

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ГЕОДИНАМИКА В ПОГРАНИЧНУЮ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВУЮ ЭПОХУ ПЕНЕПЛЕНИЗАЦИИ КОНТИНЕНТОВ. СООБЩЕНИЕ 1. ЦЕНТРАЛЬНАЯ И ВОСТОЧНАЯ ЕВРАЗИЯ

© 2015 г. Ю. Г. Цеховский

Геологический институт РАН
109017, г. Москва, Пыжевский пер., 7
tsekhovsky@mail.ru

Поступила в редакцию 01.07.2014 г.

Для Центральной и Северо-Восточной Евразии характерны осадконакопление и тектонический режим одной из субглобальных эпох пенеппенизации суши, охватившей в конце мела и начале палеогена все континенты. Ее обычно связывают с режимом тектонического покоя. Однако в результате исследований установлено, что в это время стабилизация вертикальных тектонических движений сопровождалась резким усилением процессов растяжения земной коры. На платформенной суше Центральной Евразии эти процессы приводили к выравниванию рельефа, формированию кор выветривания и продуктов их перемыва, активизации гидротермальной деятельности, а иногда (редко и локально) – появлению очагов преимущественно базальтового вулканизма. Субсинхронно на подвижной тихоокеанской и арктической окраинах Евразии, охваченных ларамийским тектогенезом, возникали горные ландшафты с участками равнинного рельефа. Однако и здесь широко проявляются процессы растяжения земной коры, интенсивность которых (по сравнению с платформенными регионами) резко усиливалась. Это приводило к образованию грабенов и их протяженных поясов, массовому заложению рифтов и резкой активизации базальтового вулканизма. В составе осадков широкое развитие получали грубообломочные отложения, которые образуют межгорные молассы и фэновые формации (заполняющие грабены среди равнинного рельефа). Показано, что на подвижной окраине материка проявлялись и процессы сжатия земной коры, которые сопровождалась орогенезом и складчатыми деформациями. Однако, по сравнению с процессами растяжения они играли второстепенную роль.

Ключевые слова: *пограничная мел-палеогеновая эпоха, Центральная и Восточная Евразия, тектонический режим, пенеппены, коры выветривания, осадконакопление, гидротермы, вулканизм, рифтообразование.*

В истории Земли выявлен ряд эпох пенеппенизации рельефа с площадными корами выветривания и продуктами их перемыва, которые большинство геологов (вслед за И.И. Гинзбургом, Н.М. Страховым, В.П. Казариновым) считают эпохами тектонического покоя. Для них В.П. Петров (1991) предполагал плоский характер денудационной поверхности, отсутствие стока наземных и грунтовых вод и, соответственно, практически нулевую тектоническую активность. Однако обычно к пенеппену относят слабо всхолмленную и местами почти ровную поверхность, фиксируемую корой выветривания (Геологический словарь..., 1978). В одну из подобных эпох (в конце мела и начале палеогена) также была сформирована субглобальная поверхность выравнивания (или пенеппен). Она прослежена на огромных платформенных площадях практически всех континентов Земли (Кинг, 1968) и исчезает или имеет локальное развитие лишь в сравнительно узких зонах подвижных окраин материков. Далее для краткости, как и большинство геологов, рассматриваемую поверхность выравнивания,

а также эпоху ее формирования будем именовать раннекайнозойской.

Настоящая статья посвящена реконструкциям палеогеографии, условий осадконакопления и геодинамики раннекайнозойской эпохи пенеппенизации на примере территории Центральной и Восточной Евразии. Здесь ее индикатор – пенеппен с корами выветривания имеет трансрегиональное развитие в пределах Центральной Евразии, где для его ландшафтов было характерно наличие пологих сводовых поднятий и неглубоких депрессий (в областях осадконакопления), а также появление карстовых воронок (на карбонатных породах фундамента) (Ерофеев, Цеховский, 1982; Цеховский, 1987). Лишь на восточной, подвижной, окраине материка (в конце мела и начале палеогена охваченной ларамийским тектогенезом) пенеппенизированные ландшафты сменялись горным рельефом.

Задачей исследований являлось решение вопроса о характере тектонического режима, ландшафта и осадконакопления на пенеппенизированных участках материка, а также (в краткой и сравни-

тельной форме) об особенностях этих процессов в области ларамийского тектогенеза.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ПЛАТФОРМАХ С ПЕНЕПЛЕНИЗИРОВАННЫМ РЕЛЬЕФОМ

В настоящее время на территории Центральной Евразии остатки мел-палеогенового пенеплена, обычно венчающегося корой выветривания, практически повсеместно сохранились под чехлом нижнепалеогеновых отложений. Кроме того, его реликты наблюдаются на отдельных участках суши (включая склоны или вершины горных хребтов Алтая, Саура, Тарбагатая, Тянь-Шаня и др.). В пользу сплошного (площадного) характера мел-палеогенового пенеплена свидетельствует зрелый состав континентальных осадков характеризующей эпохи. Практически повсеместно они представлены зрелыми по составу продуктами перемыва верхних (глинистой, латеритной) зон площадной коры выветривания, мощность которой не превышала первых десятков метров. Данными цифровыми значениями и следует ограничить максимальную глубину врезов на древней пенепленизированной суши. Важно подчеркнуть, что присутствие зрелых по составу продуктов перемыва площадных кор выветривания в разрезах нижнекайнозойского осадочного чехла позволяет реконструировать наличие древнего пенеплена на денудационной суши и в том случае, если эта поверхность выравнивания была полностью уничтожена здесь эрозионными процессами. Данный вывод не касается локальных участков развития линейных кор выветривания, которые формируются и в горных ландшафтах с участием восходящих термальных вод.

Время существования пенеплена определяется по возрасту формаций или свит, сложенных тонкообломочными продуктами перемыва кор выветривания. Их характеристике в разных регионах Сибири, Алтая, Казахстана, Тянь-Шаня, Урала и Восточно-Европейской платформы посвящены публикации В.П. Казаринова, Ю.П. Казанского, В.И. Бгатов, В.С. Ерофеева, Ю.Г. Цеховского, В.Н. Разумовой, С.С. Шульца, В.И. Попова, В.И. Макарова, В.Г. Трифонова, Д.М. Бачманова, У.Г. Дистанова, Е.Ф. Ахлестиной, В.И. Муравьева и других авторов. Основываясь на анализе данных работ, можно считать, что характеризующая поверхность существовала в областях денудации с конца мела (кампа или маастрихта) до первой половины эоцена. Верхний возрастной ее рубеж ограничен пиренейской фазой тектогенеза, при которой во второй половине эоцена происходит подъем и расчленение эрозией поверхности континентов, и резко возрастают площади орогенов.

При этом, например, возникновение Алтайских гор на месте более древней поверхности вы-

равнивания приводило к размыву покрова кор выветривания и накоплению грубообломочных отложений турангинской свиты (Ерофеев, Цеховский, 1982). В ней широко развиты толщи кварцевых галечников и песков – фации горного или предгорного аллювия. На территории Тянь-Шаня с концом эоцена также связывают заложение эпиплатформенного орогена (Леонов, 2008); однако, большинство геологов датируют это событие олигоценом (Макаров, 1977; Бачманов и др., 2009). На Северном Тянь-Шане активизация тектонического режима конца эоцена приводит к появлению толщи красных песчаников среди существенно глинистых палеоцен-эоценовых отложений (Ерофеев, Цеховский, 1983). По данным бурения, на территории Восточно-Чуйской впадины эта толща залегает ниже олигоцен-миоценового киргизского комплекса.

Исследования в Казахстане (Ерофеев, Цеховский, 1982, 1983; Цеховский, 1987), свидетельствуют о том, что раннекайнозойский пенеплен не являлся абсолютно плоской поверхностью. В нем чередовались участки низменных и возвышенных равнин (пологохолмистых, осложненных сводовыми поднятиями), а также имелись неглубокие плоские впадины. В местах развития карбонатных пород фундамента процессы выветривания приводили к возникновению более расчлененного карстового рельефа с серией воронок.

В конце мела и начале палеогена характеризующая платформенная территория Центральной Евразии находилась в зоне субтропического климата. Особенности ее палеогеографии на платформах, а также характер отложений на древней суши (в Казахстане, Сибири, Урале, Средней Азии) и омывающих ее морях (Западно-Сибирском, Туранском, Южно-Русском) показаны на литолого-палеогеографической схеме, составленной для танетско-лютетского времени (рис. 1). Необходимо отметить, что в интервале времени от кампана до первой половины эоцена из-за ряда сравнительно небольших трансгрессий и регрессий контуры древней суши и моря несколько менялись; но при этом главные особенности палеогеографии и осадконакопления на данной территории сохранялись. В ее пределах выделяются две палеоклиматические зоны: Северная (гумидная) и Южная (аридная), границей которых служит область, расположенная между параллелями 46–50° северной широты. На суше Северной зоны в областях с субтропическим влажным палеоклиматом накапливались продукты перемыва гумидного кварц-каолинового или латеритного элювия. При этом формировались тонкообломочные отложения: каолиновые глины, кварцевые пески или алевриты (нередко окремненные или ожелезненные), а также карстовые обломочные бокситы.

В Сибири эти породы обычно выделяют в составе формации коры выветривания (Казаринов и др., 1969). На территории Центрального и Северного

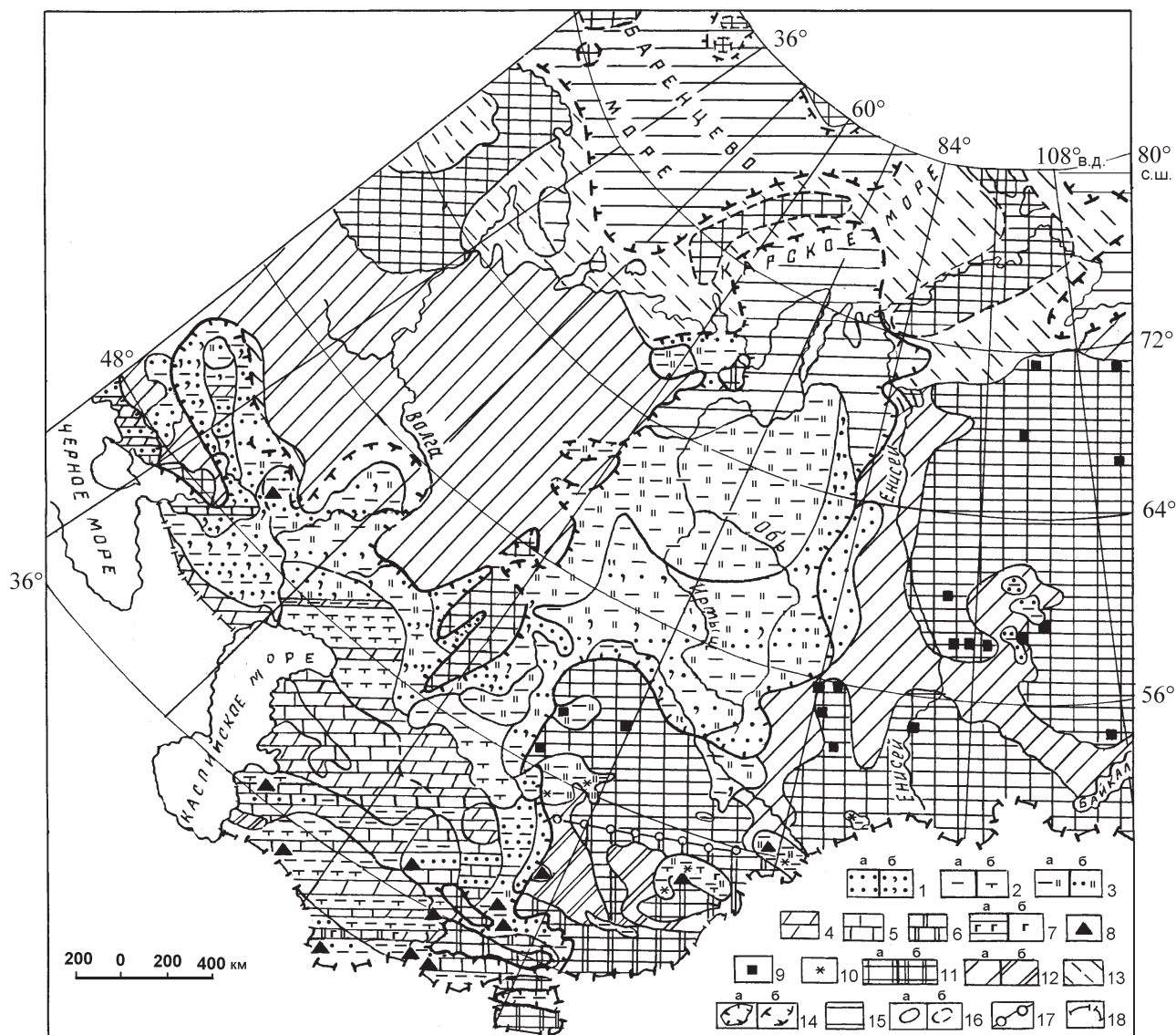


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая схема Центральной Евразии (танетский–лутетский ярусы) по данным (Цеховский и др., 1996) с уточнениями.

