



ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ РАЗЛОМОВ ГОРНОГО АЛТАЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДАТИРОВАНИЯ ТРАВЕРТИНОВ

Г. Г. Русанов*, Е. В. Деев**, Ю. М. Ряполова***, И. Д. Зольников****

Находки травертинов позволяют уверенно говорить о палеогидротермальной активности некоторых разломов в юго-восточной, центральной и северо-восточной частях Горного Алтая. Большинство этих образований представляет собой карбонатный материал, цементирующий различные типы рыхлых отложений и превращающий их в конгломераты, брекчии, гравелиты и песчаники. Кроме того, присутствуют карбонатные жилы, а также травертины пористого и пемзового вида, слагающие небольшие по площади тела. Радиоуглеродный возраст травертинового материала колеблется от 34440 ± 860 до 3475 ± 35 лет, что укладывается в рамки конца позднего неоплейстоцена – голоцена. Две датировки указывают на то, что в регионе присутствуют травертины с возрастом древнее 40000 лет.

Ключевые слова: травертины, карбонатные жилы, радиоуглеродное датирование, активные разломы, Горный Алтай.

PALEOHYDROTHERMAL ACTIVITY OF FAULTS IN THE GORNY ALTAI BASED ON TRAVERTINE DATING

G. G. Rusanov, E. V. Deev, Yu. M. Ryapolova, I. D. Zolnikov

The travertine findings imply paleo-hydrothermal activity of some faults in the southeastern, central and northeastern parts of the Gorny Altai. Most of these formations consist of carbonate material, cementing various types of loose deposits and turning them into conglomerates, breccias, gravelstones and sandstones. Additionally, the carbonate veins as well as travertine of both porous and pumice kinds are present, forming small bodies. The travertine radiocarbon age ranges from 34440 ± 860 to 3475 ± 35 years, which is within the end of Late Pleistocene – Holocene. Also two ages indicate travertine older than 40 000 years.

Keywords: travertine, carbonate veins, ^{14}C dating, active faults, the Gorny Altai.

Травертины и известковые туфы образуются в результате хемогенного осадконакопления из подземных обогащенных углекислотой вод. Их формирование связано с термальными и холодными водами, температура которых варьирует от 4 до 75 °C [11–13, 18].

Проявления травертинов известны во многих современных тектонически активных областях (Северный Кавказ [12], Камчатка [16], Японские острова [21], Эгейско-Анатолийский регион [17, 20], Апеннины [23], Андалузские горы [19], Йеллоустонское плато [18], Восточно-Африканская рифтовая система [11]) и указывают на гидротермальную активность развитых в их пределах разломов и зон повышенной трещиноватости. Характерны они и для активизированных в кайнозойе орогенов юга Сибири, включая Байкальскую рифтовую зону [2], Кузнецкий Алатау и Салаир [13].

В Горном Алтае травертиновые образования впервые отмечены А. С. Мухиным в 1934 г. при описании геологического строения Курайской зоны ртутного оруденения. К настоящему времени они установлены на склонах хребтов Юго-Восточного и Центрального Алтая, в зонах их сочленения с Чуйской, Курайской и Уймонской межгорными впадинами, в тектонических озерных кот-

ловинах и речных долинах северо-западной, северной и северо-восточной частей Горного Алтая (Телецкое озеро, рр. Бия, Катунь, Иша, Песчаная и др.) [1, 6, 7, 9].

В Горном Алтае в результате цементации коллювиальных, делювиально-пролювиальных, аллювиальных, ледниковых и других типов рыхлых обломочных отложений карбонатным материалом, содержащимся в водах гидротермальных подземных источников, формировались преимущественно травертиновые конгломераты, брекчии, гравелиты и песчаники. Цементации подвергались и катаклазиты, развитые в зонах активных разломов. Травертиновый цемент, как правило, базальный, характеризуется бурым или буро-серым цветом и кальцитовым составом. Также присутствуют карбонатные жилы, травертины пористого и пемзового вида. Травертиновые образования слагают небольшие по площади тела.

Внешне конгломераты и брекчии с травертиновым цементом схожи с среднемиоцен-нижнечетвертичными отложениями кызылгирской, бекенской и башкаусской свит, отчего возраст поздненеоплейстоценовых и голоценовых отложений, содержащих прослойки травертиновых брекчий и конгломератов, часто удревнялся. Известны случаи, когда их рассматривали как юрские, девонские или даже кембрийские конгломераты. Об истинных рубежах проявления палеогидротермальной деятельности свидетельствуют ре-

*ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» (с.Малоенисейское); ** ИНГГ СО РАН (Новосибирск); *** НГУ (Новосибирск); **** ИГМ СО РАН (Новосибирск)



Возраст травертинов Горного Алтая

№ п/п	№ пробы	Датируемый материал	Географическая привязка	Возраст, лет
1	СОАН-3129	Травертиновый материал, цементирующий абляционную морену, подстилающие ее озерно-ледниковые и перекрывающие склоновые осадки	Район левого притока р. Чибитка у оз. Чейбеккель (50.40060° N, 87.61164° E, Alt = 1958 м)	9520±105
2	СОАН-3138	Травертиновый материал, цементирующий склоновые коллювиальные щебнисто-дресвяные отложения	Восточный берег оз. Чейбеккель	16595±310
3	СОАН-8400	Желтовато-серый кальцитовый цемент травертинизированных конгломератов	Левый борт долины р. Чуя (на высоте 15 м над урезом реки), в 1 км выше устья р. Чибитка (50.31277° N, 087.49337° E, Alt = 1187 м)	13780±150
4	СОАН-3127	Травертиновая жила	Низовья р. Ештыкол правого притока р. Шавла	32500±800
5	СОАН-3128	Кальцитовая жила, секущая травертиновую брекчию с кальцит-арагонитовым цементом, развитую по вулканогенным туфоконгломератам тыдтуярыкской свиты	Водораздельная седловина в 1,2 км к северо-западу от г. Сукор (2919 м), на абсолютной высоте 2600 м	>40000
6	СОАН-3122	Травертиновый материал, цементирующий грубообломочные склоновые отложения	Низовьях безымянного ручья, левого притока р. Чуя, в 5 км ниже устья руч. Куэхтанар	32500±1120
7	СОАН-3121	Карбонатная жила, секущая грубообломочные склоновые образования с травертиновым цементом	Там же	31250±590
8	СОАН-3140	Травертиновый материал, цементирующий буроцветные доледниковые отложения	Правом берег р. Чуя, в 275 м ниже устья правого рукава руч. Куэхтанар (в интервале разреза от поверхности 8,0–10,0 м)	34440±860
9	СОАН-3123	Травертиновый материал, цементирующий буроцветные доледниковые отложениям	Там же, с глубины 35 м	>40000
10	СОАН-8547	Буро-серый кальцитовый травертиновый матрикс тектонической брекчи	Тектонический уступ в 1 км к востоку от пос. Маргала (50.2448° N, 86.00142° E)	14605±95
11	СОАН-3125	Обломки травертинов, рассеченные кальцит-арагонитовыми жилами, среди пролювиальных отложений (на глубине 6 м)	Северо-западное побережье Камгинского залива Телецкого озера	8850±65
12	СОАН-3114	Пористые (пемзового вида) травертины	Восточный берег Телецкого озера, в низовьях долины р. Кокша	3475±35
13	СОАН-4004	Кальцитовый цемент травертинизированных конгломератов	Основание пятой надпойменной террасы р. Бия в 3,5 км выше с. Старая Ажинка (52.6344° N, 86.4444° E, Alt = 231 м)	14825±160
14	СОАН-4005	Травертины желтовато-серого, светло-серого и белесого цвета крепкие, крупнопористые, с ноздреватой поверхностью	Нижняя часть правого борта р. Бия в 2,35 км к северо-западу от с. Новая Ажинка (52.56644° N, 86.30365° E, Alt = 242 м)	9335±80

Примечание. Определения возраста выполнены в лаборатории геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата ИГМ СО РАН. Для расчета возраста использован период полураспада ^{14}C , равный 5570 лет. Возраст рассчитан от 1950 г.

