

**ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ И ДЕСТРУКЦИИ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЙ
ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ**

А.В. Аржанникова, М. Жоливе*, С.Г. Аржанников, Р. Вассалло, А. Шове*****

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** Laboratoire Géosciences Rennes, CNRS-UMR 6118, Université Rennes 1, Rennes, France*

*** LGCA, ISTERre, Université de Savoie, Le Bourget du Lac, France*

**** Laboratoire Géosciences Montpellier, CNRS-UMR 5243, Université Montpellier II, Montpellier, France*

Изучена история развития пенеплена Восточного Саяна с помощью трекового анализа апатитов. Этот метод позволяет определить время формирования поверхности выравнивания и оценить скорость ее денудации. Наиболее крупным реликтом поверхности выравнивания данного района является Окинское плоскогорье, отделенное от хр. Кропоткина Окино-Жомболокским разломом. Формирование пенеплена в районе Окинского плоскогорья приходится, по данным трекового анализа, на позднюю юру — ранний мел. Этот возраст значительно моложе, чем возраст поверхностей выравнивания, сохранившихся в Тянь-Шане, Гобийском и Монгольском Алтае (ранняя юра), но древнее пенеплена на плато Чулышман на Алтае (поздний мел), что свидетельствует об асинхронности образования древнего пенеплена Центральной Азии. Похожая история эксгумации образцов с Окинского плоскогорья и с хр. Кропоткина свидетельствует о том, что эти морфотектонические структуры с юры до конца миоцена развивались как единый блок, подвергавшийся непрерывной медленной денудации со средней скоростью 0.0175 мм/год. В позднем миоцене активные тектонические процессы привели к деструкции поверхности выравнивания и поднятию отдельных ее участков на разные гипсометрические уровни. При этом приближенная оценка скорости вертикальных движений по Окино-Жомболокскому разлому за плиоцен-четвертичный период составила 0.046—0.080 мм/год, что в несколько раз выше скорости денудации в данном районе. Окинское плоскогорье на плиоцен-четвертичном этапе не претерпело значительных морфологических изменений за счет своего промежуточного положения между вершинной и базисной поверхностью Восточного Саяна и частичного бронирования базальтовыми лавами.

История развития рельефа, трековый анализ апатитов, возраст поверхности выравнивания, скорость денудации.

**THE TIME OF THE FORMATION AND DESTRUCTION OF THE MESO-CENOZOIC
PENEPLANATION SURFACE IN EAST SAYAN**

A.V. Arzhannikova, M. Jolivet, S.G. Arzhannikov, R. Vassallo, and A. Chauvet

The history of the peneplain in East Sayan was studied using apatite fission-track analysis (AFTA). This method is suitable for determining the formation time of the erosional surface and estimating its denudation rate. The largest known relic of the peneplanation surface in this area is the Oka Plateau, separated from the Kropotkin Ridge by the Oka–Jombolok fault. The AFTA shows that the peneplain on the Oka Plateau formed in the Late Jurassic–Early Cretaceous. This peneplain is much younger than the erosional surfaces that persist today in the Tien Shan, Gobi Altai, and Mongolian Altay (Early Jurassic). However, it is older than that on the Chulyshman Plateau, Altai (Late Cretaceous), suggesting asynchronous formation of the ancient peneplain in Central Asia. The similar exhumation histories of samples from the Oka Plateau and Kropotkin Ridge indicate that these morphotectonic structures developed from Jurassic to late Miocene as a single block, which underwent continuous slow denudation at an average rate of 0.0175 mm/yr. Active tectonic processes in the Late Miocene caused the destruction of the peneplanation surface and its partial uplifting to different altitudes. The rate of Pliocene–Quaternary vertical movements along the Oka–Jombolok fault is roughly estimated at 0.046–0.080 mm/yr, which is several times higher than the denudation rate in this area. During the Pliocene–Quaternary, the Oka Plateau has not undergone any significant morphologic changes owing to its intermediate position between the summit plain and datum surface of East Sayan and to its partial shielding by basaltic lavas.

Topography evolution, apatite fission-track analysis, age of peneplanation surface, denudation rate

ВВЕДЕНИЕ

Изучение истории развития мезозойско-кайнозойского пенеппена является одним из важных направлений в решении научной проблемы эволюции рельефа Центральной Азии. Во второй половине XX столетия были проведены ширококомасштабные работы по исследованию древних поверхностей выравнивания, механизмов формирования денудационного рельефа и установления его относительного возраста по коррелятным отложениям и методом литолого-формационного анализа осадочных толщ [Лопатин, Тимофеев, 1971; Миляева, 1971; Поверхности..., 1973, 1974, 1976; Проблемы..., 1976; Тимофеев, 1979; Ивановский, 2011]. Термохронологические исследования последних лет [Jolivet et al., 2001; 2007, 2011; Sobel et al., 2006; Vassallo et al., 2007b; De Grave et al., 2007, 2008, 2011a,b; Glorie et al., 2012] позволили выйти на новый уровень в изучении эволюции рельефа и определить методами абсолютной геохронологии юрский возраст для масштабной области пенеппенизации Центральной Азии. Реликты поверхности выравнивания сохранились на обширной территории от Северного Тибета до Южной Сибири. Эта поверхность была разорвана третичными тектоническими движениями, связанными с Индо-Азиатской коллизией, и отдельные ее участки представляют собой вершинные плато, поднятые на 4000 м (например, хр. Их-Богд в Гобийском Алтае и Баатар в Монгольском Алтае) (рис. 1). Сохранность этой поверхности в течение почти 150 млн лет в Центральной Азии была обусловлена необычным сочетанием длительного периода тектонического спокойствия и относительно сухого климата в течение мезозоя и кайнозоя [Jolivet et al., 2007]. Начало формирования пенеппена в районе Тянь-Шаня, Гобийского и Монгольского Алтая приходится на раннюю юру [Jolivet et al., 2007, 2010; Vassallo et al., 2007b; De Grave et al., 2007, 2011a,b; Glorie et al., 2011]. Продатированный пенеппен на плато Чулышман (Алтай) (см. рис. 1) показал меловой возраст поверхности [De Grave et al., 2008]. По данным трекового анализа для этого плато реконструирована трехстадийная история эксгумации, обусловленная периодом позднеюрско-раннемеловой тектонической активизации района (возможно, связанным со сдвиговой тектоникой, с которой авторы работы [Метелкин и др., 2012] отождествляют режим сжатия и деформаций, проявившийся в мезозое в пределах Алтае-Саянской области), поздний мел — раннеэоценовым периодом стабилизации и реактивизацией горообразовательных процессов в позднем кайнозое.