1 – пески и алевроиты (а – кварцевые, б – глауконитово-кварцевые); 2 – глины (а – бескарбонатные, б – карбонатные); 3 – кремнистые или окремненные терригенные отложения (а – трепелы, опоки, кремни, б – диатомиты, диатомитовые или опоквидные глины, окремненные кварцитовидные песчаники и алевроиты); 4 – мергели и глинистые известняки; 5 – известняки; 6 – доломиты; 7 – гипсы (а – пластовые, б – конкреционные или жильные); 8 – бентонитовые глины; 9 – бокситы; 10 – красноцветы; 11–13 – денудационные ландшафты суши (а – в областях с гумидным палеоклиматом, б – с аридным палеоклиматом): 11 – возвышенные пенеппенизированные равнины со сводовыми поднятиями, 12 – низменные равнины, 13 – приморские равнины, временами заливаемые морем; 14 – контуры морских бассейнов (а – достоверные, б – предполагаемые); 15 – участки Арктики с неясной палеогеографией и типами литологических комплексов в раннем кайнозое; 16 – границы литологических комплексов и ландшафтов (а – достоверные, б – предполагаемые); 17 – граница Северной (гумидной) и Южной (аридной) зон осадконакопления; 18 – южная граница района исследований.

Fig. 1. Lithological-paleogeographic map of Central Eurasia (Thanetian–Lutetian stages), modified after (Tsekhovski et al., 1996).

1 – Sand and silt (a – quartz, b – glauconite-quartz); 2 – clay (a – carbonate-free, b – carbonate-bearing); 3 – siliceous and silicified terrigenous sediments (a – moonmilk, gaize, and chert, b – diatomite and diatom and/or moonmilk clay, silicified quartzite-like sandstone, and siltstone); 4 – marl and clayey limestone; 5 – limestone; 6 – dolomite; 7 – gypsum (a – beds, b – nodules and veins); 8 – bentonite clay; 9 – bauxite; 10 – red beds; 11–13 – denudation landscapes (a – in areas of humid paleoclimate, b – in areas of arid paleoclimate): 11 – elevated peneplained plains with arched uplifts; 12 – lowland plains; 13 – coastal plains sometimes sea-flooded; 14 – contours of marine basins (a – proved, b – inferred); 15 – Arctic areas of uncertain paleogeography and types of Early Cenozoic lithological complexes; 16 – boundaries between lithological complexes and landscapes (a – proved, b – inferred); 17 – boundary between the Northern (humid) and Southern (arid) sedimentation zones; 18 – southern boundary of study area.

Казахстана, а также Алтая их объединяют в рамках пестроцветной гематит-каолиновой парагенетической ассоциации (Ерофеев, Цеховский, 1982; Цеховский, 1987). Характерной особенностью этих парагенезов является наличие внутриформационных кор выветривания или неозлювия, приводящих к довыветриванию терригенного материала в областях континентальной аккумуляции. Эти процессы, отнесенные к субаэральному диагенезу, затронули свыше половины объема пород характеризующих гумидных парагенезов и способствовали появлению пестро-красной окраски большинства слагающих их пород.

В раннекайнозойскую эпоху пенепленизации рельефа большие участки Центральной Евразии занимали платформенные моря (см. рис. 1). К их числу относится Западно-Сибирское море, а также Южно-Русское и Туранское моря северо-восточной окраины Перитетиса. На территории Северной зоны вдоль побережий древних морей выделяется полоса развития кварцевых песчано-алевритовых (местами окремненных) отложений, которые по направлению к центральным участкам морей фациально замещаются глинистыми и кремнистыми (силицитовыми) породами.

К силицитам относятся диатомовые или опоковидные глины, диатомиты, опоки и трепела, окремненные терригенные породы. Наличие силицитов с примесью глауконита является характерным признаком нижнекайнозойских морских толщ, которые выделяются в составе глауконитово-кремнистой формации (Муравьев, 1983).

В пределах Южной зоны из-за смены гумидного климата на аридный менялся характер древних площадных кор выветривания, развитых на поверхности пенеплена. Здесь в раннем кайнозое на породах фундамента формировались глинистые кварц-монтмориллонитовые разности элювия (часто увенчанные известковистыми каличе), в которых интенсивность химического выветривания алюмосиликатов ослабевала (Ерофеев, Цеховский, 1990).

Континентальные отложения, связанные с перемывом венчающего пенеплен аридного элювия в пределах Южной зоны, выделены в составе пестроцветной монтмориллонитовой кремнисто-сульфат-карбонатной парагенетической ассоциации (Ерофеев, Цеховский, 1983). В ее строении участвуют красноцветно-пестроцветные монтмориллонитовые глины с линзами или прослоями кварцевых песков, алевритов и выделениями кальцита, доломита, гипса, опала. Данные минералы образуют конкреции, прожилки или цемент в обломочных породах, а также слагают панцири (каliche) во внутриформационном элювии. В эпоху пенепленизации рельефа как в Северной, так и в Южной зонах, несмотря на размыв и переотложение кор выветривания, мощность и зональное строение элювия не менялись. Это было связано с тем, что во

время эрозии продолжалось выветривание пород и эти процессы компенсировали друг друга.

В составе морских отложений Южной зоны (Северной части Восточного Перитетиса), по данным (Атлас..., 1967; Геккер и др., 1963; Давидзон и др., 1982; Ронов и др., 1989), доминируют известняки, мергели и глины. Обычно преобладают известковистые монтмориллонит-гидрослюдистые глины; встречаются также бентониты и прослои горючих сланцев. Вдоль побережий морей накапливались карбонатно-терригенные или терригенные (кварцевые) отложения, а в палеоценовых лагунах на юге Туранского моря (Ферганская впадина, Таджикистан) появляются пластовые гипсы и доломиты.

Для палеоцен-эоценовых платформенных морей были характерны небольшие глубины (Казаринов и др., 1969; Музылев, 1994; Музылев и др., 1994). Присутствие лишь мелководных форм нанопланктона в морских палеоценовых отложениях Восточного Перитетиса на территории Средней Азии, Западного Казахстана, Предкавказья и Поволжья свидетельствует о выровненном дне бассейнов, где его глубины, по данным Н.Г. Музылева, не превышали нескольких десятков метров. Подобный выровненный рельеф дна морей, перекрытых осадками, иногда именуют аккумулятивным пенепленом (Кинг, 1968). В процессе исследований установлено обогащение раннекайнозойских отложений на рассматриваемой территории продуктами вулканогенной или гидротермальной деятельности, что отличает их от других отложений верхнемезозойско-кайнозойского платформенного чехла.

ПОРОДЫ, СВЯЗАННЫЕ С ГЛУБИННЫМИ ИСТОЧНИКАМИ

Вулканогенные породы. В их числе установлены эффузивы, пирокластита, а также продукты ее изменения – камуфлированная пирокластита.

На рассматриваемой территории верхнемеловые-нижнекайнозойские базальтовые лавы и туфы, местами содержащие межпластовые интрузии щелочных габброидов или секущие их дайки, особенно широко представлены (рис. 2, № 1–4) в Тянь-Шане на территории Чуйской, Иссык-Кульской, Нарынской, Аксайской, Туянской и других впадин (Грачев, 1999; Бачманов и др., 2009; Sobel, Arnaud, 2000). Здесь они достигают мощности 80 м и имеют изотопные датировки (**K-Ar**), **меняющиеся в диапазоне 120–46 млн лет (в основном 50–59 млн лет)**. За пределами Тянь-Шаня эффузивы характеризуемой эпохи выявлены в ряде пунктов на платформах и эпиплатформенных орогенах Центральной Евразии (см. рис. 2). В современных горных областях они известны в Джунгарском Ала-Тау (№ 8), где предполагается их раннекайнозойский возраст, а также в кампанских отложениях Минусинской впадины на юге Сибири (№ 9, с изотопными датировками 82–77 млн

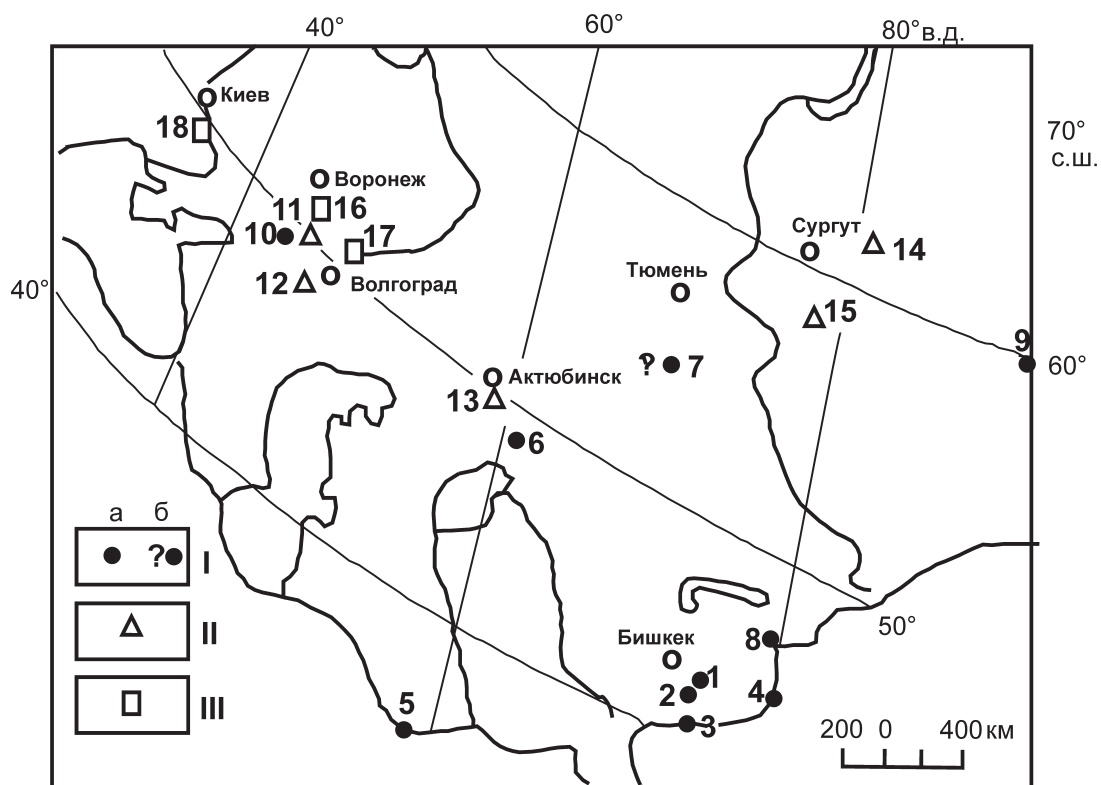


Рис. 2. Схема расположения раннекайнозойских эффузивов (I), грубой вулканокластики (II) и гидротермалитов (III).

I – лавы и туфы (а – датированные в диапазоне кампан-лутет, б – кайнозойские, вероятно, раннекайнозойские): 1 – Северный Тянь-Шань (разрезы Торайгыр, Онорчек, Сулутерек), 2 – Центральный Тянь-Шань (разрезы Тосор, Байламтал, Нарын, Башнура, Орто-Каганды, Каинды), 3 – Южный Тянь-Шань (эффузивы Тоюнской и Аксайской впадин), 4 – Восточный Тянь-Шань (разрез Ойкарагай), 5 – район возвышенности Бадхыз (разрезы Кушка, Еролай-Дуз, Чакмалы-Сонга), 6 – разрез у р. Иргиз, 7 – Приишимье (разрезы у сел Акшаганана и Тамбовка), 8 – разрез Джунгарский Ала-Тао, 9 – Минусинская впадина, 10 – г. Россошь. II – грубая вулканокластика (пеплы или гиалокласты псефитовой и псаммитовой размерности: 11 – разрез у станицы Базковская, 12 – разрез у с. Громославка, 13 – разрез у пос. Тык-Бутак, 14 – Ларьякская скважина, 15 – Нововасюганская скважина. III – гидротермалиты: 16 – разрез у хутора Лобачи, 17 – разрез у г. Камышин, 18 – разрез у с. Григоровка.

Fig. 2. Location map of Early Cenozoic volcanic rocks (I), coarse-grained volcanoclastic rocks (II), hydrothermal rocks (III).