зультаты радиоуглеродного датирования травертиновых образований. К настоящему времени опубликованы разрозненные радиоуглеродные датировки травертинов Горного Алтая, полученные по образцам, отобранным преимущественно В. В. Бутвиловским [1], а также авторами данной работы [6, 7, 9] (см. таблицу). В предлагаемой статье предпринята попытка обобщения этих данных и их увязки с конкретными разломами, проявлявшими гидротермальную активность в четвертичное время (рис. 1).

Травертиновые образования Горного Алтая

Юго-Восточный Алтай. Здесь грубообломочные отложения с травертиновым цементом и травертиновые жилы развиты достаточно широко и образуют многочисленные, хотя и небольшие по площади и мощности тела вдоль разрывных нарушений в пределах Курайской рудной зоны, Чаган-Узунского и Кызылчинского рудных полей, склонов Курайского, Айгулакского, Северо-Чуйского и Шапшальского хребтов. Для некоторых из них получены радиоуглеродные определения возраста.

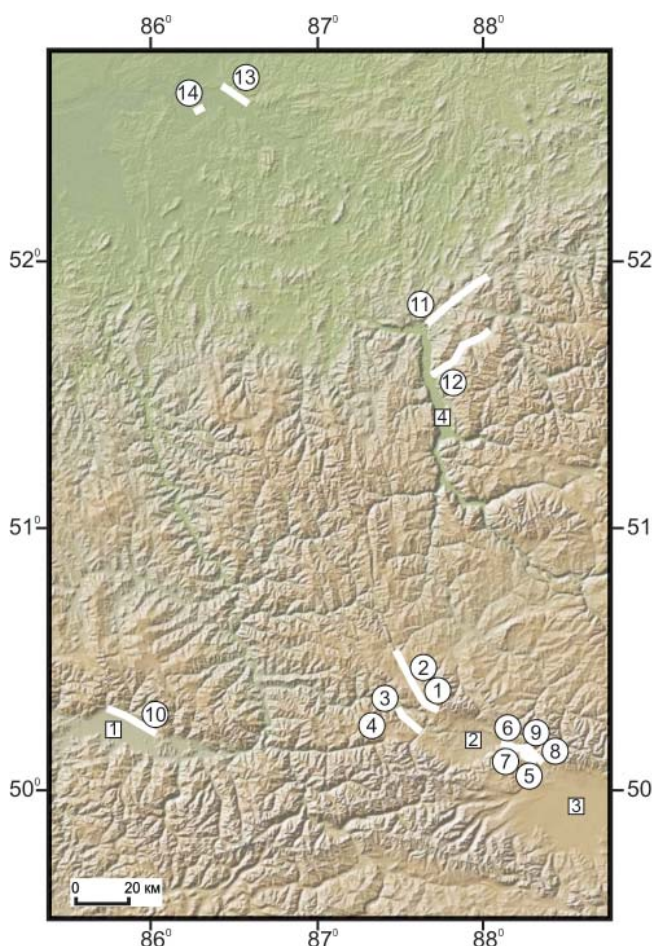


Рис. 1. Распространение полей травертиновых образований на территории Горного Алтая. Белые линии – активные разломы или их участки, к которым приурочены поля травертиновых образований; цифры в кружках – номера датированных образцов согласно их порядковым номерам в таблице; цифры в квадратах – межгорные впадины (1 – Уймонская, 2 – Курайская, 3 – Чуйская, 4 – Телецкая)

Две датировки по карбонатизированным образованиям получены В. В. Бутвиловским в зоне сочленения Айгулакского хребта и Кубадринского массива, надстраивающего к западу Курайский хребет. Здесь проходит протяженный Чокракский разлом, который тянется от слияния Кузнецко-Алтайской и Западно-Саянской разломных зон в районе Телецкого озера. На рассматриваемом участке разлом с востока ограничивает Сорулукельскую впадину, а затем совпадает с тектоническим ущельем р. Чибитка (рис. 2, а). Далее на юг разлом меняет простирание на субширотное и вписывается в Чуйско-Курайскую зону разломов.

Непосредственно в ущелье р. Чибитка, севернее пос. Акташ, находится обвальное-подпрудное оз. Чейбеккель. В районе левого притока р. Чибитка у оз. Чейбеккель (50.40060° N, 87.61164° E, Alt = 1958 м) от зон трещиноватости в коренных алевrolитах девона, залеченных кальцитовыми жилами, протягиваются тела травертинов мощностью 3–5 м. Они представляют собой сцементированную карбонатным цементом

абляционную морену, подстилающие ее озерно-ледниковые и перекрывающие склоновые осадки. Травертиновые тела прослеживаются вниз по уклону на расстояние до 100 м и выклиниваются. Из травертинового тела на глубине 15 м отобран образец, радиоуглеродный возраст которого 9520 ± 105 лет (СОАН-3129) [7]. На восточном берегу оз. Чейбеккель датирован цемент травертиновой брекчии, наложенной на коллювиальные щебнисто-дресвяные отложения, – 16595 ± 310 лет (СОАН-3138) [7].

От устья р. Машей до устья р. Чибитка на протяжении 14 км р. Чуя течет по новой долине, приуроченной к зоне активного разлома, ограничивающего с юга Белькенекский блок и неоднократно подновлявшегося в четвертичное (в том числе и в постледниковое) время (см. рис. 2, а, б). Продольный профиль реки не выработан. Уклон составляет 21 м/км, а глубина эрозионного вреза с момента деградации последнего оледенения в днище трога достигает 50 м. В результате здесь сформировался узкий глубокий V-образный каньон р. Чуя, врезанный в троговую долину (см. рис. 2, в).

О проявлении неотектонических движений в постледниковое время свидетельствует обнаруженное на левобережном склоне долины р. Чуя (на высоте 15 м над урезом реки), в 1 км выше устья р. Чибитка, тело травертиновых конгломератов (50.31277° N, 087.49337° E, Alt = 1187 м) длиной 20 м, мощностью до 3 м. Это конгломераты, очень крепко сцементированные желтовато-серым кальцитом. Над выходом низкотемпературного источника цементации подверглась нижняя часть морены, залегающей на породах палеозоя в зоне пересечения разломов двух направлений. Даже сейчас сквозь морену местами продолжает слабо сочиться вода. Радиоуглеродный возраст кальцитового травертинового цемента 13780 ± 150 лет (СОАН-8400) [7].

Следующая датировка характеризует активность северо-восточного окончания протяженного разлома, вдоль которого заложены долины р. Шавла и ее правого притока – р. Ештыкол (см. рис. 2, а). В низовьях р. Ештыкол В. В. Бутвиловским зафиксирована травертиновая кальцитовая жила с высоким (2–3 %) содержанием киновари. Радиоуглеродный возраст карбонатного материала жилы – 32500 ± 800 лет (СОАН-3127) [7].