Реликты поверхности выравнивания были выделены на Сибирской платформе (в виде педиппенов и придолинных поверхностей [Проблемы..., 1976; Тимофеев, 1979], а также в ее южном обрамлении,

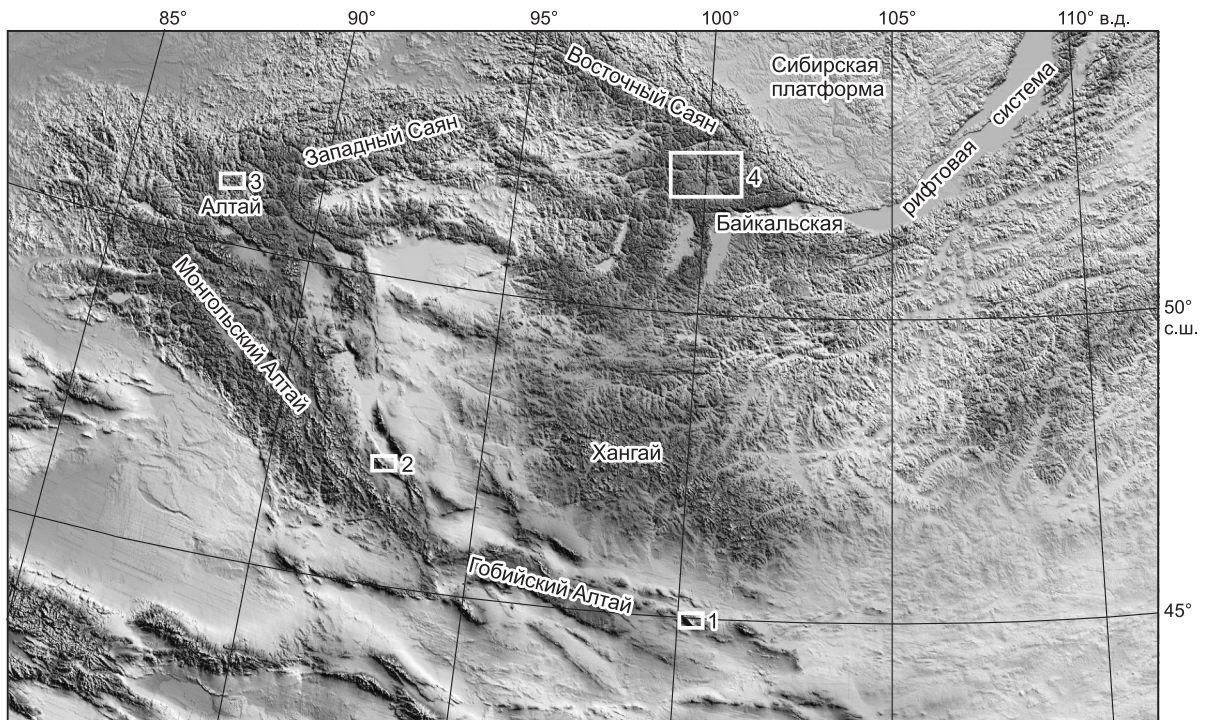


Рис. 1. Цифровая модель рельефа северных районов Центральной Азии.

Белыми прямоугольниками обозначены крупные датированные реликты мезокайнозойского пенеппена и район исследования: 1 — плато Их-Богд (195 ± 21 и 196 ± 7 млн лет [Jolivet et al., 2007]), 2 — плато Баатар (192 ± 7 млн лет [Jolivet et al., 2007]), 3 — плато Чулышман (начало формирования плато 70—100 млн л.н. [De Grave et al., 2008]), 4 — Окинское плоскогорье.

где первоначально сглаженный рельеф был переработан в кайнозое горообразовательными процессами и формированием впадин на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы [Ламакин, 1960; Флоренсов, 1964]. Наиболее крупным реликтом поверхности выравнивания южного обрамления Сибирской платформы является Окинское плоскогорье (см. рис. 1), расположенное на высоте 2000—2500 м в Восточном Саяне и занимающее промежуточное положение между вершинной и базисной поверхностью хребта. Механизм формирования поверхностей выравнивания дискусионен [Лопатин, Тимофеев, 1971; Проблемы..., 1976; Тимофеев, 1979], и мы не можем дать авторскую оценку процессам горизонтальной (пенеплен) или боковой (педиплен) планировки рельефа Окинское плоскогорья. Это тема для отдельных геоморфологических исследований, не входившая в задачи нашей работы. Поэтому, называя Окинское плоскогорье реликтом древнего пенеплена, мы вкладываем в это понятие его первоначальный смысл («денудационная волнистая почти равнина, возникшая на месте расчлененной территории») [Тимофеев, 1979, с. 16]. Термин «пенеплен» применяли для Окинское плоскогорья и другие исследователи [Обручев, 1953; Гроссвальд, 1965], мы тоже используем его, не претендуя на установление механизмов выравнивания рельефа в данном районе. В задачи работы входило определение возраста поверхности выравнивания в районе Окинское плоскогорья с целью уточнения, принадлежит ли он к единой юрской области пенепленизации Центральной Азии или является остатком более локальной поверхности выравнивания, формировавшейся позже в районе южной границы Сибирской платформы?

В основе работы лежит трековый анализ апатитов (apatite fission track analysis), позволяющий определить время формирования поверхности выравнивания и оценить скорость ее денудации.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ВОСТОЧНОГО САЯНА

Алтае-Саянская горная область, по данным термохронологических исследований [De Grave, Van den haute, 2002; De Grave et al., 2003, 2007, 2008, 2011a,b; Jolivet et al., 2007], считается самым северным районом Центральной Азии, рельеф которого ассоциируется с удаленным воздействием Индо-Азиатской коллизии. Деформации сжатия и сдвига со сжатием характерны для большинства районов Центральной Азии, расположенных к северу от коллизионного фронта. Их распространение фиксируется горообразовательными процессами, в результате которых сформировался ряд горных систем от Гималаев до Алтая [Добрецов и др., 1995; Jolivet et al., 1999, 2001, 2007; De Grave, Van den haute, 2002; De Grave et al., 2003, 2007, 2008, 2011a,b; Buslov et al., 2007; Vassallo et al., 2007b; Буслов и др., 2008]. Восточно-Саянский горный массив расположен вдоль юго-западной границы Сибирской платформы и является северо-восточным окончанием Алтае-Саянской горной области (см. рис. 1).

Поднятие Восточно-Саянского горного массива имело сводово-глыбовый характер, сопровождалось обновлением древних разломов, возникновением межгорных впадин и излиянием базальтовых лав. Двухфазный процесс горообразования в Восточном Саяне отмечался многими исследователями [История..., 1969; Вдовин, 1976; Rasskazov et al., 2000; Ivanov, Demonterova, 2009]. В более ранних работах [История..., 1969; Вдовин, 1976] указывается, что первая фаза кайнозойского горообразования началась в олигоцене. Затем в неогене территория переживала период относительного покоя и стабилизации тектонических движений, который закончился к концу плиоцена. С этого момента началась вторая фаза активного горообразования, продолжавшаяся в течение всего четвертичного периода. Именно в это время сформировались основные черты современного рельефа. Более поздние геохронологические исследования вулканитов и осадочных пород [Rasskazov et al., 2000; Ivanov, Demonterova, 2009] позволили применить абсолютные методы датирования для восстановления основных этапов горообразования в Восточном Саяне. Первый этап обширного поднятия, по этим данным, приходится на интервал 22—15 млн лет. Он сопровождался небольшим эрозионным расчленением с последующим излиянием базальтовых лав, бронирующих раннемиоценовый палеорельеф. Второй этап, характеризующийся быстрым ростом отдельных горных хребтов, начался, по данным [Rasskazov et al., 2000], 8.7 млн л.н., а по данным [Ivanov, Demonterova, 2009] — около 5 млн л.н. С ним связаны перестройка гидросети, деформации поверхности выравнивания и вулканические извержения. Тектонические движения сопровождался усиленным эрозионным расчленением и формированием современного плана речной сети.