I – lavas and tuffs (a – dated at the Campanian through Lutetian, b – Cenozoic, likely Early Cenozoic): 1 – northern Tien Shan (Toraigyr, Onorchek, and Suluterek sections), 2 – central Tien Shan (Tosor, Bailamtal, Naryn, Bashnura, Orto-Kagandy, Kaindy sections), 3 – southern Tien Shan (volcanic rocks in the Toyun and Aksai depressions), 4 – eastern Tien Shan (Oikaragai section), 5 – Badkhyz Highland area (Kushka, Erolai-Duz, and Chakmaly-Songa sections), 6 – section in the Irgiz River area, 7 – Ishim area (sections near the villages of Akshaganaka and Tambovka), 8 – Dzhungarian Ala Tau section, 9 – Minusinsk depression, 10 – near town of Rossosh; II – coarse-grained volcanoclastic rocks (psephitic and psammitic ash and hyaloclastic rocks): 11 – section near the village of Bazkovskaya, 12 – section near the village of Gromoslavka, 13 – section near the village of Tyk-Butak, 14 – hole Laryak, 15 – hole New Vasyugan; III – hydrothermal rocks: 16 section near the farm Lobachi, 17 – section near the town of Kamyshein, 18 – section near the village of Grigorovka.

лет) (Грачев, 1999). Вдоль южного активизированного обрамления Туранской плиты среднеэоценовые андезитовые и базальтовые лавы (мощностью 40 м) и туфы (мощностью свыше 200 м) установлены в районе возвышенности Бадхыз (№ 5) на территории Туркмении (Геология СССР..., 1984).

В единичных пунктах обрамления Казахского щита (№ 6, 7) андезито-базальтовые и местами липаритовые лавы залегают под неоген-четвертичными отложениями вдоль глубинных разломов древнего заложения (Леонов, Лукменко, 1981). Вопрос о точном возрасте этих вулканитов остается пока не-

решенным. Однако К-Аг датировки базальтоидов в районе Иргиза – от палеоцена (59 млн лет) до олигоцена и неогена – позволяют предположить раннекайнозойский возраст (по крайней мере, для части из них). На юго-восточном обрамлении Воронежской антеклизы (в 60 км южнее г. Россошь) в основании осадочного чехла на контакте с фундаментом вскрыты скважиной кампанские базальты (см. рис. 2 № 10) с абсолютным возрастом (К-Аг) 74 млн лет (Скаржински, 1973).

К индикаторам палеоцен-эоценового местного внутриплатформенного вулканизма относятся так-

же прослой грубой вулканокластике – гиалокластитов и пеплов песчаной размерности. По данным (Ван, 1984; Муравьев, 1983; Муравьев и др., 19976), эти породы известны в Западной Сибири (см. рис. 2, № 14, 15), Южном Приуралье (№ 13), на юге Воронежской антеклизы (№ 11) и в Южном Поволжье (№ 12), где их мощность меняется от первых сантиметров до первых десятков сантиметров.

Значительно более широко и разнообразно в строении нижнекайнозойского платформенного чехла представлена тонкая пирокластика (часто глинизированная), которая складывается как кислыми, так и основными по составу вулканическими стеклами (Муравьев, 1983). Она наиболее широко развита в Южной зоне, где на территории Туркмении, Узбекистана, Восточного и Южного Казахстана тонкие пепловые горизонты или терригенные породы, обогащенные пеплом, встречаются в морских и реже в континентальных маастрихт-эоценовых отложениях (Геология СССР, 1957; Зеленова, 1961). В этой связи предполагают, что обильные пеплопады на территории Мангышлака во время формирования среднеэоценовой шорымской свиты приводили к вымиранию морской фауны (Лавров, Котова, 1963).

Заслуживают внимания результаты исследований Н.Г. Музылева (Цеховский и др., 1996) с привязкой ряда пепловых горизонтов Южной зоны, прослеженных на больших площадях Устьюрта и Предкавказья, а также в пределах Таджикской и Ферганской депрессий, к шкале по наннопланктону (рис. 3). Для раннего и начала среднего эоцена (ипр и первая половина лютета) выделено 4 подобных горизонта. Отмечается также наличие пеплопадов в бартоне и приабоне. Синхронно с пеплонакоплением в морских бассейнах создавались благоприятные условия для развития кремниевого планктона и формирования сапропелевых илов.

На территории Поволжья и Воронежской антеклизы линзы или прослой тонких вулканических пеплов обнаружены в палеоцен-эоценовых сумской, бузиновской, пролейской, царицынской, киевской, вешенской свитах, а также в хоперском горизонте (Ахлестина, Курлаев, 1988; Калущкая, 1980; Муравьев, 1983). Подробная характеристика вулканических пеплов базальтового состава в разрезе у с. Громославка (Южном Поволжье, см. рис. 2, № 12) содержится в публикации (Муравьев и др., 19976). Здесь прослой (мощностью 10 см) тонкого неизмененного вулканического пепла базальтового состава приурочен к вешенской свите. Имеются публикации, где предполагается связь нижнекайнозойской пирокластике Западной Сибири в основном с местными очагами базальтового вулканизма (Ван, 1974, 1984). Установлено, что на характеризуемой территории Центральной Евразии наиболее часто пепловый материал осаждался вместе с терригенными отложениями и при этом формировались линзы, прослой или слои, до-

стигающие мощности первых метров, а иногда и первых десятков метров.

Породы, обогащенные камуфлированной пирокластикой. Известно, что вулканический пепел в результате наземного или подводного (гальмролиз) выветривания, а также при воздействии гидротерм легко разрушается. При этом образуются аутигенные минералы (монтмориллонит с выделениями глауконита, цеолитов, опала или халцедона), которые именуют камуфлированной пирокластикой (Муравьев, 1983). Ее минералы образуют самостоятельные скопления либо обогащают терригенные и органигено-хемогенные осадочные породы. С учетом высокой насыщенности минералами свободного кремнезема и глауконитом морских терригенных нижнекайнозойских толщ в Северной (гумидной) зоне литогенеза они выделяются в составе глауконитово-кремнистой формации (Муравьев, 1983).

Бентонитовые глины. В число камуфлированной пирокластике входят и некоторые разновидности алюминиевых монтмориллонитов – бентонитовые глины. Выделяется 4 генетических типа их месторождений (Сырьевая база..., 1972): элювиальный, вулканогенно-осадочный, гидротермальный и осадочный. При этом отмечается, что обилие легко разрушающейся пирокластике (на суше – в элювии, а также в море – вследствие гальмролиза или под воздействием гидротерм) благоприятствует образованию бентонитов или является определяющим фактором в формировании их залежей. Преимущественно вулканогенно-осадочный генетический тип месторождений или проявлений бентонитов часто встречается в маастрихт-эоценовых отложениях на территории Центральной Евразии.

В частности, на территории Южной аридной зоны литогенеза известны морские и континентальные залежи бентонитов. К их числу на территории Восточного и Южного Казахстана, Узбекистана и Туркмении относятся Таганское, Андреевское, Калесское, Бахарденское, Апартокское, Огланлинское и другие месторождения (Сырьевая база..., 1972; Минерально-сырьевая база..., 1991; Олейник, 1976). Мощности продуктивных пластов бентонитов в Южной зоне меняются от первых метров до 20–60 м на Андреевском и Огланлинском месторождениях. Аридный климат, господствовавший на территории Южной зоны, благоприятствовал образованию и сохранению залежей бентонитов на суше и в морях. Установлено, что выветривание алюмосиликатов в аридных корах выветривания прекращалось на стадии образования монтмориллонита (Ерофеев, Цеховский, 1990), а щелочная среда и повышенная соленость морских вод благоприятствовали монтмориллонитизации вулканического пепла и способствовали сохранности бентонитовых глин в диагенезе (Сырьевая база..., 1972).

В пределах Северной гумидной зоны литогенеза известны только морские раннекайнозойские

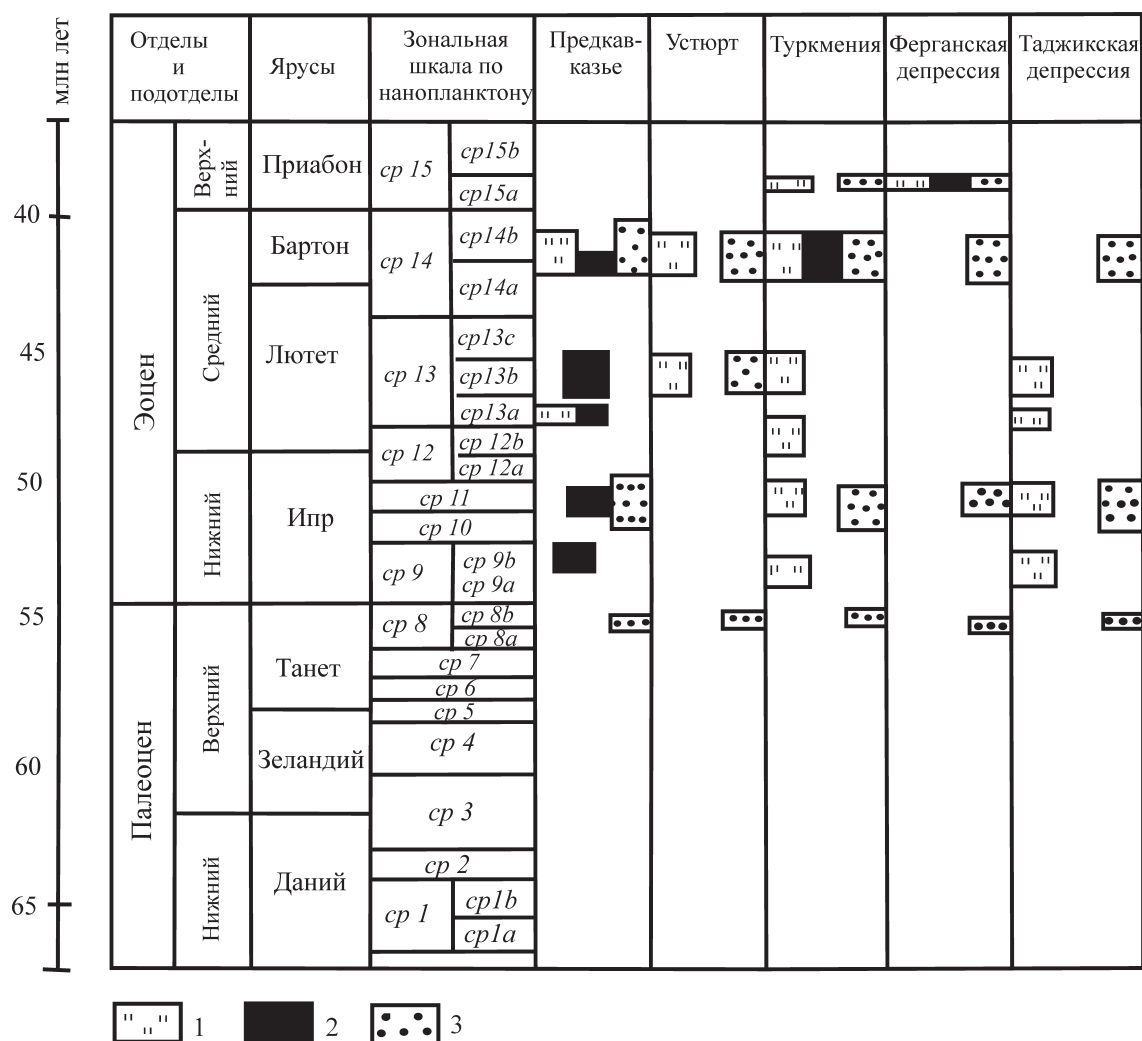


Рис. 3. Корреляционная схема (привязанная к шкале по нанопланктону).

1 – пеплонакопление, 2 – развитие кремниевых планктона, 3 – образование сапропелей.

Fig. 3. Correlation chart (correlated using nanoplankton).

1 – ash accumulation, 2 – development of siliceous plankton, 3 – sapropel accumulation.

вулканогенно-осадочные проявления или месторождения бентонитов. На территории Поволжья и Воронежской антеклизы они обнаружены в отложениях эоценовых царичинской и киевской свит (Калуцкая, 1980, 1981). В южной части Воронежской антеклизы их мощности достигают 18 м и бентонитовые глины местами слагают весь разрез киевской свиты. В гумидных континентальных отложениях раннего кайнозоя (на севере Казахстана, на Алтае, в Сибири и Приуралье) залежи бентонитов не встречаются. Здесь процессы латеритно-каолинового выветривания в областях денудации и субаэрального диагенеза (с участием неогенов) в областях аккумуляции осадков практически полностью разрушали вулканокластику и продукты ее преобразования – бентонитовые глины. Поэтому данные типы

вулканогенных пород в континентальных отложениях отсутствуют.