Образцы из травертиновых образований отобраны В. В. Бутвиловским в пределах ящикообразного участка долины р. Чуя, который соответствует грабену между Курайским хребтом и Сукорским массивом, связывающему Чуйскую и Курайскую межгорные впадины (рис. 3, а). Склон Курайского хребта здесь имеет ступенчатое строение, а вдоль нижнего тектонического уступа тянутся прекрасно выраженные треугольные тектонические фасеты (см. рис. 3, б). Северную оконечность Сукорского массива осложняет система

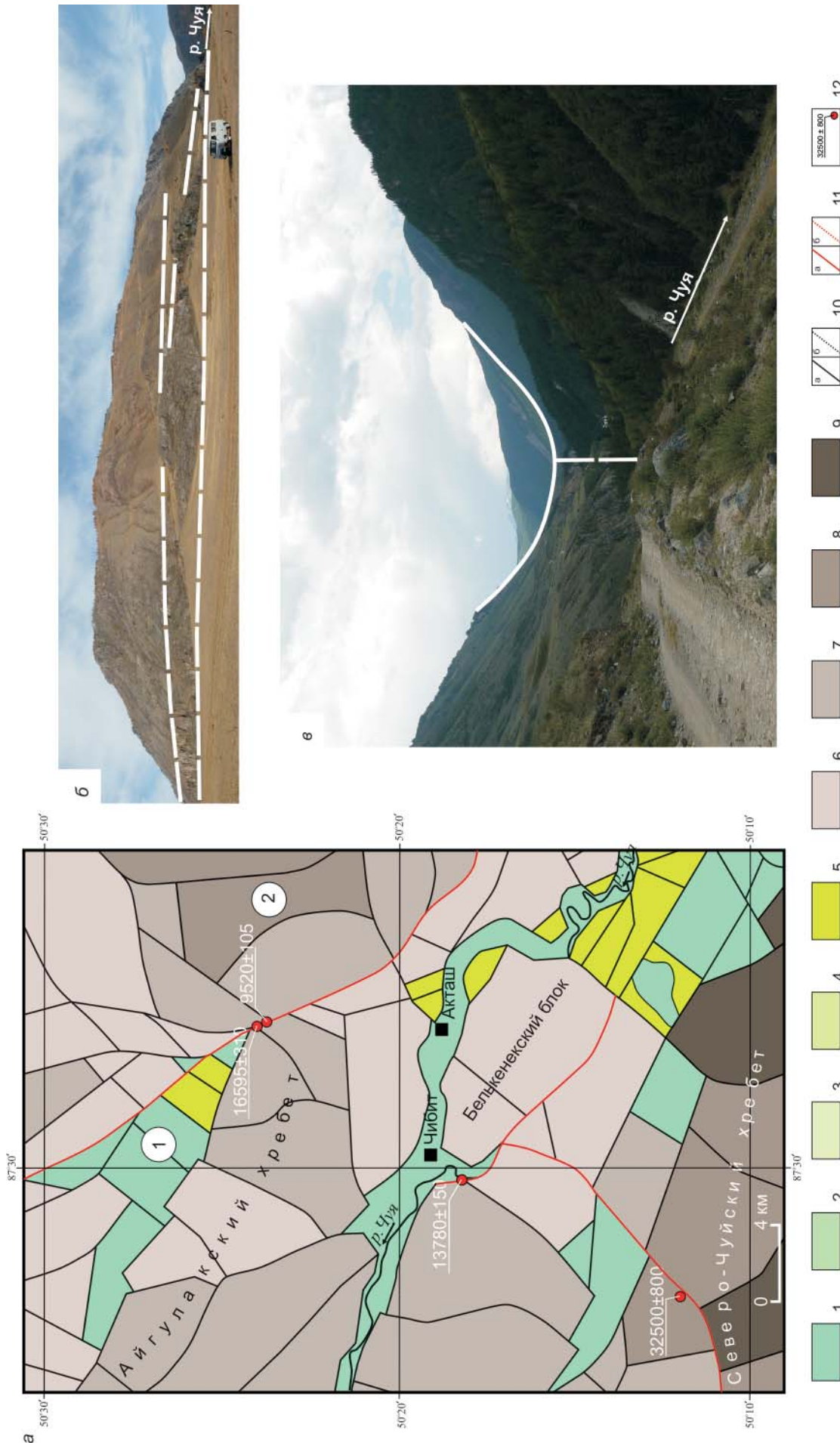


Рис. 2. Неотектоническая схема района сочленения Северо-Чуйского, Айгулакского хребтов и Кубадринского массива (а); фрагмент строения зоны разлома, вдоль которого заложена «новая» долина р. Чуя. Белые пунктирные линии – выраженные в рельефе разломы (б); узкий глубокий V-образный каньон р. Чуя, врезанный по зоне разлома в троговую долину (в)

1 – разновысотные блоки, перекрытые осадочными комплексами (впадины); поднятые блоки с абсолютными высотами: 2 – менее 500 м, 3 – 500–1000 м, 4 – 1000–1500 м, 5 – 1500–2000 м, 6 – 2000–2500 м, 7 – 2500–3000 м, 8 – 3000–3500 м, 9 – свыше 3500 м; 10 – разломы (а – выявленные, б – предполагаемые); 11 – разломы, вдоль которых в позднем неоплейстоцене – голоцене происходила гидротермальная деятельность (а – выявленные, б – предполагаемые); 12 – места отбора проб и возраст травертиновых образований, полученный радиоуглеродным методом; цифры в кружках: 1 – Сорулукельская впадина, 2 – Кубадринский массив



дугообразных разломов (см. рис. 3, в), обусловивших формирование при древних землетрясениях серии обвалов и оползней. Наиболее крупный Сукорский оползень-обвал (см. рис. 3, г) расположен напротив руч. Куэхтанар. Он занимает все левобережье, а также частично правобережье долины р. Чуя и наложен на поздненеоплейстоценовую морену Куэхтанарского ледника. В результате его схода долина р. Чуя была полностью перегорожена коллювиальными массами объемом более 30 млн м³, и выше по течению, в пределах одноименной котловины, образовалось озеро, заполнившее ее до отметок 1750 м [5]. При изучении песков этого озера получены две термolumинесцентные даты (13±1,5 и 14,5±1,5 тыс. лет [14]), а также серия радиоуглеродных дат (9–7 тыс. лет [1]). Таким образом, возникновение Сукорского оползня-обвала можно отнести к концу неоплейстоцена – началу голоцена.

В Сукорском массиве на водораздельной седловине в 1,2 км к северо-западу от г. Сукор (2919 м), на абсолютной высоте 2600 м, В. В. Бутвиловским отобран образец из кальциевой жилы, секущей травертиновую брекчию с кальцит-арагонитовым цементом, которая развита по вулканогенным туфоконгломератам тыдтуярыкской свиты. При радиоуглеродном датировании образца получена запредельная датировка – более 40000 лет (СОАН-3128) [7].

В низовьях безымянного левого притока р. Чуя, в 5 км ниже устья руч. Куэхтанар, по образцам В. В. Бутвиловского датированы грубообломочные склоновые образования с травертиновым цементом и секущие их карбонатные жилы: радиоуглеродный возраст цемента 32500±1120 лет (СОАН-3122), одной из жил – 31250±590 лет (СОАН-3121) [7].