При этом, несмотря на активный рост гор, в некоторых частях Восточного Саяна встречаются области с древним денудационным рельефом, почти не измененным последующими процессами. Наиболее полно они представлены на Окинское плоскогорье, где занимают площадь более 400 км² (рис. 2). Здесь поверхность выравнивания представляет собой пологоволнистую равнину, неглубоко расчлененную долинами рек и частично перекрытую базальтовыми лавами. Основными особенностями рельефа Окинское плоскогорья, по данным [Уфимцев и др., 2007], являются наличие разновысотных ступеней и различие морфологических ландшафтов в юго-западной (собственно плоскогорные ландшафты) и северо-восточной (более дифференцированный рельеф) его частях. Возраст эрозионной поверхности традиционно считается мел-палеогеновым [Медведев, 1970; Милыева, 1971], хотя специальных исследова-

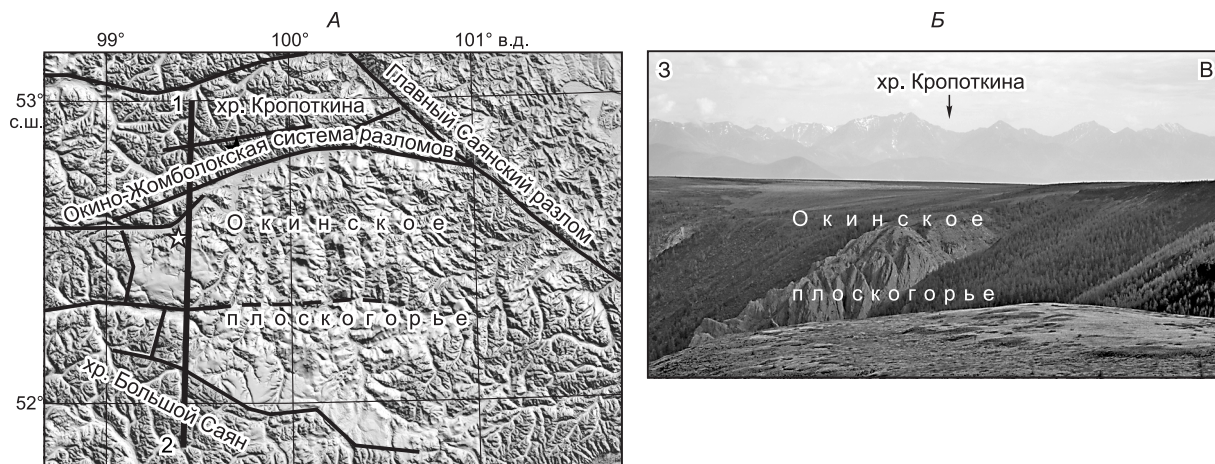


Рис. 2. Цифровая модель рельефа Окинского плоскогорья и окружающих хребтов (А); фотография Окинского плоскогорья (Б).

А — черными линиями показаны основные разломы, звездочками отмечены места отбора проб на Окинском плоскогорье и на южном склоне хр. Кропоткина. 1—2 — профиль.

ний, связанных с абсолютным датированием пенеплена, в этом районе не проводилось. В предыдущей работе [Jolivet et al., 2011], используя термохронологический метод трекового датирования апатитов (apatite fission track thermochronology), тектонический анализ и морфологическое изучение неогеновых лавовых потоков, была сделана попытка восстановить доолигоценую морфологию Восточного Саяна, которая представляла собой, по нашим данным, обширную, постоянно обновляющуюся, эрозионную поверхность. Данные трекового анализа, характеризующие возраст пенеплена и реконструкцию мезокайнозойской тектонической истории, представлены ниже.

ТРЕКОВЫЙ АНАЛИЗ

В 60-х годах прошлого столетия учеными был предложен и затем успешно разрабатывался новый метод определения возраста минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана, накапливающихся в минерале в ходе геологической истории [Price, Walker, 1963; Шуколюков и др., 1965; Fleisher et al., 1975; Соловьев, Богданов, 2000]. На сегодняшний день трековый анализ — это стандартный метод геохронологии, который активно применяется в мировой практике, в том числе для количественной оценки скорости поднятия и возраста рельефа [Jolivet et al., 1999, 2001, 2007, 2009, 2011; Sobel et al., 2001; Ritz et al., 2003; Roger et al., 2003; Vassallo et al., 2007b]. Метод позволяет реконструировать термальную историю коренных пород в зоне частичного отжига треков (зона PAZ — partial annealing zone) между 60 ± 10 °C и 110 ± 10 °C (на глубине между 2 и 4 км, если рассчитывать по стандартному геотермическому градиенту 30 °C/км). Трековые возрасты апатита из терригенных и магматических комплексов позволяют судить о времени выведения пород на близповерхностные уровни.

Образцы для трекового анализа были отобраны из апатитсодержащих коренных пород на Окинском плоскогорье (обр. S07-3, гранит), а также на южном склоне хр. Кропоткина (образцы S07-5, S07-7, S07-8, S07-11 и S07-12) вдоль уступа Окино-Жомболокского разлома (таблица, см. рис. 2). При этом образцы S07-5, S07-7 и S07-8 (граниты) отобраны вдоль 350-метрового вертикального профиля, обр. S07-11 (двуслюдяной парагнейс) — ниже и западнее предыдущего профиля, близко к Окино-Жомболокскому разлому. Образец S07-12 (гранит) взят в непосредственной близости от Окино-Жомболокского разлома внизу уступа, но все еще в пределах блока хр. Кропоткина. Породы отбирались в стороне от многочисленных базальтовых потоков, присутствующих в данном районе, что позволило избежать термального воздействия вулканизма на изучаемые образцы. Анализы делались в лаборатории Géosciences Rennes (UMR CNRS 6118), Франция. Методология определения трекового возраста апатитов и моделирования термальной истории подробно описана в работе [Jolivet et al., 2011], краткое описание приводится ниже.