Участие глубинных источников в образовании силицитов. Характерной особенностью нижнекайнозойских отложений является широкое развитие в них силицитов. К последним относятся породы, обогащенные кремнеземом биогенного либо абиогенного происхождения: диатомиты, диатомитовые глины, трепела, опоки, кремни, а также окремненные терригенные породы. Известны 3 источника кремнезема, участвующих в образовании силицитов (Казаринов и др., 1969; Максимова, 1978; Муравьев, 1983; Цеховский, 1987): 1) экзогенный (за счет привноса из кор выветривания или в зонах апвеллингов), 2) глубинный (вулканогенные или гидротермальные), 3) вулканогенно-экзоген-

ный (при гальмиролизе вулканических пеплов). Однако дискутируется вопрос – какие из источников являются главными? Анализ литературных данных и собственные наблюдения позволяют сделать следующие выводы. Для раннего кайнозоя на характеризуемой территории Центральной Евразии доказан важный вклад практически всех перечисленных выше источников в формирование силицитов (за исключением связи с морскими апвеллингами).

Можно согласиться с выводами геологов, отмечающих важную роль суши, поставившей большие объемы подвижного кремнезема в области континентального или морского осадконакопления в эпохи пенеппенизации рельефа и формирования кор выветривания (Казаринов и др., 1969; Холодов, 1987; Цеховский, 1987). При этом характеризующий процесс интенсивно протекает лишь в областях с гумидным климатом в латеритно-каолиновом элювии с глубоким химическим выветриванием пород. Именно в такой области – Северной зоне (см. рис. 1) окремненные терригенные нижнекайнозойские породы и силициты получают широкое развитие. В областях с аридным климатом (Южной зоне), где формируются монтмориллонитовые разности кор выветривания, вынос кремнезема из элювия и масштабы окремнения континентальных терригенных отложений резко ослабевают. При этом в морских бассейнах силициты замещаются карбонатами, исключая редкие и небольшие участки морского побережья.

Пока достоверно не выяснена роль апвеллингов, которым часто отводится определяющее значение в формировании кремниевых планктона и накоплении силицитов в характеризующих раннекайнозойских платформенных морях. При субтропическом палеоклимате, ровном дне и преимущественно небольших глубинах древних морей вряд ли здесь могли быть развиты обогащенные кремнеземом придонные холодные воды. Если допустить принос кремнезема из Паратэтиса или Арктического бассейна, трудно получить ответы на ряд вопросов.

Почему апвеллинги и формирование силицитов приурочены лишь к Северной гумидной зоне (с процессами глубокого химического выветривания и выноса с суши подвижного кремнезема) и отсутствуют в Южной аридной зоне, где эти процессы резко ослабевают? В чем причина наличия широких площадей силицитообразования, проявлявшегося не только вдоль побережий морей (где обычно развиты апвеллинги), но нередко и в их центральных частях? Почему после раннекайнозойской эпохи в конце эоцена перестали накапливаться силициты в отложениях тавдинской или чеганской свит на территории Западной Сибири, Тургая и Приаралья, в морях, имевших связь с океаническими бассейнами? Вопрос о роли этих бассейнов как масштабных поставщиков растворимого кремнезема в характеризующие раннекайнозойские моря требует дальнейшего решения.

Выше отмечалась активизация раннекайнозойского вулканизма на рассматриваемой территории. Его участие в образовании силицитов за счет местных или удаленных вулканических очагов проявлялось различно. Существует мнение (Петрова, 1958), что в вулканических областях большая масса кремнезема поступает в бассейны при взаимодействии раскаленной лавы и горячего пирокластического материала с морской водой, а также при разрушении вулканического пепла в диагенезе (гальмиролизе с выделением кремнекислоты) (Ван, 1974; Муравьев, 1983, 1987). С этим процессом связывают возникновение минеральной ассоциации, состоящей из клиноптилолита, кристобалита, опала и монтмориллонита, характерной для раннекайнозойских отложений Южно-Русского и Западно-Сибирского морей. Предполагается, что и сам пепел является весьма благоприятным питательным материалом для диатомей, способных расщеплять алюмосиликаты (Силантьев, 1976).

Еще одним важным поставщиком подвижного кремнезема в бассейны седиментации могли служить гидротермы. В областях вулканизма нагретые на глубине метеорные воды, просачиваясь через вулканогенные породы (в особенности пеплы), активно выщелачивают кремнезем и затем поставляют его в осадочные бассейны (Силантьев, 1976). На платформах подобные воды могли быть приурочены не только к областям вулканизма, но и встречаться за их пределами, в зонах развития глубинных разломов, где по данным С.В. Максимовой (1978) были связаны с разгрузкой обогащенных кремнеземом термальных вод. На примере изучения морских фаменских и турнейских отложений Восточно-Европейской платформы она показала активизацию жизнедеятельности кремниевых планктона над зонами глубинных разломов.

К гидротермальным образованиям относятся также кремнистые дайки, широко развитые в характеризующих нижнекайнозойских морских отложениях. Они отмечаются в пределах Северной зоны (в тех же регионах, где накапливались осадочные силициты) и детально изучены в Приднепровье, на юге Воронежской антеклизы, в Поволжье, Южном Приуралье и Северном Приаралье (Гарецкий, 1956; Каледа, Липаева, 1992; Муравьев и др., 1997; Холодов и др., 1995). Толщина даек меняется в интервале 15–30 см–3 м. Большинство их приурочено к палеоценовым и нижне-среднеэоценовым отложениям, а выше (вплоть до олигоцена) они встречаются очень редко.

В ряде участков, где хорошо обнажены нижнекайнозойские отложения, видна высокая насыщенность их кремнистыми дайками. Например, в Северном Приаралье, где их число составляет многие тысячи (Гарецкий, 1956), они образуют стенообразные останцы (высотой до 2 м) на поверхности легко эродируемых глинистых пород тасаран-

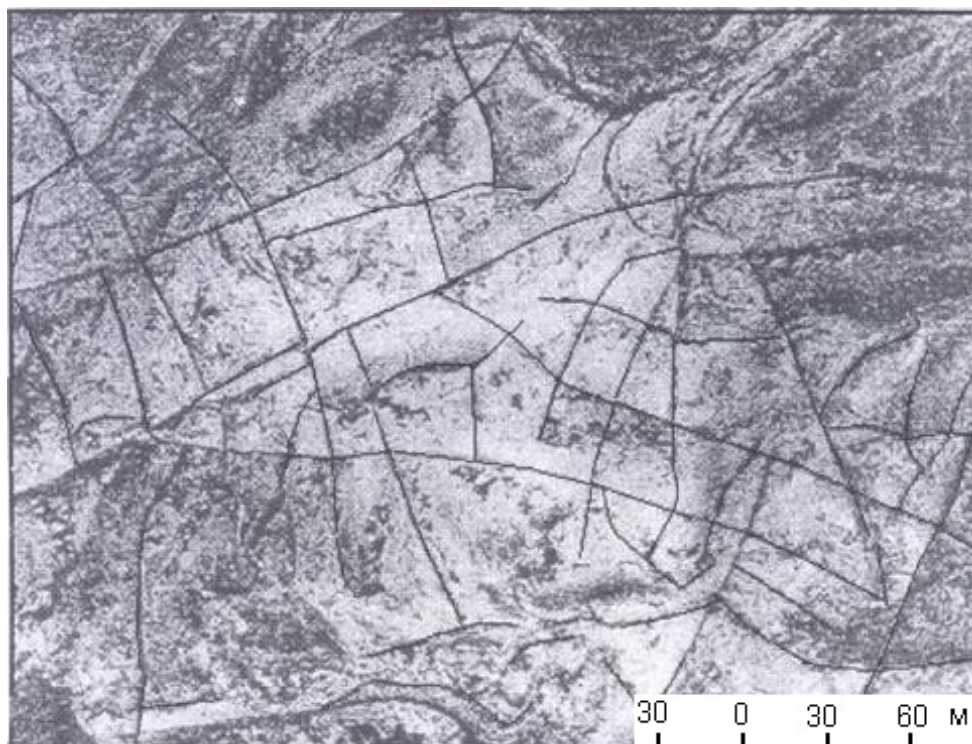


Рис. 4. Густая сеть пересекающихся даек кварцитовидных песчаников на поверхности тасаранской свиты (присводовая часть Жаксыбутаашской антиклинали в Северном Приаралье, снимок с самолета).

Fig. 4. Network of intersecting quartzite-like sandstone dikes on the surface of the Tarasan Formation (close to the hinge of the Zhaksybutash anticline in the northern Aral area, aerial photo).

ской свиты. При этом густая сеть взаимопересекающихся даек хорошо видна с самолета (рис. 4). Отметим, что тасаранская свита, ранее относившаяся к средне-верхнеэоценовым отложениям (Холодов и др., 1995), с учетом новых данных (Беньямовский и др., 1995), датируется верхним ипротетом (т.е. относится к характеризующему раннекайнозойскому этапу осадконакопления).

Было выявлено два основных типа нижнекайнозойских кремнистых гидротермалитов (Муравьев др., 1997), которые кратко охарактеризуем ниже. Первый из них (рис. 5а) изучен в разрезе эоценовой бучакской свиты (Приднепровье, у с. Григоровка, см. рис. 2, № 18). Здесь в разрезе отмечается толща кварцевых песков с глауконитом в нижней части. Она рассечена субвертикальной жилой более плотных песков (с выделениями глауконита и опала) толщиной 10–15 см. В верхней части эта главная жила разветвляется на более тонкие наклонные каналы толщиной до 3.5 см. Кроме того, появляются горизонтальные каналы таких же уплотненных, но более грубозернистых песков, подчеркивающие первичное напластование пород. Венчается разрез пачкой массивных кварцитовидных песчаников (мощностью 4 м), цемент которых представлен опалом, люссатитом и халцедоном. В этой пачке встречаются линзы исходных рыхлых песков.

Предполагалось, что жилы и каналы уплотненных песков с выделениями опала фиксируют пути притока насыщенных кремнеземом восходящих термальных вод, при разгрузке которых (в верхней пачке) сформировались кварцитовидные песчаники.

Второй тип кремнистых гидротермалитов (рис. 5б) выделен и изучен в палеоэоценовых отложениях камышинской свиты у г. Камышина в Среднем Поволжье (см рис. 2, № 17). Здесь на поверхности палеоэоценовой песчаной толщи отмечаются ее эрозионные останцы (в форме усеченных конусов), в разной степени окремненные. Высота останцов составляет 30–40 м, ширина у основания – 200–400 м, у вершины – 100–150 м.

В этом районе кварцевые пески камышинской свиты рассечены субвертикальными кремнистыми дайками (толщиной от 15–30 см до 2 м), сложенными кварцитами и кварцитовидными песчаниками. Система даек в плане образует сложную сетку пересекающихся тел, фиксирующих каналы поступления восходящих термальных вод. Некоторые дайки вверх по разрезу заканчиваются утолщениями. Однако основная их часть прослеживается до вершины останцов. Здесь они утолщаются и переходят в горизонтальные линзы, от которых вверх отходят многочисленные жильные и трубообразные тела кварцитов и кварцитовидных песчаников.

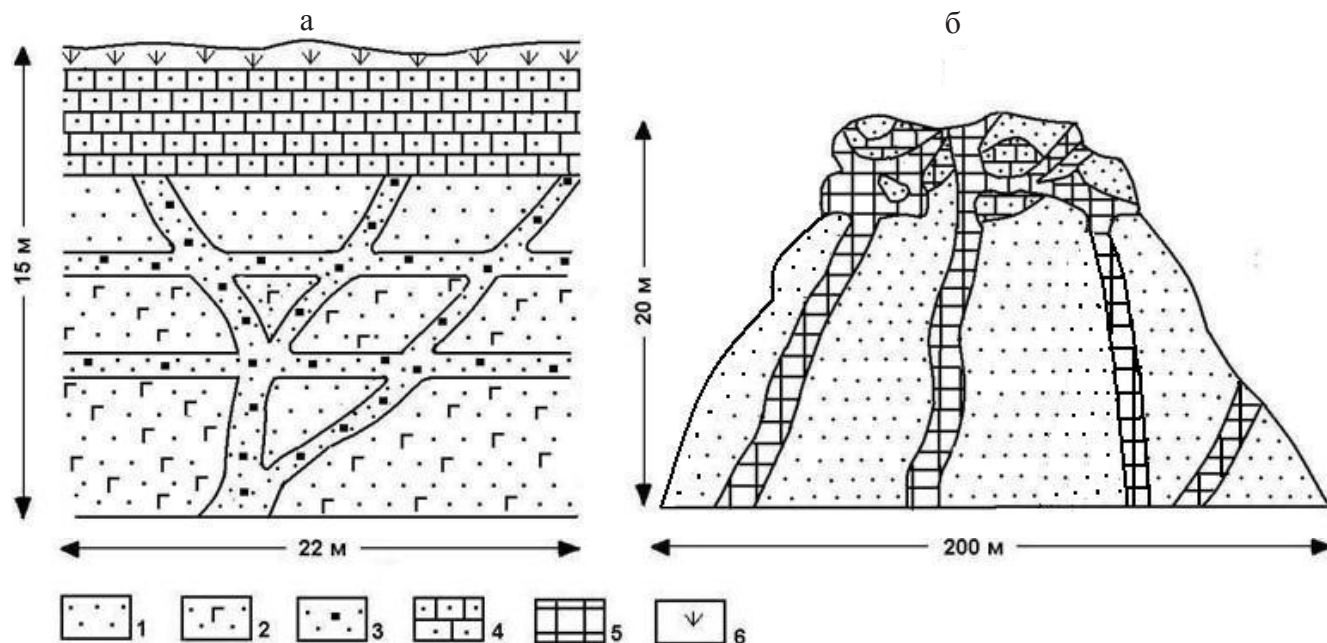


Рис. 5. Схемы гидротермального кремнения нижнекайнозойских отложений: в обнажении эоценовой бучакской свиты у с. Григоровка в Приднепровье (а) и эрозионном останце палеоценовой камышинской свиты, г. Камышин, Поволжье (б).