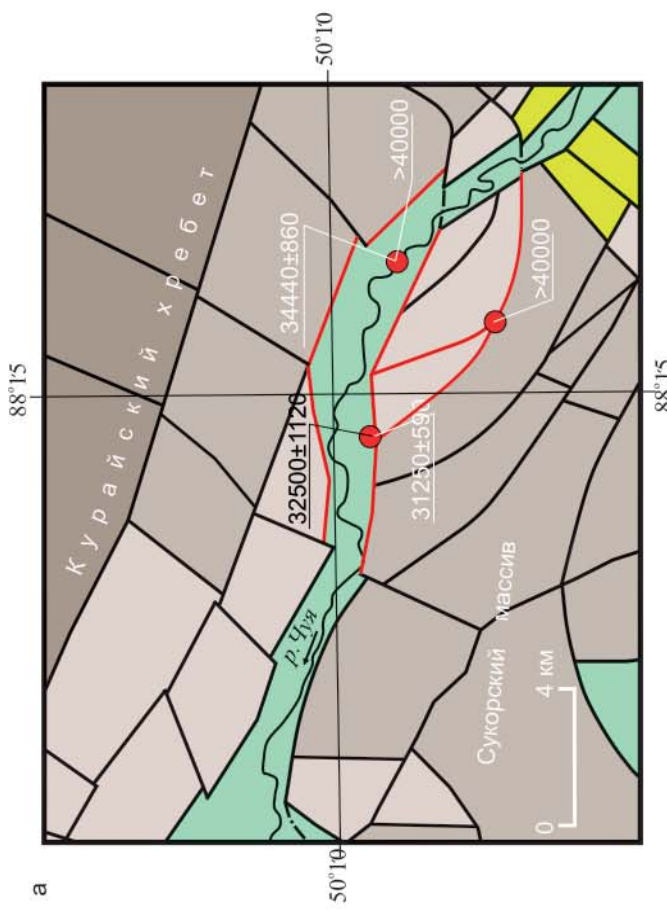
Восточнее, на правом берегу р. Чуя, из разреза, расположенного в 275 м ниже устья правого рукава руч. Куэхтанар, по образцам В. В. Бутвиловского получены две даты из травертинового материала, цементирующего буроватые доледниковые отложения, которые, в свою очередь, перекрыты мореной: с глубины 35 м – запредельная датировка более 40000 лет (СОАН-3123), из интервала 8,0–10,0 м – 34440±860 лет (СОАН-3140) [7].

Центральный Алтай. Активная четвертичная тектоника характерна и для района Уймонской межгорной впадины (рис. 4, а). Наиболее ярко следы четвертичных движений выражены в северном обрамлении впадины, где она отделена от ограничивающих с севера хребтов (Теректинский и Камза) Южно-Теректинским разломом северо-западного простирания, дважды коленообразно изгибающимся в районе пос. Кастахта и Усть-Кокса. Скважины, пробуренные у подножия Теректинского хребта, к востоку от с. Маргала, вскрыли зону крутопадающего взброса вдоль подножия Теректинского хребта, где метаморфи-

ческие сланцы протерозоя надвинуты на красно-бурые глины предположительно неогенового возраста. Подобное явление отмечено и в районе пос. Баштала, где тектонический уступ выработан в деформированных пестроокрашенных глинах неогена за счет надвигания Теректинского хребта на Уймонскую впадину [15]. Современная активность Южно-Теректинского разлома проявляется также в наличии цепочек низкодебитных источников, образующих заболоченные западины и протягивающихся вдоль зоны разлома в северной части Катандинской впадины, а также на участке между пос. Кастахта и Усть-Кокса. На электротомографических разрезах такие обводненные зоны разломов фиксируются низкоомными проводящими полями [3]. Помимо основного уступа в зоне Южно-Теректинского разлома наблюдаются серии более мелких тектонических уступов, количество, высотное положение и морфологическая выраженность которых изменяются вдоль простирания разломной зоны. Наши наблюдения и материалы геологической съемки показывают, что в них наряду с коренными породами вскрываются полифациальные неоплейстоцен(?)–голоценовые отложения.

Один из таких уступов исследован в районе пос. Чендек и Маргала (см. рис. 4, б). Уступ имеет многоактную историю формирования, а его высота местами достигает 20 м. В придорожном карьере, вскрывающем уступ в 1,3 км к востоку от пос. Чендек, обнаружены голоценовые сейсмогенные деформации, представленные системой крутопадающих на северо-восток (в сторону горного склона) разломов, среди которых доминируют сбросы. Амплитуды смещений вдоль разломов достигают 1,5–1,8 м [9].

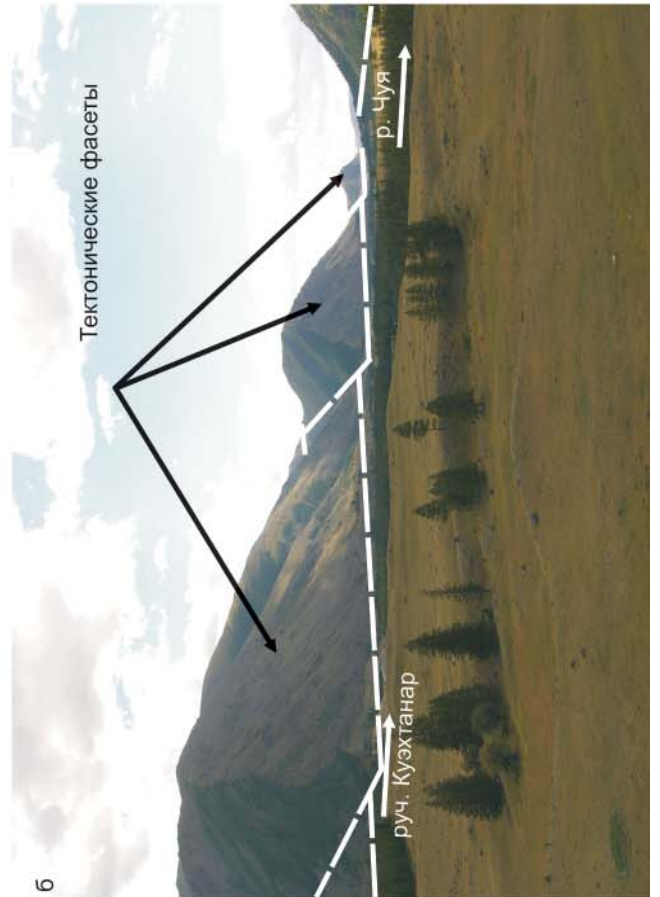
О влиянии молодых тектонических подвижек на формирование уступа свидетельствует и строение разреза, расположенного несколько западнее (50.29512° N, 85.8698° E, Alt = 1072 м). В нижней части карьера, вскрывающего уступ, обнажаются переслаивающиеся щебне-дресвяники и щебне-галечники с алевропесчаным заполнителем, плохоокатанные валуны и отломы. Слоистость невыдержанная параллельная с наклоном в сторону р. Катунь. Присутствуют редкие подчеркивающие слоистость серо-розовые неслоистые алевропески толщиной 10–20 см. Видимая мощность пачки 4 м. Выше расположена покровная пачка делювиально-пролювиального генезиса мощностью до 1,3 м, срезающая нижнюю пачку к основанию уступа. В ее составе обособляются линзы и прослои светло-серого алеврита с тонкой нечеткой слоистостью толщиной до 0,8 м, а также линзы и прослои, обогащенные щебнем и отломами. В подошве пачки находится коричневый неровно изогнутый слой палеопочвы толщиной около 10 см. По отобраным из погребенной почвы древесным углям получена радиоуглеродная датировка 1270±50 лет (СОАН-8456),



58



Рис. 3. Неотектоническая схема района межгорной перемычки между Курайской и Чуйской впадинами (а); тектонические фасеты вдоль южного склона Курайского хребта (б); система дугообразных разломов, осложняющих северную часть Сукорского массива (в); Сукорский оползень-обвал (г)
Усл. обозн см. на рис. 2