Образцы апатитов были протравлены в 6.5%-м HNO_3 (1.6 M) в течение 45 с при 20 °C для обнаружения треков спонтанного деления ядер урана [Seward et al., 2000]. Предварительно образцы облучали

Результаты трекового анализа апатитов

Образец	Порода	Координаты места отбора образцов, с.ш.; в.д.	Абс. высота, м	Nb	$\rho_d \cdot 10^4/\text{см}^2$	$\rho_s \cdot 10^4/\text{см}^2$	$\rho_i \cdot 10^4/\text{см}^2$	[U], г/т	$P(\chi^2)$, %	D_{par} , мкм	MTL $\pm 1\sigma$, мкм	Std, мкм	FT age $\pm 2\sigma$, млн лет
S07-3	Гранит	52°35'14.7"; 99°25'29.3"	2009	25	142.6(10533)	41.39 (601)	83.2 (1208)	7	71	1.0	13.1 \pm 0.1	1.71	123.5 \pm 9.6
S07-5	»	52°49'52.0"; 99°43'42.3"	2348	14	139.7(10533)	42.74 (106)	121.77 (302)	12	75	2.8	12.8 \pm 0.1	2.00	85.6 \pm 10.9
S07-7	»	52°48'51.3"; 99°44'34.6"	2113	28	130.9(10533)	31.43 (182)	83.59 (484)	8	83	1.7	13.3 \pm 0.1	1.93	85.9 \pm 9.0
S07-8	»	52°48'45.2"; 99°44'47.1"	2034	25	129.5(10533)	54.82 (358)	145.48 (950)	14	48	1.2	12.7 \pm 0.1	2.10	85.2 \pm 7.4
S07-11	Парагнейс	52°46'50.0"; 99°41'11.3"	1735	12	138.2(10533)	242.53 (747)	505.52 (1557)	44	5	1.0	12.5 \pm 0.1	1.83	114.6 \pm 9.5
S07-12	Гранит	52°45'29.1"; 99°39'10.7"	1464	20	135.3(10533)	87.64 (546)	260.03 (1620)	23	55	1.0	12.9 \pm 0.1	1.72	79.6 \pm 6.2

Примечание. Nb — количество проанализированных кристаллов; ρ_d — плотность индуцированных треков, которая могла бы быть получена в каждом индивидуальном образце, если бы концентрация U в нем была эквивалентна концентрации U в стекло-дозиметре CN5; ρ_s и ρ_i — плотность спонтанных и индуцированных треков соответственно (в скобках после значений ρ_d , ρ_s и ρ_i дано общее число подсчитанных треков); [U] — рассчитанная концентрация U; $P(\chi^2)$ — вероятность, с которой протрапированные кристаллы имеют постоянное соотношение ρ_s/ρ_i ; D_{par} — среднее значение диаметров протравленного следа пересечения треков с поверхностью анализируемого кристалла апатита; MTL — измеренное среднее значение длин треков; Std — стандартное отклонение при измерении длин треков; FT age — трековый возраст апатитов, рассчитанный с использованием программы Trackkey [Dunkl, 2002].

нейтронным потоком со скоростью $1.0 \cdot 10^{16}$ нейтронов/см² в Университете Орегона, США. Слюдю, использованную как внешний детектор, протравливали в 40%-м HF в течение 40 мин при 20 °C для выявления индуцированных треков. Возраст рассчитывали по методу [Hurford, 1990]. Треки были подсчитаны при помощи программы Autoscan® вручную на микроскопе Zeiss M1 при 1250-кратном увеличении под сухими объективами. Все возрасты являются центральными возрастными, и ошибки оцениваются в 2σ [Galbraith, Laslett, 1993; Galbraith, 2005]. Данные приведены в таблице.

Моделирование термальной истории было сделано с помощью программы QTQt [Gallagher et al., 2009] с мультикинетической моделью отжига [Ketcham et al., 2007], которая принимает в расчет параметр D_{par} (диаметр протравленного следа пересечения треков с поверхностью анализируемого кристалла апатита). Измерения были выполнены при 2000-кратном увеличении. Каждое значение D_{par} (см. таблицу) является средним от 50 до 100 измерений.

Треки деления ядер урана распространяются во всех направлениях в кристаллах апатита, но для достоверного измерения их длин мы ограничились измерением только горизонтальных треков, параллельных поверхности образца и полностью находящихся внутри кристалла (т.е. не выходящих на поверхность и значит частично не срезанных). Измерения были выполнены под отраженным светом при 1250-кратном увеличении (сухой объектив) с использованием системы Autoscan® ручным способом. Гистограммы распределения длин треков представлены на рис. 3.

Полученные данные трекового датирования (см. таблицу) свидетельствуют о меловом возрасте образцов (85—123 млн лет). Относительно высокие значения средних длин треков (MTL, от 12.5 ± 0.1 до 13.3 ± 0.1 мкм) и их однородное распределение (см. таблицу, рис. 3) свидетельствуют об одностадийной истории эксгумации [Galbraith, Laslett, 1993].

Термальное моделирование данных трекового анализа позволило более полно представить температурно-временную историю Окинского плоскогорья и хр. Кропоткина (рис. 4). Модель термальной истории образцов показывает динамику их остывания, которая свидетельствует о скорости эксгумации в определенный период времени. В данном случае для всех образцов характерно медленное монотонное остывание в зоне частичного отжига (PAZ). Образец с Окинского плоскогорья (S07-3) входит в PAZ в ранней юре (190 млн лет) и покидает ее в позднем мелу (90 млн лет). Для образцов с хр. Кропоткина, принадлежащих к единому блоку (S07-5, S07-7, S07-8 и S07-12), вхождение в PAZ соответствует поздней юре — началу мела (135, 150, 155 и 145 млн лет соответственно), а покидание зоны — концу мела — началу палеогена (50, 65, 60 и 55 соответственно). Принимая во внимание среднюю линию остывания, полученную по трековому моделированию обр. S07-3 с Окинского плоскогорья (остывание образца со