1 – кварцевые пески, 2 – кварцевые пески с глауконитом, 3 – уплотненные пески с выделениями опала и глауконита, 4 – кварцитовидные песчаники, 5 – кварциты, 6 – почвенно-растительный слой.

Fig. 5. Schematic representation of hydrothermal silification of the Lower Cenozoic rocks: in an outcrop of Eocene Buchak Formation near the village of Grigorovka, Dnieper area (a) and erosion remnant in Paleocene Kamyshin Formation near the town of Kamyshin, Volga area (b).

1 – quartz sandstone, 2 – quartz sandstone with glauconite, 3 – compacted sandstone with opal and glauconite segregations, 4 – quartzite-like sandstone, 5 – quartzite; 6 – soil.

Среди кремненных пород встречаются линзы исходных рыхлых песков.

В кварцитовых дайках и наддайковых телах аутигенный регенерационный кварц заполняет поровое пространство среди его терригенных зерен. Состав кварцитовидных песчаников сходен с описанным выше из разрезов Приднепровья. Интересной особенностью характеризующихся песчаников Среднего Поволжья являются находки отпечатков листовой палеоценовой флоры (определения Н.М. Макулбекова). Таким образом, если в разрезе Приднепровья разгрузка обогащенных кремнеземом термальных вод сопровождалась пластовым кремнением пород внутри осадочной толщи, то в Поволжье этот процесс происходил на древней земной поверхности, покрытой опавшими листьями деревьев. При этом здесь и формировались тела кварцитов и кварцитовидных песчаников, содержащих отпечатки флоры.

В публикациях геологов отмечается, что кластический материал (заполнявший трещину, где происходило его кремнение) может относиться к нептуническим образованиям (поступавшим из вышележащих песков), а также иметь аллохтонную или инъекционную природу. Однако, независимо от его про-

исхождения, цементация зерен кремнеземом происходила с участием гидротерм, имеющих катагенетическое или ювенильное происхождение. В дайках Приаралья это подтверждается появлением оторочек тридимита вокруг зерен кварца, что свидетельствует в пользу высоких температур гидротерм (Холодов и др., 1995). Этот высокотемпературный минерал образует оторочки вокруг зерен кварца.

Таким образом, гидротермальный источник кремнезема оказывал важное влияние на образование силицитов в раннекайнозойских морях. Логичным является также вывод о резком повышении концентрации кремнекислоты в местах разгрузки гидротерм, где фоновое осаждение кремнезема диатомеями сменялось его абиогенным накоплением (Муравьев, 1983). И, следовательно, гидротермальная деятельность могла являться одним из главных факторов, контролирующих образование нижнекайнозойских опок и трепелов. На примере Западной Сибири видно, что ее прекращение в начале среднего эоцена (при накоплении люлинворской свиты) совпадает со временем исчезновения морских силицитов из разрезов более молодой по возрасту чеганской свиты.

В целом можно считать, что главной причиной массового накопления кремнезема в характеризующих платформенных морях являлось сочетание двух основных факторов: 1) привнос кремнекислоты из площадных латеритно-каолиновых кор выветривания; 2) ее поступление из глубинных источников в результате вулканической и гидротермальной деятельности.

Подводя итог особенностям строения и условий образования отложений раннекайнозойской эпохи пенеппенизации рельефа на платформах Центральной Евразии, подчеркнем следующее. В это время на данной территории всеми авторами отмечается факт стабилизации тектонических движений и накопления продуктов перемыва кор выветривания (обычно небольшой мощности – не превышающей первых сотен метров). Одновременно фиксируется относительно высокая насыщенность отложений данной эпохи продуктами вулканизма и гидротермальной деятельности. Это выделяет их из состава более молодых кайнозойских толщ (включая те из них, которые накапливались в тектонически активные орогенные эпохи).

Данное противоречие, выявленное геологами (Шейнманн, 1968; Грачев, 1999), – усиление магматизма в раннекайнозойскую эпоху тектонического покоя (когда следовало бы ожидать его прекращения) в пределах Тянь-Шаня и прилегающих регионов – ранее уже упоминалось. Причем это явление (которое связывают с развитием мантийного плюма) не считают случайным и приводят примеры его проявления в других частях Азии.

Материалы, приведенные в этой статье, также позволяют считать, что в раннекайнозойскую эпоху тектонического покоя (сопровождавшуюся пенеппенизацией рельефа и формированием кор выветривания) активизация магматизма и гидротермальной деятельности в той или иной мере затронула всю территорию Центральной Евразии. Судя по многим публикациям, сходная обстановка осадконакопления и тектонического режима в раннем кайнозое господствовала и на востоке материка вплоть до Тихоокеанской окраины материка. Однако здесь проявились и некоторые новые особенности тектонических процессов, которые рассмотрим ниже.

ЭПОХА ПЕНЕПЛЕНИЗАЦИИ РЕЛЬЕФА НА ВОСТОКЕ ЕВРАЗИИ

В пределах Сибирской платформы, горных областей Алтая и Саян и на территории Монголии строение раннекайнозойских ландшафтов, а также особенности осадконакопления оставались сходными с охарактеризованными выше. С учетом публикаций (Бискэ, 1975; Горелов и др., 1972; Кору выветривания..., 1979; Ронов и др., 1989; Хаин, Балуховский, 1993; Цеховский, 1987; Слукин, Домбровская, 1979; Геоморфология..., 1982) можно считать,

что раннекайнозойская поверхность выравнивания с латеритно-каолиновыми корами выветривания (и маломощными продуктами ее перемыва) охватывала всю Сибирь и достигала побережья Восточно-Сибирского моря и Моря Лаптевых, а также Новосибирских островов (Патык-Кара, Лаухин, 1986; Алексеев и др., 2003).

На территории Монголии и Китая (области с аридным палеоклиматом) реликты раннекайнозойского пенеппена и связанные с эрозией его смектитового элювия красноцветные загипсованные терригенные отложения охарактеризованы в публикациях (Геоморфология..., 1982; Кинг, 1968). Эта поверхность выравнивания называется: Монгольской или Хангайской – в Монголии и Бей-Тай – в Китае. В Сибири и Монголии местами на ней залегают маломощные (до 50–100 м) покровы палеоценовых базальтов.

В пределах активной подвижной Тихоокеанской окраины Азиатского материка строение раннекайнозойских палеоландшафтов и характер осадконакопления, по сравнению с рассмотренными ранее платформенными районами, усложняется или меняется. В западной части территории (в Забайкалье и Верхояно-Колымском и Сихотэ-Алиньском складчатых поясах) широко представлены реликты пенеппенов с корами выветривания и продуктами их перемыва, площадь развития которых в восточном направлении (к приморским районам) сокращается. На севере материка, по данным (Бискэ, 1975; Варнавский, 1985; Горелов, 1972; Новиков, 1983; Сорокин, 2001; Алексеев и др., 2003; Спектор В.Б., Спектор В.В., 2008), поверхность выравнивания с корой выветривания прослежена от бассейна р. Амур вплоть до побережий Охотского и Восточно-Сибирского морей (в Приверхоянье, Приколымье, Приморье, районах хребтов Черского и Станового, а также других местах). Из каолиновых кор выветривания этой пенеппенизированной суши в прилегающие моря (Лаптева и Восточно-Сибирское) поступали продукты перемыва кор выветривания.

По направлению к восточной окраине материка увеличивается мощность нижнекайнозойских отложений, постепенно исчезают продукты перемыва кор выветривания, возрастает роль полимиктового по составу грубообломочного материала в строении развитых здесь угленосных формаций; во многих впадинах появляются и начинают доминировать вулканогенные отложения. Этот вывод иллюстрируется схемой распространения коры выветривания и продуктов ее перемыва в палеоценовых и эоценовых отложениях различных районов восточной окраины Евразии (рис. 6).

Из схемы видно, что кварцево-каолиновые продукты перемыва коры выветривания имеют небольшие мощности (Приверхоянье – I и Северный Харалуах – II) и сменяются незрелыми по составу терригенными отложениями там, где они слагают ба-

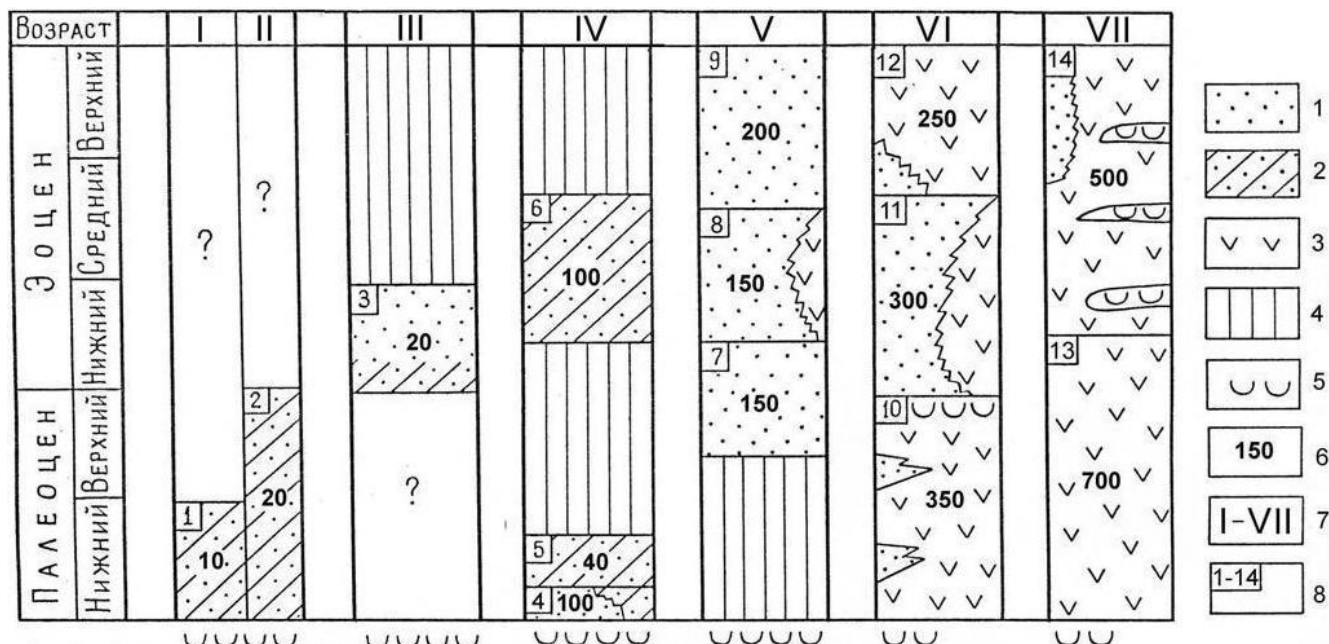


Рис. 6. Схема распространения коры выветривания и продуктов ее перемыва в палеоценовых и эоценовых отложениях разных районов восточной окраины Евразии (составлена по материалам публикаций (Бискэ, 1975; Варнавский, 1985; Новиков, 1983; Сорокин, 2001)).

1–3 – породы: 1 – незрелые терригенные, 2 – терригенные, представленные продуктами перемыва кор выветривания (линзы, прослои, пачки), 3 – вулканогенные; 4 – перерывы в осадконакоплении; 5 – каолиновые коры выветривания; 6 – мощности подразделений; 7 – районы исследований (I–VII): I – Приверхоянье, II – Северный Хараулах, III – район оз. Тас-Тох в бассейне р. Индигирки, IV – Зейско-Буреинский бассейн, V – Хасанский район, VI – Ольга-Тернейский район, VII – Нижнеамурский район; 8 – литолого-стратиграфические подразделения (1–14): 1 – лиденская свита, 2 – палеоценовые отложения; 3 – тастакхская свита, 4 – верхнегегаянская под-свита, 5 – кивдинские слои, 6 – райчихинская свита, 7 – назимовская свита, 8 – зайсановская свита и нижняя часть хасанской свиты, 9 – средняя часть хасанской свиты, 10 – палеоценовые отложения, 11 – нижне-среднеэоценовые отложения, 12 – средне-верхнеэоценовые отложения, 13 – палеоцен-среднеэоценовые отложения, 14 – сизиманская толща.