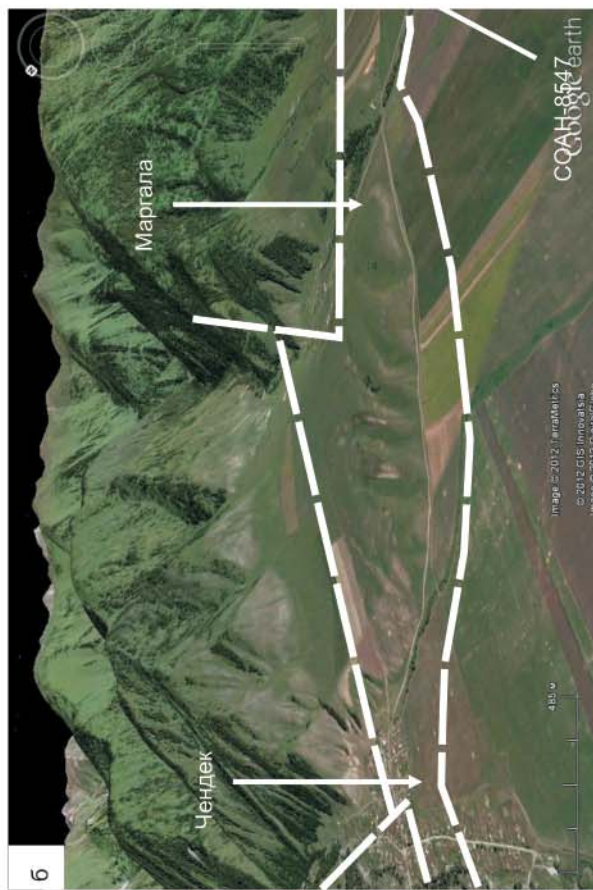
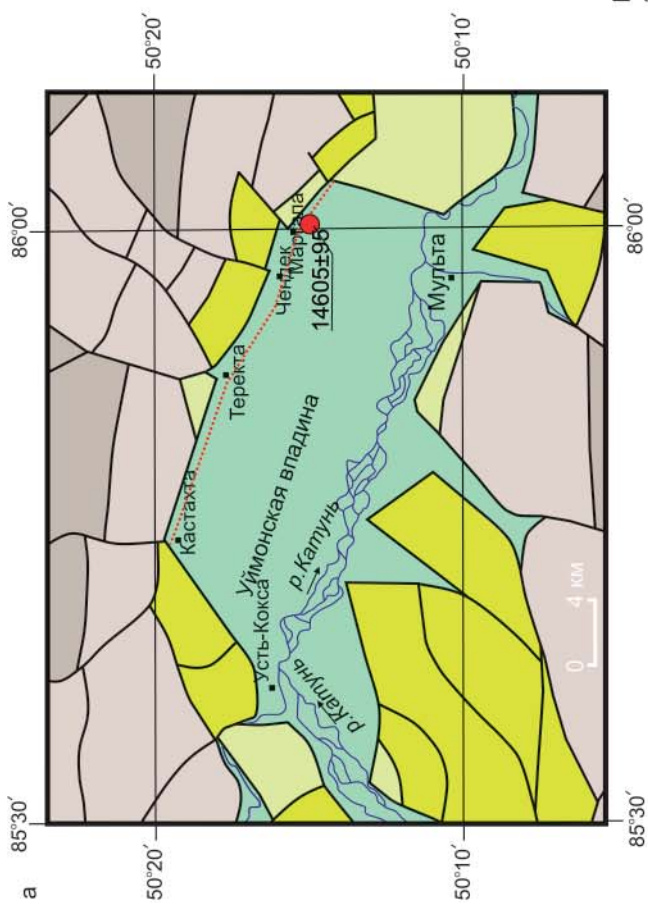


Рис. 4. Неотектоническая схема района Уймонской межгорной впадины по [5] (а); строение зоны сочленения Уймонской впадины и Теректинского хребта в районе пос. Чендек и Маргала (б); фрагмент коренного обнажения тектонической брекчи с травертиновым цементом (в); образец тектонической брекчи с травертиновым цементом (г)
Усл. обозн. см. на рис. 2



которую можно соотнести с одним из эпизодов формирования уступа.

Другой эпизод активизации зафиксирован при датировании тектонической брекчии, обнажающейся в уступе в 1 км к востоку от пос. Маргала (50.2448° N, 86.00142° E) (см. рис. 4, в). Брекчия состоит из обломков бело-серых мраморов и буро-серого кальцитового травертинового матрикса (см. рис. 4, г). Радиоуглеродный возраст матрикса 14605 ± 95 лет (СОАН-8547) [9].

Северо-Восточный Алтай. Одна из ярко выраженных активных структур Горного Алтая – Телецкий грабен (рис. 5), находящийся на сочленении с Западным Саяном. Грабен сформирован в результате сдвиговых смещений по реактивированным в квартере Западно-Саянской, Шапшальской и Телецкой зонам разломов палеозойского заложения [22]. Кроме того, определенную роль в оформлении конфигурации чаши Телецкого озера сыграла Кузнецко-Алтайская разломная зона. В результате вертикальных блоковых движений возникли три яруса рельефа, расположенных в диапазонах абсолютных отметок 2500–2000, 1900–900 и ниже 600 м [10], а общий вертикальный разнос фрагментов мел-палеогенового пенеплена достиг 2500–3000 м. При этом в Телецком грабене за четвертичный этап было накоплено более 450–500 м осадков [22].

Следы активной тектоники выражены в виде молодых тектонических уступов, которые в результате боковой водной эрозии часто имеют вид треугольных фасет, смещений форм позднеплейстоценовой ледниковой эрозии, конусов выноса некоторых притоков, разломов, нарушающих структуру осадочного выполнения грабена, полей тектонической трещиноватости докайнозойских

коренных образований, приразломных брекчий, палеосейсмодислокаций, небольших разломов и трещин, песчаных даек в позднеплейстоценовых отложениях озерных террас [8, 10, 22]. Большинство притоков, впадающих в озеро, имеет невыработанный профиль равновесия, а часть из них представляет собой висячие долины.

Западно-Саянская зона разломов – простирающаяся на северо-восток система разновысотных удлиненных и изометричных блоков. Она пересекает Телецкое озеро в месте его коленообразного изгиба и во внутренней части изгиба сливается с Кузнецко-Алтайской разломной зоной, после чего новообразованная Чокракская разломная зона прослеживается в субмеридиональном направлении и на юге сливается с Чуйско-Курайской. На северо-восточном фланге Западно-Саянская зона разломов протягивается вдоль всего северного фаса Западного Саяна. Вертикальная компонента движений на различных ее участках достигает 1000–1500 м. Также отмечается наличие левосдвиговых смещений [22].

Геохимические исследования в районе коленообразного изгиба Телецкого озера показали, что Западно-Саянская зона разломов является активной структурой, обеспечивающей вертикальную миграцию радона и ртути с формированием их аномалий над разломами [4]. На голоценовую активность зоны указывают обнаруженные В. В. Бутвиловским обломки травертинов, рассеянные кальцит-арагонитовыми жилами, среди пролювиальных отложений (на глубине 6 м) на северо-западном побережье Камгинского залива. Радиоуглеродный возраст отобранных им травертинов 8850 ± 65 лет (СОАН-3125) [7].