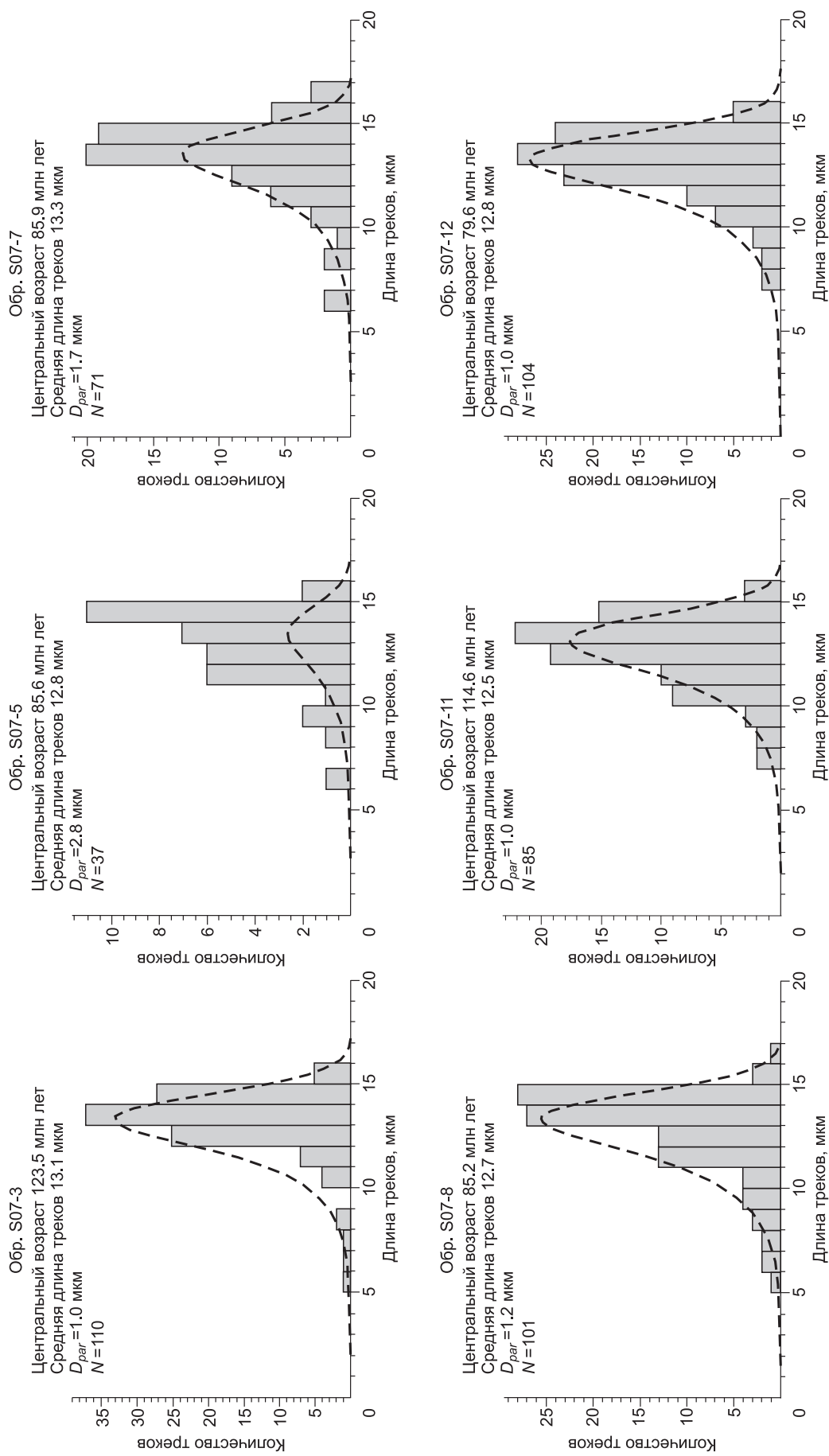


Рис. 3. Гистограммы распределения длин треков для образцов с Окинского плоскогорья (S07-3) и с хр. Кропоткина (S07-5, S07-7, S07-8, S07-11, S07-12).

N — количество измеренных длин треков. Гистограммы соответствуют данным измерений, а штриховая линия — рассчитанным данным.

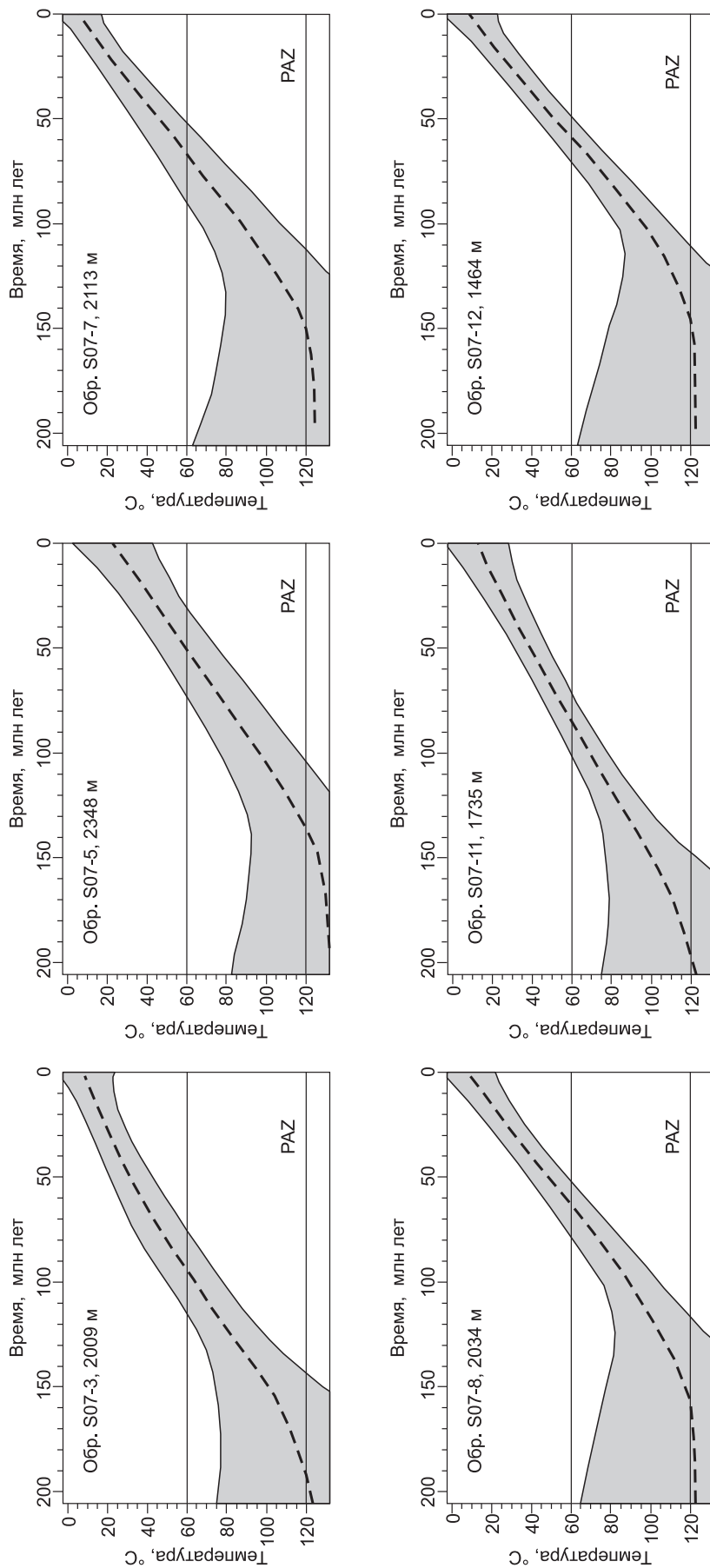


Рис. 4. Результаты термального моделирования образцов с Окинского плоскогорья (S07-3) и с хр. Кропоткина (S07-5, S07-7, S07-8, S07-11, S07-12).

Серым цветом закрашена область термальной истории для каждого образца с 95%-й достоверностью [Callagher et al., 2009]. Штриховая линия на моделях соответствует среднему из всех измеренных значений. Горизонтальные линии показывают границы зоны частичного отжига трек.

