см. рис. 6, III). Субдукция под дугу прекратилась в результате приближения к желобу более мощной и легкой континентальной литосферы, подстилавшей верхнюю часть континентального склона [10]. Продолжающееся сближение плит вызвало интенсивное сжатие островодужной литосферы, быстрый подъем островной дуги и потерю гравитационной устойчивости сформированного поднятия. Его верхние части в виде последовательности относительно тонких пластин быстро соскальзывают в сторону уже сформированной аккреционной призмы, формируя Лесновский надвиг (см. рис. 6, IV, V). Эти данные хорошо согласуются с моделью коллизии дуга – континент, предложенной Е.А. Константиновской [12].

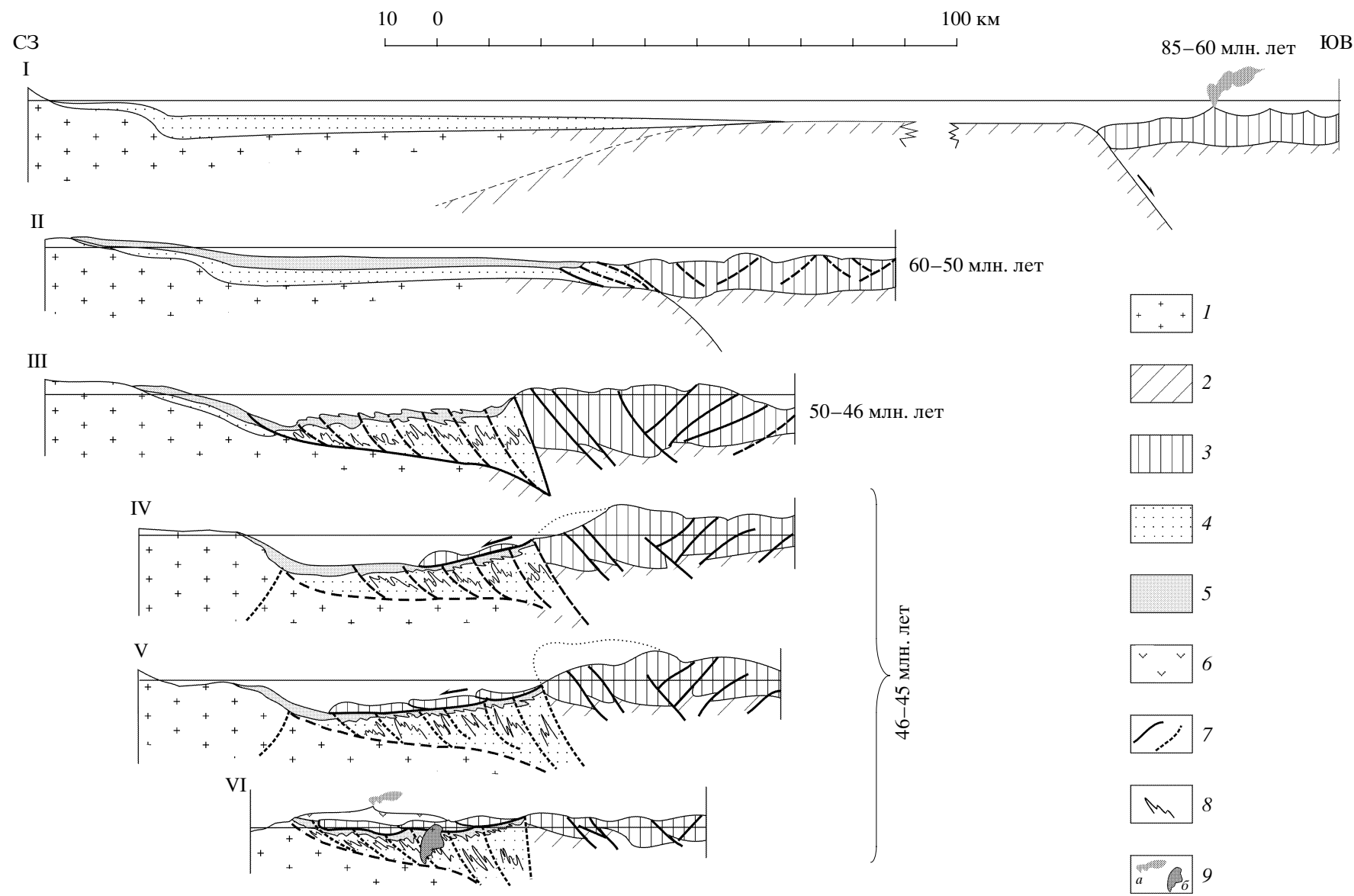


Рис. 6. Модель формирования Лешовского надвига (Северная Камчатка). По вертикале структуры показаны вне масштаба
 1 – континентальная кора Евразийской окраины; 2 – океаническая и окраинноморская кора; 3 – позднемеловые островодужные комплексы (аллохтон); 4 – меловые – раннепалеоценовые турбидиты континентальной окраины (автохтон – лесновская серия); 5 – позднепалеоцен-эоценовые турбидиты континентальной окраины (автохтон – лесновская серия); 6 – среднеэоценовые вулканиты кинкильской серии; 7 – разломы; 8 – складчатые деформации автохтона; 9 – постколлизийные: а – вулканизм, б – интрузии