Еще один крупный разлом длиной более 40 км в восточном борту впадины Телецкого озера дренируется р. Кокши. Протягиваясь вдоль долины р. Кокши на северо-восток, он рассекает хребты Абаканский и Корбу, а затем через долину р. Кубул соединяет Телецкий грабен с аналогично ориентированным грабенообразным участком долины р. Бол. Абакан. На восточном берегу Телецкого озера, в низовьях долины р. Кокши, В. В. Бутвиловским обнаружены пористые (пемзового вида) травертины. Их радиоуглеродный возраст 3475 ± 35 лет (СОАН-3114) [7].

Широко развиты образования новейших низкотемпературных карбонатных гидротерм, формирующие мелкие тела площадью от 10 до 200 м² на участке долины р. Бия перед ее выходом на Предалтайскую равнину. В тектоническом плане долина здесь представляет собой грабен (Бийский) шириной до 8 км (рис. 6, а). К северо-востоку от него ответвляется Солтонский грабен, который в структурном отношении отвечает юго-западной части Неня-Чумышского грабена. Последний представляет собой асимметричную структуру в фундаменте палеозой-докембрийских пород с крутым западным бортом и пологим

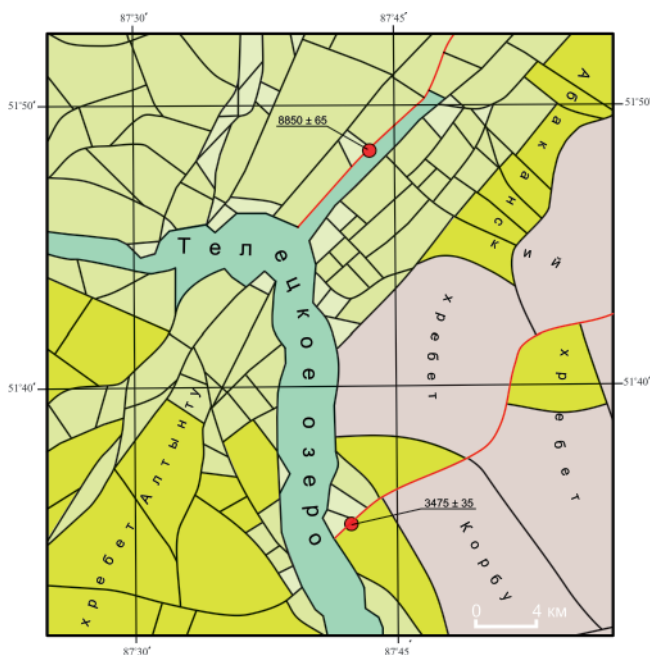


Рис. 5. Неотектоническая схема района северной части Телецкого грабена

Усл. обозн. см. на рис. 2

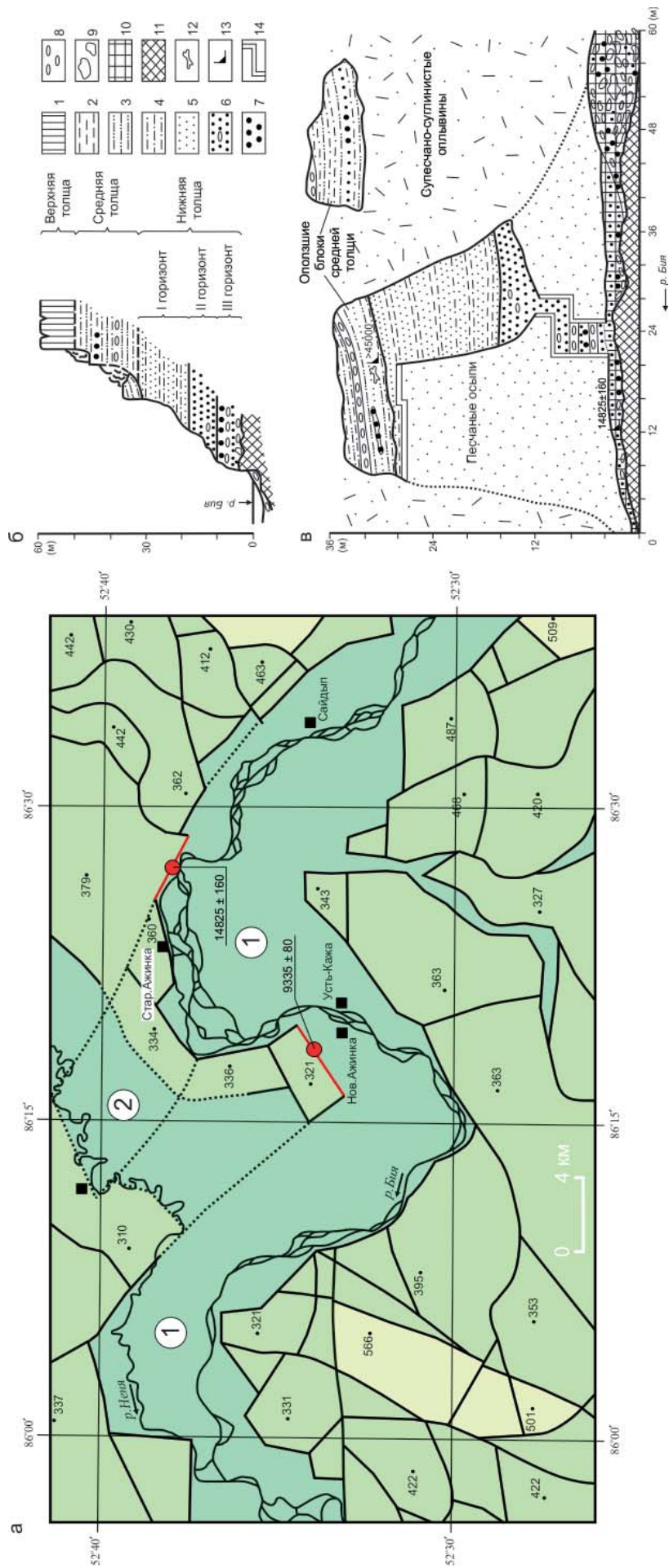


Рис. 6. Неотектоническая схема района Бийского и Солтонского грабенов (а) (цифрами обозначены максимальные абсолютные высоты блоков; 1 – Бийский грабен, 2 – Солтонский грабен); разрез бийской террасы выше с. Старая Ажинка [6] (б); фрагмент обнажения нижней части разреза бийской террасы в 3 км выше с. Старая Ажинка [6] (в)
 1 – покровные суглинки и суглеси; 2 – глины; 3 – суглеси; 4 – алевроиты; 5 – разнородные пески; 6 – грубо- и крупнозернистые пески с галькой; 7 – гравийники; 8 – галечники; 9 – валуны и глыбы; 10 – участок развития травертинов; 11 – коренные породы; 12 – ископаемые кости; 13 – места отбора проб на радиоуглеродный анализ; 14 – участки зачисток; остальные усл. обозн. см. на рис. 2



восточным, заполненную юрско-меловыми и кайнозойскими отложениями, максимальная мощность которых по геофизическим данным превышает 500 м. Солтонская впадина дренируется водосборной системой р. Неня – правого притока р. Бия. Таким образом, эти две грабенообразные впадины разделяют между собой отроги Горного Алтая, Салаирского кряжа и Горной Шории, представленные блоками с максимальными абсолютными отметками высот (в пределах схемы на рис. 6) 310–566 м.

У правого тектонического борта долины р. Бия в 3,5 км выше с. Старая Ажинка и далее вверх по течению на протяжении более 1 км до скалы Большой Камень тянется сохранившийся фрагмент пятой надпойменной террасы высотой 64 м. Ее отложения залегают на эродированном палеозойском цоколе высотой до 4 м над урезом воды. В строении террасы выделяются три толщи, различающиеся по вещественному составу, генезису и возрасту (см. рис. 6, б, в). Их детальное описание приведено в [6].