Fig. 6. Distribution of weathering crust and its erosion products in Paleocene and Eocene rocks in eastern Eurasia (based on materials from (Biske, 1975; Varnavskii, 1985; Novikov, 1983; Sorokin, 2001)).

(1–3 – rocks: 1 – polymictic terrigenous, 2 – terrigenous erosion products of weathering crust, 3 – volcanic; 4 – sedimentation hiatuses; 5 – kaolinite weathering crust; 6 – the thicknesses of the respective units; 7 – study areas (I–VII): I – Verkhoyansk area, II – northern Kharaulakh, III – Tas-Takh Lake area, Indigirka basin, IV – Zeya-Bureya basin, V – Khasan area, VI – Olga-Terneiskii area, VII – Lower Amur area; 8 – lithological-stratigraphic units (1–14): 1 – Lidenskaya Formation, 2 – Paleocene rocks, 3 – Tastakh Formation, 4 – Upper Tsegayan Subformation, 5 – Kivdinskii units, 6 – Raichikhinskaya Formation, 7 – Nazim Formation, 8 – Zaisan Formation and the lower part of the Khasan Formation, 9 – middle part of the Khasan Formation, 10 – Paleocene rocks, 11 – Lower and Middle Paleocene rocks, 12 – Paleocene–Middle Eocene rocks, 14 – Siziman unit.

зальные слои разреза палеогена (район оз. Тас-Тох в бассейне Индигирки – III) или образуют линзы, прослои, слои и пачки (Зейско-Буреинский бассейн – IV). Восточнее, по направлению к приморской части материка, палеоцен-среднеэоценовые терригенные отложения и синхронные им вулканы заполняют грабены, где их мощности достигают многих сотен метров (районы: Хасанский – V, Ольга-Тернейский – VI, Нижнеамурский – VII). Кварц-каолиновые толщи пород здесь не отмечаются, однако сами коры выветривания выявлены на разных стратиграфических уровнях в основании палеоцена (районы V–VII), в его кровле (район VI), а также местами образуют внутриформационные горизонты элювия в эоценовых базальтах (район VII).

В пределах характеризуемой территории в разрезах раннего кайнозоя наряду с тонкообломочными продуктами перемыва кор выветривания появляются толщи полимиктовых терригенных отложений (нередко угленосные и обогащенные грубообломочными породами) достигающих мощности многие сотни метров (Биске, 1985; Палеоген..., 1989). Наиболее широко они развиты на восточной и северо-восточной тихоокеанской и арктической подвижной приморской окраине Азиатского материка, где обычно залегают в грабенах и относятся к молассам. Считается, что эти толщи формировались в горных ландшафтах в эпохи орогенеза.

Однако известен и иной механизм формирования грубообломочных толщ, которые включают в

состав орогенных моласс. На примере изучения мезозойских и раннекайнозойских отложений Забайкалья, Монголии и Прибайкалья нами были выявлены обстановки образования подобных толщ в рифтогенных грабенах, среди равнинного рельефа в эпохи ослабления вертикальных тектонических движений (Цеховский, 2013; Цеховский, Леонов, 2007). Источником грубообломочного материала служили породы, слагающие высокие и крутые уступы грабенов, которые и формировали колювиально-делювиально-пролювиальные шлейфы вдоль их подножий. В осевых частях грабенов они сменяются тонкообломочными отложениями равнинного аллювия и пролювия. Подобные толщи, обогащенные грубым материалом и выделенные в составе равнинных фэновых формаций, отличаются от орогенных моласс (также участвующих в строении рифтовых грабенов) многими признаками. Главными из них являются плохая окатанность и сортировка грубых обломков, а также отсутствие или редкое появление фаций горного аллювия.

Имеются публикации, характеризующие разные типы орогенов формирующихся в зонах растяжения земной коры, включая и рифтовые структуры (Корчуганов, 2000). Своеобразие строения и особенности развития небольших островков горного рельефа в рифтовых структурах среди окружающих равнин рассмотрена Н.А. Флоренсовым (1965). Здесь в прибортовых участках грабенов за счет блоковых опусканий локально формировался расчлененный рельеф (подобный горному, но с плоскими вершинами). Однако для реконструируемой приграничной мел-палеогеновой эпохи такие своеобразные горы, возникающие в рифтах или поясах грабенообразования, представляли собою лишь небольшие островки среди древних равнин. Реки, пересекающие их на участках горного рельефа, имели небольшую протяженность, и поэтому транспортируемый ими грубый обломочный материал из-за коротких путей переноса в большинстве случаев оставался слабоокатанным или неокатанным.

Следовательно, нижнекайнозойские грубообломочные толщи, заполняющие грабены на восточной подвижной окраине материка, могут быть представлены как орогенными молассами, так и равнинными фэновыми формациями. Поэтому вычленение фэновых формаций из состава орогенных моласс (с которыми они пока объединяются) позволит сократить площади развития древнего горного рельефа и уточнить геодинамику характеризуемых регионов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ В ЛАНДШАФТАХ ПЕНЕПЛЕНА

Л. Кинг (1968) отмечает, что появление пенеппленов с площадными корами выветривания связано не только с поверхностной эрозией, но и отражает подкоровые процессы в земной коре. Боль-

шинство геологов считает, что возникновение пенеппленов с покровами кор выветривания происходит при ослаблении тектонических движений. Их появление связывают с эпохами тектонического покоя (Казаринов и др., 1969; Петров, 1991) или с восходящими движениями слабой интенсивности (Хаин, Михайлов, 1985). По мнению Е.Е. Милановского (1995), для экспансионных эпох с доминированием обстановок растяжения земной коры, характерно не только усиление рифтообразования и базальтового вулканизма, но и формирование пенеппленов с корами выветривания. В этой связи заслуживают также внимание выводы (Савко, Шевырев, 2008) о синхронности времени кимберлитового магматизма и формирования кор выветривания (венчающих пенепплены) в эпохи растяжения земной коры.

Ряд авторов (Никонова, 1987; Никонова, Худяков, 1982) считают, что пенепплены приурочены к зонам растяжения земной коры и отражают ее деформацию в платформенных и орогенных областях, где нередко сопряжены с зонами рифтообразования. Показана приуроченность тафрогенных грабенов к сводовым поднятиям, венчающимся пенеппленом (Бочкарев, 1999). Отмечается (Грачев, Девяткин, 1997; Романовский, 1998), что образование площадных кор выветривания (развитых на пенеппленах) является одним из важных признаков рифтовых областей в предрифтовую или дорифтовую стадию их развития. В качестве примеров можно привести Байкальскую и Кенийскую рифтовые зоны, общим явлением для которых является наличие предрифтовой мел-палеогеновой поверхности выравнивания, фиксированной корой выветривания (Лаптева Е.М., Лаптева Н.И., 2008).

Заложение рифтов и активизацию вулканизма в эпохи пенеппленизации рельефа связывают с растяжением, утончением и прогреванием земной коры вследствие развития мантийного плюма и всплыванием мантийного астенолита (Грачев, 1997; Грачев, Девяткин, 1999). При этом отмечается, что предрифтовый режим может развиваться в платформенных или орогенных областях, характеризующихся повышенным тепловым потоком, и часто (но не всегда) сопровождается базальтовым вулканизмом. Однако подчеркивается, что предрифтовый режим и сопровождающая его вулканическая деятельность далеко не всегда завершаются рифтогенезом (Леонов, 2001). В качестве примера приводят Северный Тянь-Шань, где в раннем кайнозое (эпоха пенеппленизации рельефа и формирования кор выветривания) отмечаются проявления базальтового вулканизма. Предполагается, что дальнейшее развитие этой территории по пути рифтогенеза не пошло в результате сжатия, вызванного коллизией Индостана и Евразийской плит, и прекращения развития мантийного диапира (Грачев, 1997; Грачев, Девяткин, 1999).

Установлено, что и после заложения рифтовые грабены обычно продолжали свое развитие в рав-

нинных ландшафтах (с покровами кор выветривания), и здесь нередко формировались месторождения латеритно-осадочных бокситов. Характерная связь платформенных бокситов с бортовыми частями рифтов отмечается в работах (Разумова, 1987; Бокситоносность..., 1988), и это связывают с обстановками растяжения. Последние приводили к повышенной трещиноватости и пористости пород, что усиливало циркуляцию как нисходящих (поверхностных), так и восходящих (термальных) вод и ускоряло процессы выветривания.

В.Н. Разумова (1977) считает, что в формировании кор выветривания принимали участие также и восходящие термальные воды и это наиболее ярко проявлялось в палеозойских или мезозойско-кайнозойских рифтовых системах Восточно-Европейской и Африканской платформ. По ее мнению, в тектонически активные эпохи (отвечающие периоду заложения авлакогенов) интенсивный приток гидротерм происходил на платформах и за пределами рифтовых зон, где они активизировали процессы выветривания.

Приведенные данные подтверждают вывод о парагенетической связи рифтогенеза и пенепленов (с покровами кор выветривания) вследствие общей причины – доминирования обстановок растяжений земной коры (Милановский, 1995). При этом равнинные ландшафты не только предшествуют рифтообразованию, но продолжают существовать при заложении и дальнейшей эволюции рифтовых систем. На примере Байкальского рифта показано, что равнинные кайнозойские ландшафты (окружавшие грабены) существовали с олигоцена по ранний плиоцен включительно. В это время здесь накапливались равнинные фэновые формации и проявлялся базальтовый вулканизм. Лишь в конце неогена и четвертичную эпоху (в условиях преобладания обстановок сжатия земной коры, охвативших регионы Центральной Азии) в рифтовой зоне возник горный рельеф, начали формироваться орогенные молассы и прекратился вулканизм (Цеховский, Леонов, 2007).

Можно предположить, что возникновение пенепленов (с покровами кор выветривания), активизация разломов (сопровождающаяся усилением гидротермальной деятельности), а также усиление рифтообразования и базальтового вулканизма являются следствием одной причины – наличия обстановок растяжения земной коры. По мнению автора, пенеплены – это не только индикаторы ослабления вертикальных тектонических движений, как это обычно считается. Их формирование на огромных площадях обычно связано с процессами растяжения земной коры. Поэтому в пенепленизированных ландшафтах отсутствовали благоприятные условия для возникновения складчато-надвиговых дислокаций и орогенеза.

В разных структурных зонах раннего кайнозоя рассмотренной территории Евразии процессы рас-

тяжения проявились в различной форме. В платформенных областях (с жестким малоподвижным фундаментом и мощным осадочным чехлом) процессы растяжения ограничивались формированием пенепленов с корами выветривания, активизацией разломов, усилением гидротермальной деятельности, а также редкими слабыми проявлениями вулканизма на ограниченных площадях. Вполне вероятно, что здесь гидротермы (как и считает В.Н. Разумова (1977)), наряду с поверхностными водами принимали участие в формировании кор выветривания.

ГЕОДИНАМИКА И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ВОСТОЧНОЙ ПОДВИЖНОЙ ОКРАИНЕ ЕВРАЗИИ

В конце мела и начале палеогена на восточной подвижной окраине Евразии пенепленизированные ландшафты (господствующие в центральной части материка) в условиях проявления ларамийской фазы тектогенеза сменялись горным рельефом (Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Очерки тектоники..., 1982; Нижний палеоген..., 1997; Ронов и др., 1989; Федоров, 2006; Хаин, 2001; Хаин, Балуховский, 1993). По времени ларамийская фаза коррелирует с ранней и средней частью более длительной эпохи пенепленизации центральной части материка, которая (как отмечалось выше) дополнительно охватывала и нижнюю половину эоцена. На характеризуемой территории в условиях расчлененного рельефа происходило накопление обогащенных грубым материалом орогенных моласс, обычно гумидных сероцветных или угленосных и лишь на юге (в Китае) – аридных красноватых. В омывающих сушу морях накапливались вулканогенно-терригенные, часто флишевые отложения, а к югу от Филиппин возрастала роль терригенно-карбонатных осадков.

На рубеже мела и палеогена в пределах восточной окраины Азии отмечается массовое заложение грабенов и резкое усиление преимущественно базальтового вулканизма в двух протяженных поясах растяжения (Филатова, 1988; Федоров, 2006). Первый, широтный, Индигирский грабеновый пояс охватывал северную часть Дальнего Востока и территорию современных морей: Лаптевых и Восточно-Сибирского (Тектоника..., 2001). Второй, меридиональный, Восточно-Азиатский пояс имел ширину от 300 до 1000 км и протягивался от Чукотского полуострова до Сиамского залива (Варнавский, Малышев, 1986). Грабены формировались не только на континентальном обрамлении морей, но и в самих морях, как это установлено по сейсмическим данным для Охотского моря (Нижний палеоген..., 1977; Федоров, 2006).