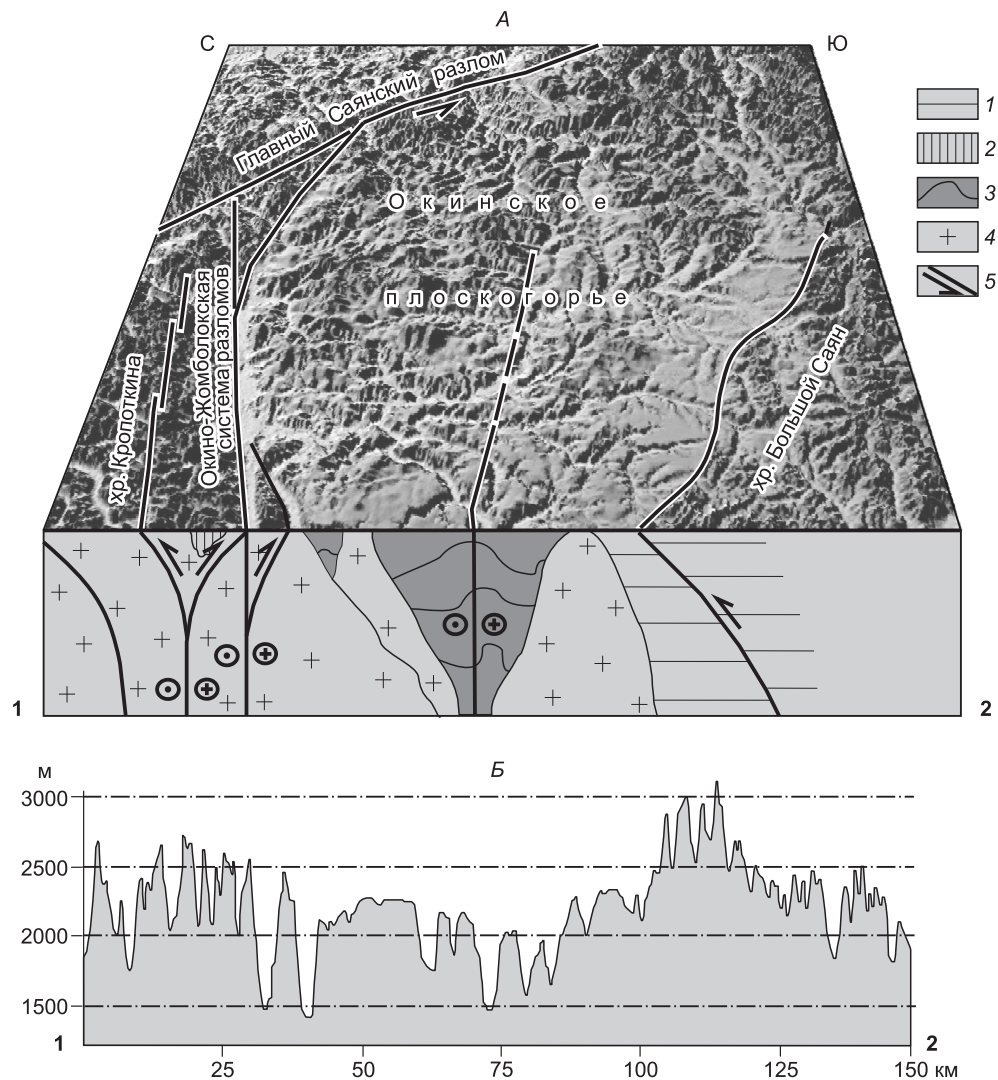


Рис. 5. Генерализованная тектоническая схема формирования горных хребтов на границе с Окинским плоскогорьем во время неоген-четвертичного этапа неотектонических движений (разрез по профилю 1—2, см. рис. 2) (А); топографический профиль вдоль разреза (Б).

1—3 — отложения: 1 — кембрийские, 2 — нижнепалеозойские, 3 — протерозойские, 4 — палеозойские гранитоиды, 5 — активные разломы.

120 до 20 °С произошло за 190 млн лет), и средний геотермический градиент 30 °С/км, средняя скорость эксгумации между 190 млн лет и 0 млн лет оценивается в 0.0175 мм/год.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Скорость эксгумации представляет собой скорость выведения пород с глубинных уровней на поверхность. Эксгумация пород происходит как за счет тектонических, так и за счет денудационных процессов. В нашем случае термальные истории образцов с Окинского плоскогорья и с хр. Кропоткина идентичны, что говорит о том, что в позднем мезозое—раннем кайнозое вертикальных межблоковых движений между ними не происходило. Этот факт, а также то, что рассчитанная скорость имеет довольно низкое значение, свидетельствуют о том, что скорость эксгумации соответствует скорости денудации данных морфотектонических структур.

Термальное моделирование наиболее древнего образца с Окинского плоскогорья (S07-3) показало, что, как минимум, начиная с ранней юры (момент вхождения в PAZ — 190 млн лет) тектонические процессы на данной территории стабилизировались, и последующее время характеризуется медленной денудацией существовавшего на тот момент рельефа. Определение «возраста» поверхности выравнивания (т.е. того времени, когда поверхность уже представляла собой низкий слаборасчлененный рельеф) возможно при совместном рассмотрении термальных моделей всех образцов (см. рис. 4) — это тот момент, когда средние линии остывания для всех образцов в зоне PAZ становятся идентичными. Происходит это за счет того, что над образцами не существует больше дифференцированного рельефа, они с данного момента эродируются с одинаковой скоростью. Таким образом, время формирования поверхности выравнивания, по результатам термального моделирования, можно оценить в 150—140 млн лет. Позднее продолжающаяся денудация способствовала постоянному обновлению сформированной поверхности.

Дифференцированные движения блоков друг относительно друга начались во время последнего, неоген-четвертичного, этапа неотектонических движений, когда по зоне Окино-Жомболокского разлома хр. Кропоткина был поднят относительно Окинского плоскогорья [Arzhannikova et al., 2011]. Большую роль при этом играли сдвиговые перемещения по субширотным разломам, которые в поле северо-восточного сжатия имели левостороннюю кинематику и взбросовую компоненту (рис. 5, А). Последняя фаза неотектонических движений в Саянском массиве, сопровождающаяся поднятием отдельных горных хребтов, на моделях термальной истории наших образцов не читается. Это связано с недостаточной скоростью вертикальных неоген-четвертичных движений хр. Кропоткина относительно Окинского плоскогорья. Разница абсолютных высот между двумя блоками должна быть не менее 2000 м, чтобы на поверхности оказались образцы, покинувшие PAZ на плиоцен-четвертичном этапе активизации. В нашем же случае разница высот составляет в среднем 400 м (см. рис. 5, Б), и, таким образом, образцы, содержащие информацию о неоген-четвертичных скоростях вертикальных движений по зоне Окино-Жомболокского разлома, еще не вышли на дневную поверхность.