ВЫВОДЫ

Согласно определениям нанопланктона и трековым определениям возраста обломочного циркона, терригенные толщи автохтона Лесновского надвига накапливались, начиная с сантона – кампана и до начала среднего эоцена включительно. Наиболее молодая популяция цирконов в опробованных песчаниках лесновской серии остыла и попала в осадок не ранее 46 млн. лет тому назад (см. рис. 5). По возрасту молодой популяции цирконов песчаники лесновской серии аналогичны песчаникам северной части Укэлятского прогиба (район реки Матыскен) [22, 33, 46].

Шаманкинский массив гранодиоритов интродировал деформированные отложения автохтона, зону Лесновского надвига и нижнюю часть аллохтонной пластины не позднее 44.4 млн. лет назад (комплекс изотопных методов) (см. рис. 5). Нижняя, риолитовая, часть кинкильской свиты начала накапливаться не позднее 45.5 млн. лет назад (комплекс изотопных методов) (см. рис. 5). Абсолютные датировки подтверждают комагматичность гранодиоритов Шаманкинского массива и нижней части кинкильской свиты.

Окончание накопления терригенных осадков лесновской серии автохтона и начало формирования неавтохтонных комплексов в пределах ошибки аналитических методов совпадают. Это означает, что деформация лесновской серии, формирование Лесновского надвига, постнадвиговое поднятие и размыв произошли очень быстро, в течение 1 млн. лет, а возможно, и быстрее. Учитывая то, что амплитуда Лесновского надвига более 50 км [23, 32], скорость движения аллохтона надвига, по-видимому, превышала 5 см/год. Такие значения скоростей превышают скорость относительного сближения Тихоокеанской плиты с Евразией (Северной Америкой) для начала среднего эоцена [38]. Не исключено, что движение аллохтона на северо-восток не является прямым отражением сближения плит, а связано с гравитационным соскальзыванием тонких пластин с поднятия, возникшего несколько ранее (см. рис. 6). Полученная датировка Лесновского надвига близка к возрасту наиболее отчетливого регионального углового несогласия в кайнозой Камчатки, фиксируемого в основании снатольского горизонта (середина лютета) [7]. Таким образом, надвигообразование на перешейке Камчатки реально отражает важное коллизионное событие.

В заключение авторы выдвигают гипотезу. Если считать формирование Лесновско-Ватынской сутуры (45 млн. лет назад) индикатором окончания коллизии позднемиоценовой дуги с окраиной континента, то это событие на 2 млн. лет предшествовало главной перестройке (около 43 млн. лет назад)

кинематики океанических плит в Северной Пацифике и могло являться ее причиной.

Авторы благодарят Дж. Джерельса (Университет штата Аризона, США); М.М. Аракелянца, В.Н. Голубева и В.А. Лебедева (все ИГЕМ РАН), П. Райнера (Калифорнийский технологический институт, США) за изотопные датировки, а также Е.А. Щербинину (ГИН РАН) за определения нанопланктона. Авторы признательны Н.А. Богданову, С.Д. Соколову и Н.В. Короновскому за ценные замечания при рецензировании статьи.

Работа проведена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 98-05-64525, № 02-05-64967), Национального научного фонда (США) – проекты EAR 94-18989 (Дж.И. Гарвер), EAR 94-18990 (М.Т. Брэндон) и ОРР-9911910.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Вишневецкая В.С., Кебезинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
2. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 97–110.
3. Богданов Н.А., Кебезинская П.К. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 3–11.
4. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
6. Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251 с.
7. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
8. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
9. Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. Верхнемеловые вулканы перешейка Камчатки // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 58–66.
10. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемиоценовых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Советская геология. 1975. № 12. С. 53–65.
11. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика Центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82–96.
12. Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
13. Левашова Н.А., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов Сре-