На востоке Азии заложение грабенов (или их циклическое углубление) происходило длительное время, на протяжении позднего мела и кайнозоя. Одна-

ко палеоцен-раннеэоценовый этап их развития является одним из наиболее представительных (Варнавский, 1985; Варнавский, Малышев, 1986. Тектоника..., 2001; Федоров, 2006). Установлено, что многие крупные впадины (Среднеамурская, Нижнеамурская, Амуро-Амгунская, Зей-Буреинская) формировались в местах сочленения грабенов. Важно также отметить и заложение рифтовых зон на восточной и северо-восточной окраинах материка в конце мела и начале палеогена (Драчев, 2000; Игнатова, 2001; Милановский, 1993; Федоров, 2006; Хаин, 2001; Хаин, Балуховский, 1993). Их примером служат рифты, образовавшиеся на месте морей – Восточно-Сибирского, Лаптевых, Чукотского, Южно-Китайского, Западно-Филиппинского и Сулавеси, а также в низовьях Лены, в пределах Анадырской и Пенжинской впадин, в районе Приморско-Буреинского свода, на востоке Китайско-Корейской платформы. Для раннекайнозойских рифтов Лаптевоморского региона показано, что заложение и развитие, по крайней мере, части из них происходило на пенепленизированной (с корами выветривания) суши (Драчев, 2000).

В конце мела и начале палеогена на восточной окраине Азии резко активизировались процессы вулканизма. Установлен различный состав продуктов вулканизма – от кислых до основных (см. рис. 6). Однако доминирующая роль отводится базальтоидам. (Филатова, 1988; Федоров, 2006). Маастрихт-эоценовые эффузивы (преимущественно базальты мощностью до 50–100 м) образуют покровы и вулканические плато или заполняют грабены, где их мощности возрастают и иногда превышают 1000 м. Крупнейшие поля развития эффузивов связывают с зонами растяжений земной коры и, особенно, с подвижной активизированной окраиной материка, где располагался Восточно-Азиатский вулканический пояс (Бискэ, 1975; Варнавский, 1985; Варнавский, Малышев, 1986; Филатова, 1988; Федоров, 2006). Кроме того, на территории Корякии, Камчатки, Сахалина, Хоккайдо и Филиппин отмечается наличие вулканических дуг, где мощности нижекайнозойских вулканогенно-осадочных отложений составляют сотни, реже первые тысячи метров.

На древней суши преимущественно трещинные излияния базальтовых лав нередко происходили и на равнинах, покрытых корами выветривания (Бискэ, 1975). Залегание палеоцен-эоценовых эффузивов на корях выветривания (венчающих поверхности выравнивания) отмечено в грабенах на территории Дальнего Востока (Варнавский, 1985) и Северо-Восточного Приколымья (Бискэ, 1975). При цикличном излиянии лав во время перерывов их накопления возникали горизонты внутриформационного элювия, как это показано на примере кузнецовского комплекса эоценовых базальтов Нижнего Приамурья (см. рис. 6, VII). Значительно реже

отмечались продукты кислого вулканизма, большая часть которых тяготеет к складчатым областям (Хаин, Балуховский, 1993; Федоров, 2006).

Обычно считают, что палеоценовые отложения в пределах активной окраины Азии залегают на верхнемеловых породах с угловым несогласием, а складчато-надвиговые деформации, орогенез и накопление моласс (связанные с ларамийским тектогенезом, датируемым концом мела и началом палеогена) затронули районы Корякии, Камчатки, Сихотэ-Алиня, Сахалина, Японии, Тайваня, Филиппин (Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Ронов и др., 1989; Федоров, 2006; Хаин, 2001; Хаин, Балуховский, 1993).

Однако для ряда регионов Восточной Азии этот вывод уточняется (Гладенков, 2013; Нижний палеоген..., 1997). В пределах Камчатки, Олюторской зоны, юга Корякского нагорья, Чукотки, а также Аляски установлено согласное залегание палеогеновых толщ на меловых отложениях и отсутствие здесь раннекайнозойских складчато-надвиговых деформаций. Показано, что на рубеже мела и палеогена в упомянутых регионах происходили преимущественно блоковые поднятия, свидетельствующие об относительно стабильном периоде развития, а эпохи тектогенеза проявились здесь в кампане и среднем эоцене.

В целом для раннего кайнозоя многих регионов Тихоокеанской активной окраины Азии (где отмечают проявления ларамийского тектогенеза) был характерен относительно спокойный платформенный тектонический режим, способствующий выравниванию больших площадей (Ронов и др., 1989; Хаин, Балуховский, 1993). Однако процессы крайней степени выравнивания рельефа с формированием пенепленов и кор выветривания охватывали здесь лишь небольшие площади. Их примером могут служить упомянутые выше разрезы на территории Приамурья и Приморья, где коры выветривания венчают поверхности выравнивания (см. рис. 6 – V, VI, VII). По данным Р.Г. Никоновой и Г.И. Худякова (1982, 1883), на Дальнем Востоке выравниванию рельефа благоприятствовали зоны растяжения и деструкции земной коры. Особенно ярко они проявлялись в рифтовых структурах, где пенеплены формировались при совместном участии эндогенных и экзогенных процессов. Следует отметить, что на рубеже мела и палеогена в одном из регионов на восточной подвижной окраине Евразии проявилась обширная площадь пенепленизации рельефа. По данным А.А. Заболотникова с соавторами (1983), она включала районы берингоморского шельфа от Анадырского до Бристольского залива вдоль Чукотско-Аляскинской рифтовой зоны.

Из приведенных данных, свидетельствующих о том, что зоны орогенеза и области складчатости на восточной подвижной окраине Евразии располагались лишь в форме сравнительно узкой полосы,

можно предположить, что как и в Забайкалье, а также Монголии, часть грубообломочных толщ (принимаемых за орогенные молассы, заполняющие многочисленные грабены на рассматриваемой территории) входят в состав равнинных фэновых формаций. Ис учетом этого вывода следует еще больше ограничить традиционно выделяемые здесь сравнительно небольшие площади древнего горного рельефа.

Таким образом, характерной особенностью геологической истории подвижной восточной окраины материка, охваченной ларамийским тектогенезом, являлось доминирование процессов растяжения земной коры. С ними было связано возникновение протяженных поясов грабенов, заложение многих рифтов и интенсивный, преимущественно базальтовый, вулканизм. Этот вывод подтверждается также и результатами исследований Р.И. Никоновой (1991). Главные индикаторы обстановок сжатия (орогены, складчато-надвиговые деформации) играли здесь второстепенную роль. Напротив, в пределах Центральной и Северо-Восточной Азии (на стабильных участках континента) на рубеже мела и палеогена в условиях доминирования обстановок растяжения земной коры господствовали пенеппенизированные ландшафты (с корами выветривания и продуктами их перемыва). Денудационные или аккумулятивные пенеппены охватывали всю платформенную сушу и часть прилегающих районов подвижной окраины материка. В характеризуемых ландшафтах заметную роль играли гидротермальные процессы и местами проявлялся базальтовый вулканизм. Лишь в узкой полосе на крайнем (восточном) обрамлении материка (охваченном ларамийским тектогенезом) возникали горные ландшафты, проявлялись складчато-надвиговые деформации, свидетельствующие о процессах сжатия. Однако доминировали здесь обстановки растяжения земной коры, с которыми связано возникновение обширных участков равнинного рельефа, формирование протяженных поясов грабенов, активизация рифтообразования и резкое усиление базальтового вулканизма.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что в пограничную мел-палеогеновую эпоху на территории Центральной и Восточной Евразии господствовали обстановки растяжения земной коры. В центральных стабильных платформенных участках материка они приводили к пенеппенизации рельефа, формированию площадных гумидных или аридных кор выветривания (а также продуктов их перемыва), широким проявлениям гидротерм и возникновению локальных очагов базальтового вулканизма.

На восточной подвижной тихоокеанской и арктической окраинах материка (охваченных лара-

мийским тектогенезом) ландшафты пенеппены с корами выветривания постепенно сменялись областями с контрастным горным рельефом и проявлениями складчато-надвиговых деформаций. Однако и здесь доминировали обстановки растяжения земной коры, которые способствовали появлению обширных равнинных площадей, формированию протяженных поясов грабенов, заложению рифтов и масштабному проявлению преимущественно базальтового вулканизма.

Реконструируя геодинамику раннекайнозойской эпохи на пенеппенизированной суше (занимавшей основную часть территории материка), вряд ли справедливо считать ее эпохой тектонического покоя. В характеризующее время одновременно с ослаблением или прекращением горообразования и складчато-надвиговых деформаций (характерных для обстановок сжатия) резко усиливались горизонтальные тектонические движения, приводящие к растяжению земной коры. При этом в условиях пенеппенизированного рельефа в породах осадочного чехла и фундамента активизировались разломы, возникали проницаемые зоны усиливалась гидротермальная деятельность, а в наиболее мобильных участках платформ нередко проявлялся базальтовый вулканизм.

Резко увеличивалось поступление в платформенные осадочные бассейны глубинного вещества эндогенной или катагенетической природы. К его продуктам относятся базальтовые лавы, широкие ареалы развития вулканического пепла или продуктов его преобразований (камуфлированной пирокластики), кремнистые кластические дайки, гидротермально-осадочные силицитовые отложения. По степени обогащения глубинным веществом пород платформенного чехла характеризуемая эпоха пенеппенизации на рассматриваемой территории резко отличается от орогенных эпох тектогенеза.

На охваченной ларамийской тектогенезом восточной подвижной окраине материка (по сравнению со стабильными платформенными районами) процессы растяжения земной коры еще более усиливались. При этом активизировалось заложение отдельных грабенов или их скоплений (образующих протяженные пояса) в приморских районах и прилегающих морях (например, Восточно-Сибирском, Лаптевых и др.), закладывались рифтовые зоны и резко возрастали масштабы базальтового вулканизма. В этих же регионах отмечаются площади с проявлениями процессов сжатия земной коры, приводящие к орогенезу, складчато-надвиговым деформациям и активизации преимущественно среднего и кислого вулканизма. Однако они играют второстепенную роль.

Подводя итог исследованиям, отметим, что главным элементом рельефа раннекайнозойской эпохи на основной части характеризуемой территории Евразии являлись пенеппены (с корами вы-