Верхняя толща мощностью до 10 м сложена золотыми желтовато-серыми пористыми карбонатными лессовидными супесями и суглинками со столбчатой отдельностью. В верхней части толщи на рассматриваемом участке бийской террасы до глубины 1,2 м собрано большое количество костей млекопитающих: *Citellus citellus* L., *Martes* sp., *Gulo* sp., *Equus caballus* L., *Bos taurus*, *Alces alces* L., отнесенных А. В. Шпанским к позднему голоцену.

Средняя толща мощностью 20 м состоит из переслаивания буровато-серых алевритов и супесей с прослоями и линзами (0,05–1 м) песков, гравия и гальки. Гравий и галька однообразного состава – кремнистые породы и кварц средне- и плохоокатанные. Слоистость толщи линзовидная, волнистая, в отдельных пачках мелкая косая однонаправленная. В низах толщи обнаружены два обломка крупных костей, по которым Л. А. Орлова определила радиоуглеродный возраст, – более 45000 лет (СОАН-4003) [7]. Генетически толща представляет собой аллювиальные и пролювиальные отложения притоков, разгрузившихся в долине р. Бия. Контакт с подстилающей толщей эрозионный.

Нижняя толща мощностью 30 м залегают на эродированном палеозойском цоколе и является отложениями фладстрима. Она состоит из трех горизонтов с постепенными переходами между ними, образующих единое по возрасту и генезису, но фациально разнородное тело. Мощность верхнего горизонта 14 м, он представлен ритмичным субгоризонтальным переслаиванием крупно-, средне- и мелкозернистых полимиктовых песков, алевритов серого цвета и буровато-серых песчаных глин. Ритмы имеют прямую градационную слоистость. Мощность ритмов от первых сантиметров в верхах горизонта до 1–1,5 м в основании. Местами в песках и алевритах наблюдается мел-

кая косая слоистость, в глинах четко выражена горизонтальная тонкослоистая текстура. Средний горизонт мощностью 8 м состоит из серых грубо-крупнозернистых и гравийных полимиктовых песков с редкими гальками размером до 6 см. Галька и гравий пестрого петрографического состава и различной окатанности. Нижний горизонт мощностью 5–8 м, залегающий на палеозойском цоколе, представлен грубо-крупнозернистыми, реже мелко-среднезернистыми серыми и желтовато-серыми полимиктовыми песками с рассеянной в них галькой и мелкими валунами, с частыми линзами и линзовидными прослоями гравия, галечника и валунника с глыбами диаметром до 1 м. Мощность линз и прослоев от первых десятков сантиметров до 2–3 м, а в эрозионных «карманах» цоколя – до 6 м. Текстура крупнослоистая с чередующимися косыми и горизонтальными пачками. Косые пачки наклонены как вниз, так и вверх по долине. Местные обломки от гравия до глыб плохо окатаны либо совсем не окатаны и представлены породами, слагающими цоколь. Материал из удаленных источников сноса – это хорошо и идеально окатанные гравий, галька и мелкие валуны разнообразных пород, среди которых часто встречаются гнейсовидные граниты, гнейсы, плагиогнейсы, развитые в Кебезенском и Телецком горстах.

Сквозь эти пески, гравийники и галечники в недавнем прошлом на дневную поверхность выходили низкотемпературные карбонатные гидротермы. В результате осаждения карбоната кальция аллювиальные отложения сцементированы желтовато-серым кальцитом, образуя слои и крупные линзы травертиновых песчаников, гравелитов и конгломератов мощностью 0,5–6 м и протяженностью от первых метров до 100 м. Местами среди травертиновых песчаников отмечаются послойные пустоты, на стенках которых развиты многочисленные натечные гроздевидные скопления. Они представляют собой агрегаты, состоящие из шариков (диаметром от первых миллиметров до 2–3 см) сцементированного карбонатом песка. В одной из линз травертиновых конгломератов мощностью 0,4 м, выполняющей мелкий эрозионный карман в цоколе террасы, отмечается пустота размером 30×30 см, в которой поверхности галек и мелких валунов покрыты кристаллическими щетками и друзами белого кальцита.

Образования карбонатных гидротерм, залегающих в нижней части толщи на палеозойском цоколе, придают ей древний облик, что вводило исследователей в заблуждение относительно ее возраста и генезиса. Н. И. Парвицкая, К. Д. Нешумаева и В. В. Бессоненко принимали эту толщу за конгломераты предположительно юрского возраста. Ранее А. М. Кузьмин и Ю. А. Кузнецов рассматривали ее как морену миндельского (раннеплейстоценового) оледенения. Из низов данной толщи получен спорово-пыльцевой спектр: древесные (13–36 %) пред-



ставлены пылью *Pinus sibirica*, *Picea*, *Betula*; преобладают травянистые (60–80 %) *Compositae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*. Он отражает степной ландшафт с участием ксерофитов и разнотравно-луговых растений, который О. В. Матвеевой отнесен к самаровскому времени среднего неоплейстоцена.

Из линзы травертиновых конгломератов, отмеченной выше, в точке с координатами 52.6344° N, 86.4444° E, Alt = 231 м отобрана проба кальцитового цемента, радиоуглеродный возраст которого, по заключению Л. А. Орловой, 14825±160 лет (СОАН-4004, датирование по CO₂) [7].

Таким образом, нижняя толща пятой террасы не имеет ничего общего не только с юрскими конгломератами, но и с миндельской мореной и относится, вероятнее всего, к эпохе деградации первого позднеплейстоценового оледенения, а образование травертинов, цементирующих ее, произошло в самом конце позднего неоплейстоцена в эпоху деградации последнего (аккемского) оледенения Горного Алтая и усиления неотектонических движений.

Еще один выход травертинов изучен в 2,35 км к северо-западу от с. Новая Ажинка (52.56644° N, 86.30365° E, Alt = 242 м). В нижней части правого борта р. Бия, покрытого чехлом субаэрально-делювиальных суглинков, на высоте до 30 м над днищем долины находится родник с дебитом 0,4 л/с. От выхода родника вниз по склону на поверхности суглинков залегает тело травертинов длиной 10 м и площадью 10 м², постепенно сужающееся от 1,5 до 0,5 м. Травертины желтовато-серого, светло-серого и белесого цвета крепкие, крупнопористые, с ноздреватой поверхностью. В них наблюдаются слоистые, а также натечные и микроползневые мелковолнисто-складчатые текстуры, встречаются обломки веток деревьев и кустарников, замещенные кальцитом коричнево-бурого цвета. Их радиоуглеродный возраст, определенный Л. А. Орловой, составляет 9335±80 лет (СОАН-4005, датирование по CO₂) [7].

В рассматриваемых образованиях по сравнению с вмещающими их отложениями, установлены повышенные содержания Zn (0,01 %), Ti (0,2 %), Mo (0,0005 %), Ba (0,11 %), Sr (0,042 %), Au (0,04 г/т). Карбонатность травертинов 91 %, их химический состав (%): SiO₂ 5,88; TiO₂ 0,11; Al₂O₃ 1,88; Fe₂O₃ 3,34; FeO 0,30; MnO 0,023; MgO 0,39; CaO 47,83; Na₂O 0,19; K₂O 0,25; P₂O₅ 0,084; пп 39,08; CO₂ 36,92.