Однако возможно оценить скорость неоген-четвертичных движений по Окино-Жомболокскому разлому, исходя из амплитуды поднятия хр. Кропоткина относительно Окинского плоскогорья (400 м) и времени начала последнего этапа поднятия отдельных горных хребтов, хотя такая оценка является очень осредненной. Последний этап начался, по данным [Rasskazov et al., 2000], 8,7 млн л.н., а, по данным [Ivanov, Demonterova, 2009], около 5 млн л.н. Примерная средняя скорость вертикальных движений по Окино-Жомболокскому разлому за данный период может составлять, таким образом, 0,046—0,080 мм/год, что, как минимум, в два раза выше скорости денудации Саянского массива за долгосрочный период.

Рассчитанная скорость денудации Окинского плоскогорья за поздний плейстоцен—голоцен, по данным космогенно-изотопного анализа ^{10}Be [Jolivet et al., 2011], сопоставима со скоростью, рассчитанной по трековому методу, и составляет от 0,012 до 0,020 мм/год. Низкая скорость денудации Окинского плоскогорья на последнем этапе обусловлена, на наш взгляд, его промежуточным гипсометрическим положением между базисной и вершинной поверхностью Саянского массива, а также частичному бронированию базальтовыми лавами.

Результаты наших предыдущих исследований [Jolivet et al., 2007; Vassallo et al., 2007a,b] к югу от Восточного Саяна, в Гобийском Алтае, позволили выделить несколько этапов активизации горообразования. Высокая скорость эксгумации в данном районе характерна для раннеюрского и плиоцен-четвертичного времени. Эти два периода разделены продолжительным этапом стабилизации тектонических движений. По данным космогенно-изотопного ^{10}Be датирования террас была рассчитана скорость вертикальных тектонических движений хр. Их-Богд (Гобийский Алтай) в позднем плейстоцене—голоцене, которая составила 0,1 мм/год [Vassallo et al., 2007a]. Это на порядок выше скоростей, полученных нами для Восточного Саяна, что может свидетельствовать о том, что интенсивность горообразовательного процесса на последнем этапе уменьшается в северном направлении.

ВЫВОДЫ

Таким образом, начало формирования пенеплена в районе Окинского плоскогорья приходится, по данным трекового анализа, на позднюю юру—ранний мел. Этот возраст значительно моложе, чем возраст поверхностей выравнивания, сохранившихся в Тянь-Шане, Гобийском и Монгольском Алтае (ранняя юра [Jolivet et al., 2007, 2010; Vassallo et al., 2007b; De Grave et al., 2007; 2011a,b; Glorie et al., 2011]), но древнее пенеплена на плато Чулышман на Алтае (поздний мел [De Grave et al., 2008]). Это говорит об асинхронности формирования древнего пенеплена Центральной Азии.

Похожая история эксгумации образцов с Окинского плоскогорья и с хр. Кропоткина свидетельствует о том, что они с юры до конца миоцена развивались как единый блок, подвергавшийся непрерывной медленной денудации со средней скоростью 0,0175 мм/год.

В позднем миоцене в Восточном Саяне к денудационным прибавились активные тектонические процессы, началась деструкция поверхности выравнивания и поднятие отдельных ее участков на разные гипсометрические уровни. При этом грубая оценка скорости вертикальных движений по Окино-Жомбо-локскому разлому за плиоцен-четвертичный период составила 0.046—0.080 мм/год, что, как минимум, в два раза выше скорости денудации. В целом скорости поднятия хребтов в Восточном Саяне на порядок ниже таковых в Гобийском Алтае.

Медленная скорость денудации Окинского плоскогорья, рассчитанная за поздний плейстоцен—голоценовое время, является результатом того, что плоскогорье оказалось на промежуточном гипсометрическом положении в окружении горных хребтов. При этом эрозионные процессы в хребтах почти полностью уничтожили остатки пенепплена. Однако плоскогорье «законсервировалось» между горами и не претерпело значительных морфологических изменений на плиоцен-четвертичном этапе. Этому также способствовало частичное бронирование его поверхности миоценовыми базальтовыми лавами.

Авторы благодарят рецензентов д.г.-м.н. Г.Ф. Уфимцева и д.г.-м.н. М.М. Буслова за ценные рекомендации по улучшению статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и CNRS (международный проект PICS — 09-05-91052_НЦНИ-4881).

ЛИТЕРАТУРА

Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (9), с. 862—870.

Вдовин В.В. Основные этапы развития рельефа. М., Наука, 1976, 270 с.

Гроссвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., Наука, 1965, 165 с.

Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 5—19.

Ивановский Л.Н. Рельеф и экзогенные процессы гор. Избранные труды. Новосибирск, Наука, 2011, 294 с.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтай-Саянская горная область / Под ред. С.А. Стрелкова, В.В. Вдовина. М., Наука, 1969, 415 с.

Ламакин В.В. К геологической истории Прибайкальского пенепплена // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода № 24. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 129—133.

Лопатин Д.В., Тимофеев Д.А. Иркутский пленум Геоморфологической комиссии АН СССР по поверхностям выравнивания, июнь 1971 г. // Геоморфология, 1971, № 4, с. 103—106.

Медведев М.Е. Поверхности выравнивания и формирование рельефа восточной части Восточного Саяна // Поверхности выравнивания. Материалы к IX пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР. Иркутск, Институт географии Сибири и Дальнего Востока АН СССР, 1970, вып. 3, с. 105—107.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.

Миляева Л.С. Возраст исходной поверхности выравнивания горного пояса гор Сибири // Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск, Наука, 1971, с. 50—60.

Обручев С.В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время // Изв. Всесоюзного географического общества, 1953, № 5, с. 533—546.

Поверхности выравнивания / Ред. Н.А. Флоренсов. М., Наука, 1973, 264 с.

Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР / Ред. И.П. Герасимов. М., Недра, 1974, 444 с.

Поверхности выравнивания и коры выветривания / Ред. Д.А. Тимофеев. М., Наука, 1976, 200 с.

Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. II. Поверхности выравнивания, аккумулятивные равнины, речные долины / Ред. Д.А. Тимофеев. М., Наука, 1976, 319 с.

Соловьев А.В., Богданов Н.А. Термальная история нефтегазоносных бассейнов: метод трекового датирования детритового апатита // Вест. ОГГГГН РАН, 2000, т. 1, № 2, с. 12.

Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М., Наука, 1979, 270 с.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Окинское плоскогорье как особенный элемент орографии Восточной Сибири // Геоморфология, 2007, № 4, с. 96—103.