ветривания), которые лишь на самой восточной окраине материка сменялись горными ландшафтами. Ее особенностью являлись не только ослабление вертикальных тектонических движений и выравнивание рельефа (охватившие основную часть территории), но и усиление процессов растяжения земной коры. Последние затронули центральные стабильные платформенные районы и особенно масштабно проявились на восточной подвижной окраине, где образовался протяженный грабеновый пояс, резко усилился преимущественно базальтовый вулканизм и происходило заложение рифтовых зон.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, программа ОНЗ РАН № 10 (Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев М.Н., Друщиц В.А., Садчикова Т.А. (2003) Осадконакопление на российском восточно-арктическом шельфе в конце мезозоя и в кайнозое. *Геология морей и океанов*. Т.1. М.: ГЕОС, 8-9.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 4. (1967). М.: ГУГК, 55 отд. карт.
- Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И. (1988) Эоценовые пепловые отложения Саратовского и Волгоградского Поволжья. *Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья*. Саратов: СГУ. ВИНТИ, № 7068, 119-130.
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В. и др. (2009) *Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: Тез. докл. IV междунар. симп.* Бишкек: Научная станция РАН, 12-19.
- Бенъямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П., Пронин В.Г. (1995) Палеоген Южного Зауралья. Статья 2. Палеоген в центральной части Тургайского прогиба и в Курганском Зауралье. *Известия вузов. Геология и разведка*. (2), 3-15.
- Бискэ С.Ф. (1975) Палеоген и неоген крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 264 с.
- Бокситоносность главных тектонических структур (1988). М.: Наука, 247 с.
- Бочкарев В.С. (1999) Тектоника и магматизм синорогенных, эпиорогенных и дейтероорогенных рифтовых систем. *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма*. Т. 1. М.: ГЕОС, 97-100.
- Ван А.В. (1974) Роль вулканизма в образовании мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. *Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири*. Новосибирск: Западно-Сибирское кн. изд-во, 52-61.
- Ван А.В. (1984) Аналоги горизонта "А" в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты. *Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке*. М.: Наука, 63-64.
- Варнавский В.Г. (1985) Корреляция геологических событий. М.: Наука, 143 с.
- Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. (1986) Восточно-Азиатский грабеновый пояс. *Тихоокеанская геология*. (3), 3-13.
- Гарецкий Р.Г. (1956) Кластические дайки. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* (3), 81-102.
- Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н. (1963) Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР. Кн. 1. 335 с., Кн. 2. 331 с.
- Геологический словарь. Т. 2. (1978). М.: Недра, 455 с.
- Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР. Кн. 1. (1957). М.: Гостоптехиздат, 658 с.
- Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР. Кн. 2. (1984) М.: Недра, 323 с.
- Геоморфология Монгольской народной республики. (1982) М.: Наука, 225 с.
- Гладенков Ю.Б. (2013) Проявление фаз тектогенеза в кайнозое Северо-Западной Пацифики. *Стратиграфия и геологическая корреляция*. 21(4), 1-7.
- Горелов С. К., Дренов И.П., Герасимов И.П. и др. (1972) Объяснительная записка к карте поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР масштаба 1 : 2 500 000. М.: Недра, 15 с.
- Грачев А.Ф. (1977) Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 247 с.
- Грачев А.Ф. (1999) Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня. *Физика Земли*. (10), 26-51.
- Грачев А.Ф., Девяткин Е.В. (1997) Предрифтовый тектонический режим. *Геология и разведка*. (1), 3-10.
- Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х. (1982) Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 151 с.
- Драчев С.С. (2000) Тектоника рифтовой системы дна Моря Лаптевых. *Геотектоника*. (6), 43-58.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. (1982) Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство гумидных парагенезов). М.: Наука, 210 с.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. (1983) Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность) М.: Наука, 191 с.
- Ерофеев В.С. Цеховский Ю.Г. (1990) Древний аридный элювий Тянь-Шаня. *Литология и полез. ископаемые*. (1), 29-48.
- Заболотников А.А., Косыгин Ю.А., Онухов Ф.С. (1983) Чукотско-Аляскинская рифтовая зона. *Строение и динамика переходных зон: тез. докл. Междунар. симпоз.* М.: Межведомственный геофизический комитет при президиуме АН СССР, 14-15.
- Зеленова О.И. (1961) Литология, фации и геохимические особенности отложений алайского яруса Таджикской депрессии. М.: Изд-во АН СССР, 127 с.
- Игнатова В.А. (2001) Мезозойско-кайнозойская геодинамическая эволюция Дальнего Востока России. *Тектоника неогена. Общие и региональные аспекты*. Т. 1. М.: ГЕОС, 259-260.
- Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.И. и др. (1969). Выветривание и литогенез. М.: Недра, 455 с.
- Каледа К.Г., Липаева А.В. (1992). Кластические дайки и трубообразные тела Северного Приаралья. *Литология и полез. ископаемые*. (4), 90-106.
- Калуцкая С.А. (1980) Бентонитовые глины кайнозоя Воронежской антеклизы. *Бентониты*. М.: Наука, 64-72.
- Калуцкая С.А. (1981) Вулканогенное происхождение бентонитов палеогена Воронежской антеклизы. *Новое в современной литологии*. М.: Наука, 88-91.
- Кинг Л. (1968) Морфология Земли. М.: Прогресс., 686 с.

- Коры выветривания Сибири. (1979) М.: Недра. Кн. 1. 219 с. Кн. 2. 248 с.
- Корчуганов Н.И. (2000) Неоген-четвертичная тектоника и геодинамические условия формирования орогенов востока Евразии. М.: МГУ, 160 с.
- Лавров В.В., Котова М.С. (1963) Очерк палеогеновых и неогеновых отложений Мангышлака // *Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака*. Л.: Гостоптехиздат, 393-415.
- Лаптева Е.М., Лаптева Н.И. (2008). Сравнительный анализ морфоструктурных образований на примере Байкальской и Кенийской рифтовых зон. *Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1*. М.: ГЕОС, 473-475.
- Леонов А.В., Лукменко А.И. (1981). Геодинамический смысл неоген-четвертичных базальтоидов Восточного Казахстана и Тянь-Шаня. *Проблемы тектоники Казахстана*. Алма-Ата: Наука, 178-184.
- Леонов М.Г. (2008). Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 454 с.
- Леонов Ю.Г. (2001) Континентальный рифтогенез: Современные представления, проблемы и решения. *Геотектоника*. (2), 3-15.
- Макаров В.И. (1977) Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 171 с.
- Максимова С.В. (1978) Биогенные силициты – показатель активизации глубинных разломов. *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 53(6), 152-161.
- Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса М.: Наука. Т. 1. (1977), 453 с. Т. 2. (1978), 478 с.
- Милановский Е.Е. (1993) Главные этапы проявления рифтогенеза на территории Китая. *Геотектоника*. (3), 3-17.
- Милановский Е.Е. (1995) Пульсации Земли. *Геотектоника*. (5), 3-24.
- Минерально-сырьевая база строительных материалов Туркменской СССР. Кн. 2. Ашхабад: Туркменгеология, 1991. 205 с.
- Музылев Н.Г. (1994) Аноксические события палеоцена и среднего эоцена. *Экосистемные перестройки и эволюция биосферы*. М.: Недра, 160-166.
- Музылев Н.Г., Нишанходжаев Р.Н., Расулов У.М. и др. (1994) Верхнепалеоценовые горючие сланцы Средней Азии. *Литология и полез. ископаемые*. (1), 131-134.
- Муравьев В.И. (1983) Минеральные парагенезы глауконит-кремнистых формаций. М.: Наука, 205 с.
- Муравьев В.И. (1987) Вопросы абиогенного осадочного кремненакопления. *Происхождение и практическое использование кремнистых пород*. М.: Наука, 86-96.
- Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Ахлестина Е.Ф. и др. (1997) Вулканический пепел базальтового состава из палеоценовых отложений Южного Поволжья. *Литология и полез. ископаемые*. (3), 327-330.
- Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Каледя К.Г. и др. (1997а) Процессы окремнения в палеогеновых песчаниках Восточно-Европейской платформы. *Литология и полез. ископаемые*. (2), 150-162.
- Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). (1997). М.: ГЕОС, 367 с.
- Никонова Р.И. (1987) Рифтогенные зоны Евразии как зоны деструктивного эндо- и экзогеоморфогенеза. *Геодинамика морфоструктур*. Владивосток: Тихоокеан. ин-т географии АН СССР, 20-31.
- Никонова Р.И. (1991) Зоны эндогенно-экзогенной деструкции континентальной коры в рельефе восточной окраины Азии. *Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона*. М.: Наука. 173-179.
- Никонова Р.И., Худяков Г.И. (1982) Структурно-тектонические условия формирования пенеплена. *Морфоструктуры Дальнего Востока*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 3-23.
- Никонова Р.И., Худяков Г.И. (1983) Поверхности выравнивания и рифтогенные зоны (новый аспект проблемы поверхностей выравнивания). *Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 5-22.
- Новиков В.М. (1983) Древние коры выветривания Востока СССР. *Условия формирования кор выветривания и их минеральные месторождения*. М.: Наука, 206-211.
- Олейник В.В. (1976) О распространении монтмориллонитовых глин в сузакских и алайских слоях Таджикской депрессии. *Тр. Тадж. отд. ВНИГРИ*. Вып. 183, 194-196.
- Очерки тектоники Корякского нагорья. (1982) М.: Наука, 220 с.
- Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. (1989) Якутск: ЯНЦ СО РАН, 184 с.
- Патык-Кара Н.Г., Лаухин С.А. (1986) Эволюция рельефа арктического побережья северо-востока Азии в кайнозое. *Сов. геология*. (1), 75-84.
- Петров В.П. (1991) Древние мощные коры выветривания и их природа. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* (1), 96-111.
- Петрова М.А. (1958) Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. *Тр. МГРИ*. Т. 32, 47-56.
- Разумова В.Н. (1977) Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 154 с.
- Разумова В.Н. (1987) Роль рифтогенеза в размещении платформенных бокситовых месторождений. *Геология рудных месторождений*. (6), 66-76.
- Романовский С.И. (1998) Литогеодинамические основы классификации осадочных бассейнов. *Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов*. СПб: ВСЕГЕИ, 9-118.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Г. (1989) Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: АН СССР, 79 с.
- Савко А.Д., Шевырев Л.Т. (2008) Эпохи мощного горообразования и мантийного диапиризма как отражение особого энергетического состояния недр. *Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 2*. М.: ГЕОС, 2119-2124.
- Силантьев В.Н. (1976) Кремненакопление в мезо-кайнозойских бассейнах вулканических областей. *Кремнистые породы*. Казань: Татарское кн. изд-во, 263-269.
- Слукин А.Д., Домбровская Ж.В. (1979) Коры выветривания и бокситы Сибирской платформы. М.: Наука, 1979. 117 с.
- Сорокин А.П. (2001) Краткий очерк геологии Зейско-Буреинского бассейна. *Флора и динозавры на границе мела и палеогена Зейско-Буреинского бассейна*. Владивосток: Дальнаука, 7-24.
- Спектор В.Б., Спектор В.В. (2008) Режим возрожденно-горообразования Верхояно-Колымской горной области. *Общие и региональные проблемы тектоники и*

- геодинамики: мат-лы XLI Тектон. совещ. Т. 2, 291-295.
- Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. (1972) М.: Недра, 287 с.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). (2001) М.: МАИК, Наука, Интерпериодика, 601 с.
- Федоров П.И. (2006) Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 316 с.
- Флоренсов Н.А. (1965). К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии. *Геотектоника*. (4), 3-14.
- Филатова Н.И. (1988) Периокеанические вулканические пояса. М.: Недра, 263 с.
- Хаин В.Е. (2001) Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 601 с.
- Хаин В.Е., Балуховский А.П. (1993) Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: АВИАР, 448 с.
- Хаин В.Е., Михайлов А.Е. (1985) Общая геотектоника. М.: Недра, 323 с.
- Холодов В.Н. (1987) Эволюция кремненакопления в истории Земли. *Происхождение и практическое использование кремнистых пород*. М: Наука, 6-43.
- Холодов В.Н., Реймов М.Р., Дойникова О.А. (1995) О кластических дайках Северного Приаралья. *Литология и полез. ископаемые*. (2), 195-205.
- Цеховский Ю.Г. (1987) Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 188 с.
- Цеховский Ю.Г. (2013) Седиментогенез и вулканогенно-осадочные формации в мезозойских и кайнозойских континентальных рифтовых впадинах Прибайкалья и Южной Монголии. *Литология и полез. ископаемые*. (2), 145-186.
- Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г. (2007). Осадочные формации и основные этапы развития Западного Прибайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое. *Литология и полез. ископаемые*. (4), 390-405.
- Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Музылев Н.Г. и др. (1996) Раннекайнозойское осадконакопление на древних и молодых платформах центральной части Евразии в обстановках растяжения земной коры и пенеппенизации рельефа. Статья 1. Палеогеография и вулканизм. *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 71 (1), 14-26.
- Шейнманн Ю.М. (1968). Очерки глубинной тектоники. М.: Недра, 231 с.
- Скаржинский В.И, Билоконь В.Г., Кузнецова С.В. и др. (1973) Про праяв Альпійського вулканізму на південному сінці Воронезького масиву. *Доповіді Академії наук УРСР. Сер. Б.* (1), 46-48.
- Sobel E.R., Arnaud N. (2000) Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tian Shan: the trace of a small plume. *Lithos*. 50. 191-215.

Рецензент А.В. Маслов

Sedimentogenesis and geodynamics in the Cretaceous-Paleogene boundary at the epoch of continental peneplanation.

Article 1. Central and Eastern Eurasia

Yu. G. Tsekhovsky

Geological Institute RAS

In Central and Northeast Eurasia, we describe the sedimentation and tectonic regime of a subglobal epoch of land peneplanation, which at the latest Cretaceous and at the earliest Paleogene covered all continents. It is usually associated with the regime of tectonic quiescence. However our researches determined that the time of vertical tectonic movement stabilization was accompanied by a sharp strengthening of crustal extension processes. In Central Eurasia, on the land platform (partly covered by sea), these processes led to relief planation, formation of weathering crust and products of its rewashing, activation of hydrothermal process, and in some cases (rather not often and locally) – to the appearance of predominantly basaltic volcanism spots. Synchronously mountainous landscape with areas of plain relief developed on the eastern mobile Pacific and Arctic margins of Eurasia, which are covered by Laramide tectogenesis. However, this areas are characterized by widespread crustal extension, whose intensity sharply increased (as compared with platform regions). This led to the formation of grabens and their extended belts, to mass inception of rifts, activation of basaltic volcanism. Sediments contain abundant clastic deposits, which make up intermountain molasses and fan formations which fill up the grabens among plain relief. It is shown that the mobile margin of the continent is characterized by processes of crustal compression, accompanied by orogenesis and folded deformations. However, compared with extension processes they played a minor role.

Key words: *Cretaceous-Paleogene boundary epoch, Central and Eastern Eurasia, tectonic regime, peneplains, weathering crust, sedimentation, hydrotherms, volcanism, rifting.*