Выводы

Находки травертинов позволяют уверенно говорить об излияниях палеотермальных вод вдоль Чокракского разлома в месте сочленения Курайского хребта и Кубадринского массива, вдоль Шавлинского разлома, ограничивающего с юга Белькенекский блок, вдоль Западно-

Саянской разломной зоны в районе Камгинского залива Телецкого озера и на его восточном берегу вдоль Кокшинского разлома, вдоль некоторых активных разломов в северном борту Бийского грабена и разломов, ограничивающих грабенообразную переемычку между Чуйской и Курайской межгорными впадинами. Радиоуглеродный возраст этих образований колеблется от 34440±860 (СОАН-3140) до 3475±35 лет (СОАН-3114). Кроме того, имеются датировки, которые показывают, что в регионе присутствуют травертины с возрастом более 40000 лет. В целом массив радиоуглеродных дат укладывается в рамки конца позднего неоплейстоцена – голоцена и соответствует МИС-3–МИС-1. С учетом того, что в Горном Алтае на этом возрастном рубеже фиксируются и следы древних землетрясений в виде разнотипных палеосейсмодислокаций, можно говорить об общей эпохе тектонической активизации региона. По мнению В. В. Бутвиловского [1], определенный вклад в процесс этой активизации на территории Горного Алтая могли внести гляциотектонические движения в конце последней ледниковой эпохи (МИС-2). Подобный всплеск гидротермальной активности в диапазоне 20–24 тыс. лет назад характерен и для Байкальской рифтовой зоны [2], что может свидетельствовать об общности причин позднечетвертичных тектонических процессов в южном горном обрамлении Сибири, сопровождавшихся в ряде мест в том числе и вулканической деятельностью.

Авторы выражают свою признательность чл.-корр. РАН Е. В. Склярову и д. г.-м. н. Е. А. Предтеченской, чьи конструктивные и полезные замечания позволили улучшить качество статьи.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты 13-05-00054-а и 12-05-31377 мол_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Бутвиловский, В. В.** Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель [Текст] / В. В. Бутвиловский. – Томск : Изд-во ТГУ, 1993. – 252 с.
2. **Гидротермальная** активность в Байкальской рифтовой зоне: горячие источники и продукты отложения палеотерм [Текст] / Е. В. Скляров, В. С. Федоровский, О. А. Склярова [и др.] // Докл. АН СССР. – 2007. – Т. 412, № 2. – С. 257–261.
3. **Новые** данные о строении Уймонской межгорной впадины (Горный Алтай) [Текст] / Е. В. Деев, Н. Н. Неведрова, Г. Г. Русанов [и др.] // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 1(9). – С. 15–23.
4. **Радоновые** аномалии как показатель активности Западно-Саянского разлома в северной части Телецкого озера (Горный Алтай) [Текст] / Б. Дехандшуттер, В. А. Бобров, Р. Хус [и др.] // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 2. – С. 128–141.



5. **Русанов, Г. Г.** Обвальное-подпрудное озеро в долине р. Чуи в конце позднего плейстоцена – начале голоцена (Горный Алтай) [Текст] / Г. Г. Русанов // Вопросы географии Сибири. Вып. 22. – Томск: Изд-во ТГУ, 1997. – С. 18–25.
6. **Русанов, Г. Г.** Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене [Текст] / Г. Г. Русанов. – Бийск: БПГУ, 2007. – 164 с.
7. **Русанов, Г. Г.** Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предальтайской равнины [Текст] / Г. Г. Русанов, Л. А. Орлова. – Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013. – 291 с.
8. **Свидетельства** активной тектоники Телецкого озера (Горный Алтай) [Текст] / Д. Дельво, Е. М. Высоцкий, Ж. Клеркс [и др.] // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 10. – С. 109–122.
9. **Следы** древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая [Текст] / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, С. В. Гольцова [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 3. – С. 410–423.
10. **Структурно-геоморфологический** анализ района Телецкого озера [Текст] / Е. В. Деев, Е. М. Высоцкий, И. С. Новиков, А. А. Мистрюков // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 10. – С. 133–142.
11. **Углекислые** щелочные гидротермы и стронцийсодержащие травертины в долине р. Сонгве (Танзания) [Текст] / Б. И. Писарский, А. А. Конев, К. Г. Леви, Д. Дельво // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 7. – С. 934–941.
12. **Физико-химическая** модель формирования изотопного состава карбонатных травертинов источника Тохана (Приэльбрусье, Северный Кавказ) [Текст] / А. Ю. Бычков, О. Е. Киквадзе, В. Ю. Лаврушин, В. Н. Кулешов // Геохимия. – 2007. – № 3. – С. 269–281.
13. **Шварцев, С. Л.** Геохимические механизмы образования травертинов из пресных вод на юге Западной Сибири [Текст] / С. Л. Шварцев, О. Е. Лепокурова, Ю. Г. Копылова // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 8. – С. 852–861.
14. **Шейнкман, В. С.** Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря [Текст] / В. С. Шейнкман // Материалы гляциологических исследований. Вып. 93. – М.: Изд-во ИГ РАН, 2002. – С. 41–55.
15. **Шмидт, Г. А.** К вопросу о происхождении уступов на южном склоне Теректинского хребта в Центральном Алтае [Текст] / Г. А. Шмидт // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1963. – № 28. – С. 161–164.
16. **Ядерно-геофизические** исследования в природном парке «Налычево» (Камчатка) [Текст] / П. П. Фирстов, В. А. Рашидов, А. В. Мельникова [и др.] // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2011. – № 1, вып. 17. – С. 91–101.
17. **Creation** and destruction of travertine monumental stone by earthquake faulting at Hierapolis, Turkey [Text] / P. L. Hancock, R. M. L. Chalmers, E. Altunel [et al.] // Geological Society. London. Special Publications. – 2000. – Vol. 171. – P. 1–14.
18. **Depositional** facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing Hot Springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, USA) [Text] / B. W. Fouke, J. D. Farmer, D. J. Des Marais [et al.] // Journal of Sedimentary Research. – 2000. – Vol. 70, N 3. – P. 565–585.
19. **Martínez-Díaz, J. J.** Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity along an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain) [Text] / J. J. Martínez-Díaz, J. L. Hernández-Enrile // Acta Geologica Hispanica. – 2001. – Vol. 36, N 3–4. – P. 297–313.
20. **Mesci, B. L.** The Evolution of Travertine Masses in the Sivas Area (Central Turkey) and Their Relationships to Active Tectonics [Text] / B. L. Mesci, H. Gürsoy, O. Tatar // Turkish Journal of Earth Sciences. – 2008. – Vol. 17. – P. 219–240.
21. **Radiocarbon** dating of residual organic matter in travertine formed along the Yumoto Fault in Oga Peninsula, northeast Japan: Implications for long-term hot spring activity under the influence of earthquakes [Text] / O. Nishikawa, K. Furuhashi, M. Masuyama [et al.] // Sedimentary Geology. – 2012. – Vol. 243–244. – P. 181–190.
22. **Structural** evolution of the Teletsk graben (Russian Altai) [Text] / B. Dehandschutter, E. Vysotsky, D. Delvaux [et al.] // Tectonophysics. – 2002. – Vol. 351. – P. 139–167.
23. **Studying** travertines for neotectonics investigations: Middle-Late Pleistocene syn-tectonic travertine deposition at Serre di Rapolano (Northern Apennines, Italy) [Text] / A. Brogi, E. Capezzuoli, R. Aqué [et al.] // International Journal of Earth Sciences. – 2010. – Vol. 99, is. 6. – P. 1383–1398.