- динного хребта Камчатки // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 2. С. 65–75.
14. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.
 15. Митрофанов Н.П., Шелудченко С.Д. О возрасте терригенных отложений на юго-западе Центрально-Корякской складчатой зоны // Геология и геофизика. 1981. № 4. С. 128–131.
 16. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
 17. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
 18. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // М.: Научный мир, 1998. 164 с.
 19. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
 20. Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья (опыт использования террейнового анализа) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
 21. Соловьев А.В. Геологическое строение и кинематика Ватыно-Вьюенского надвига (Корякское нагорье). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1997. 24 с.
 22. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666 – 668.
 23. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корякия) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 56–74.
 24. 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. 2001. Т. 9. № 3. С. 89–100.
 25. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы АН, 1992. 54 с.
 26. Федорчук А.В. Происхождение базальтовых серий востока Олюторской зоны // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 37–46.
 27. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.
 28. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
 29. Шанцер А.Е., Федоров П.И. Геохимия нижнекайнозойских вулканических пород Западной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 14. Вып. 6. С. 20–26.
 30. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
 31. Шапиро М.Н., Маркевич П.С., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 36–49.
 32. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Структура и эволюция Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 71–82.
 33. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена Западно-Камчатско-Укэляятской зоны // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 374–389.
 34. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Щербинина Е.А., Кравченко-Бережной И.Р., Гарвер Дж.И. Новые данные о возрасте лесновской серии на Камчатке: датировка коллизии островной дуги с континентом // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 841–851.
 35. Brandon M.T. Decomposition of fission-track grain-age distributions // American Journal of Science. 1992. Vol. 292. P. 535–564.
 36. Brandon M.T. Probability density plot for fission-track grain-age samples // Radiation Measurements. 1996. Vol. 26. № 5. P. 663–676.
 37. 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 // American Journal of Science. 1992. Vol. 292. P. 565–636.
 38. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Geological Society of America. Special Paper 206. 1985. 59 p.
 39. Fleisher R.L., Price P.B., Walker R.M. Nuclear tracks in solids // University of California Press, Berkeley, CA, 1975. 605 p.
 40. 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.
 41. Hurford A.J., Carter A. The role of fission-track dating in discrimination of provenance // Development in sedimentary provenance studies. Geol. Soc. London Spec. Publ. 57. 1991. P. 67–78.
 42. Hurford A.J., Fitch F.J., Clarke A. Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission-track dating // Geol. Mag. 1984. Vol. 121. P. 269–277.
 43. Galbraith R.F. Graphical display of estimates having differing standard errors // Technometrics. 1988. Vol. 30. P. 271–281.
 44. Garver J.I., Brandon M.T. Fission-track ages of detrital zircon from mid-Cretaceous sediments of the Methow-

- Tyughton basin, southern Canadian Cordillera // *Tectonics*. 1994. Vol. 13. № 2. P. 401–420.
45. *Garver J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J.J.* Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology / Eds. Ring U., Brandon M.T., Lister G.S. & Willett S.D. // *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. Geological Society, London. 1999. Special Publications, 154. P. 283–304.
46. *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. Vol. 25. № 6–7. P. 565–570.
47. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.M.H. et al.* Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific. US Geological Survey. Open File. Report 98-754. 125 p.
48. *Price P.B., Walker R.M.* Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // *Jour. Geophys. Res.* 1963. Vol. 68. P. 4847–4862.
49. *Soloviev A.V., Garver J.I., Shapiro M.N.* Timing of arc-continent collision using fission-track ages of detrital zircon from the Lesnaya Group, Kamchatka, Russia // 1999. <http://apatite.union.edu/Kamchatka/Lesnaya.html>.
50. *Wagner G.A., Van Den Haute P.* *Fission-Track Dating*. Kluwer Academic Publishers, 1992. 285 p.
51. *Worrall D.M.* Tectonic history of the Bering sea and the evolution of the tertiary strike-slip basins of the Bering shelf // *Geological Society of America. Special paper* 257. 1991. 120 p.

Рецензенты: С.Д. Соколов, Н.А. Богданов

Lesnaya Nappe, Northern Kamchatka

A. V. Solov'ev*, M. N. Shapiro**, and J. I. Garver***

**Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 119180 Russia*

***Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123810 Russia*

****Geology Department, Olin Building, Union College, Schenectady NY, 12308-2311, U.S.A.*

Abstract—The Lesnaya-Vatyn nappe (Southern Koryakia, Kamchatka) was formed as a result of collision between a Cretaceous island arc with the Eurasian continent. The Cretaceous marginal marine and island-arc complexes are obducted along this suture onto the Cretaceous-Paleogene deposits of the Eurasian continental margin. The suture is overridden by the neoautochthonous volcanics of the Kinkil' belt and cut by intrusions. Fission-track zircon dating of the autochthonous clastics (Lesnaya Group) along with nannoplankton datings showed that it was formed before the middle of the Middle Miocene. The Neoautochthon (Kinkil' Formation) of the Lesnaya-Vatyn thrust and the intrusion that cuts it (Shamanka massif) are dated as 45 Ma. Therefore, the Lesnaya thrust was emplaced at 45–46 Ma during less than 1 Ma. A collision model is proposed.