- Флоренсов Н.А.** Геоморфология // Геология СССР. Т. 35 (Бурятская АССР). М., Недра, 1964, с. 564—580.
- Шуколюков Ю.А., Крылов И.Н., Толстихин И.Н., Овчинникова Г.В.** Треки осколков деления урана в мусковите // Геохимия, 1965, № 3, с. 291—301.
- Arzhannikova A., Arzhannikov S., Jolivet M., Vassallo R., Chauvet A.** Pliocene to Quaternary deformation in South East Sayan (Siberia): initiation of the Tertiary compressive phase in the southern termination of the Baikal Rift System // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, v. 40, p. 581—594.
- Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.V., Batalev V.Yu.** Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan Mountains: a review of geological, thermochronological and geophysical data // *J. Asian Earth Sci.*, 2007, v. 29, p. 205—214.
- De Grave J., Van Den Haute P.** Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // *Tectonophysics*, 2002, v. 349, p. 145—159.
- De Grave J., Dehandschutter B., Van Den Haute P., Buslov M.M., Boven A.** Low-temperature thermo-tectonic evolution of the Altai-Sayan mountains, South Siberia, Russia // *Geophys. Res. Abstracts*, 2003, v. 5, 11996.
- De Grave J., Buslov M.M., Van Den Haute P.** Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // *J. Asian Earth Sci.*, 2007, v. 29, p. 188—204.
- De Grave J., Van Den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., Glorie S.** Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region // *Radiation Measurements*, 2008, v. 43, p. 38—42.
- De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.I., Vanhaeke F., Elburg M., Van Den Haute P.** The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // *Gondwana Res.*, 2011a, v. 20, № 4, p. 745—763.
- De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Van Den Haute P.** Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins // *Terra Nova*, 2011b, v. 23, № 4, p. 248—256.
- Dunkl I.** TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data // *Comput. Geosci.*, 2002, v. 28, p. 3—12.
- Fleisher R.L., Price P.B., Walker R.M.** Nuclear tracks in solids. Berkeley, University of California Press, 1975, 605 p.
- Galbraith R.F.** Statistics for fission track analysis. Boca Raton, Chapman & Hall/CRC, 2005, 224 p.
- Galbraith R.F., Laslett G.M.** Statistical models for mixed fission track ages // *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 1993, v. 21, p. 459—470.
- Gallagher K., Charvin K., Nielsen S., Sambridge M., Stephenson J.** Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems // *J. Mar. and Petrol. Geol.*, 2009, v. 26, p. 525—535.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Vandoorne W., Ryabinin A., Van Den Haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A.** Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai–Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): zircon U/Pb constraints on the igneous record // *Gondwana Res.*, 2011, v. 20, № 2—3, p. 465—484.
- Glorie S., De Grave J., Delvaux D., Buslov V.V., Zhimulev F.I., Vanhaecke F., Elburg M.A., Van Den Haute P.** Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): new constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and palaeostress analysis // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 45, p. 138—149.
- Hurfurd A.J.** Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology // *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Section)*, 1990, v. 80(2), p. 171—178.
- Ivanov A.V., Demonterova E.I.** Tectonics of the Baikal rift deduced from volcanism and sedimentation: a review oriented to the Baikal and Hovsgol Lake systems // *Biosilica in evolution, morphogenesis, and nanobiology, progress in molecular and subcellular biology, marine molecular biotechnology* / Eds. W.E.G. Muller, M.A. Grachev. Berlin, Heidelberg, Germany, Springer-Verlag, 2009, p. 27—54.

Jolivet M., Roger F., Arnaud N., Brunel M., Tapponnier P., Seward D. Histoire de l'exhumation de l'Altyn Shan: indications sur l'âge de la subduction du bloc du Tarim sous le système de l'Altyn Tagh (Nord Tibet) // *C.R. Acad. Sci. Paris*, 1999, v. 329, p. 749—755.

Jolivet M., Brunel M., Seward D., Xu Zh., Yang J., Roger F., Tapponnier P., Malavieille J., Arnaud N., Wu C. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission-track constraints // *Tectonophysics*, 2001, v. 343, p. 111—134.

Jolivet M., Ritz J.-F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., De Vicente R., Arzhannikova A., Arzhannikov S. The Mongolian summits: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // *Geology*, 2007, v. 35, p. 871—874, doi: 10.1130/G23758A.1

Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // *Tectonics*, 2009, v. 28, TC3008, 21 p., doi:10.1029/2008TC002404.

Jolivet M., Dominguez S., Charreau J., Chen Y., Yongan Li, Qingchen Wang. Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the Central Chinese Tian Shan: reactivated tectonic structures and active deformation // *Tectonics*, 2010, v. 29, TC6019, p. 30, doi:10.1029/2010TC002712.

Jolivet M., Arzhannikov S., Arzhannikova A., Chauvet A., Vassallo R., Braucher R. Geomorphic Mesozoic and Cenozoic evolution in the Oka-Jombolok region (East Sayan ranges, Siberia) // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, doi:10.1016/j.jaes.2011.09.017.

Ketcham R.A., Carter A., Donelick R.A., Barbarand J., Hurford A.J. Improved modelling of fission-track annealing in apatite // *Amer. Miner.*, 2007, v. 92, p. 799—810.

Price P.B., Walker R.M. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // *J. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, p. 4847—4862.

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., Misharina V.A., Chernyaeva G.P. Uplift of the Baikal rift system and change of vegetation in its flanks as inferred from variations of spores, pollen, and diatoms in sediments // *Terra Nostra*, 2000, № 9, p. 148—163.

Ritz J.F., Bourlès D., Brown E.T., Carretier S., Chery J., Enhtuvushin B., Galsan P., Finkel R.C., Hanks T.C., Kendrick K.J., Philip H., Raisbeck G., Schlupp A., Schwartz D.P., Yiu F. Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108 (B3), 2162, doi:10.1029/2001JB000553.

Roger F., Arnaud N., Gilder S., Tapponnier P., Jolivet M., Brunel M., Malavieille J., Xu Z., Yang J. Geochronological and geochemical constraints on Mesozoic suturing in East Central Tibet // *Tectonics*, 2003, v. 22, № 4, 1037, 20 p.

Seward D., Spikings R., Viola G., Kounov A., Ruiz G.M.H., Naeser N. Etch times and operator variation for spontaneous track lengths measurements in apatites: an intra-laboratory check // *On Track*, 2000, v. 10, p. 16—21.

Sobel E.R., Arnaud N., Jolivet M., Ritts B.D., Brunel M. Jurassic to Cenozoic exhumation history of the Altyn Tagh range, NW China, constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and apatite fission track thermochronology // *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: from continental assembly to intracontinental deformation* / Eds. M.S. Hendrix, G.A. Davis. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer. Memoir, 2001, 194, p. 247—267.

Sobel E.R., Osnik M., Burbank D., Mikolaichuk A. Exhumation of basement-cored uplifts: example of the Kyrgyz range quantified with fission track thermochronology // *Tectonics*, 2006, v. 25, p. 1—17.

Vassallo R., Ritz J.-F., Braucher R., Jolivet M., Carretier S., Larroque C., Chauvet A., Sue C., Todbileg M., Bourles D., Arzhannikova A., Arzhannikov S. Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia // *Tectonics*, 2007a, v. 26, TC5013, p. 1—24, doi: 10.1029/2006TC002081.

Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.-F., Braucher R., Larroque Ch., Sue C., Todbileg M., Javkhlanbold D. Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007b, v. 259, p. 333—346, doi: 10.1016/j.epsl.2007.04.047.