

nion, the latter is morphology, origin and age of the solid Earth relief, both present and past one, with the aim of revealing its history and laws of evolution. The object of the geomorphology, i. e. the solid earth relief is defined as a part of space limited by lithosphere-atmosphere and lithosphere-hydrosphere boundary surfaces from above and the geoid surface from below.

УДК 551.4.07 (235.222)

РОЗЕНБЕРГ Л. И.

О ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ ГОРНОГО РЕЛЬЕФА АЛТАЯ

В литературе по Горному Алтаю утверждается, что современный, т. е. интенсивно расчлененный горный рельеф, сформировался лишь в конце кайнозоя. Наиболее четко эта точка зрения изложена Е. В. Девяткиным (1965). Палеогеновый рельеф, по его мнению, представлял «всхолмленную эрозионно-денудационную поверхность с останцовыми возвышенностями и низкогорными массивами, морфологически напоминающую мелкосопочник Центрального Казахстана. Относительное расчленение рельефа достигало 300—500, а нередко и 700 м, но высотные отметки изменялись сравнительно равномерно, склоны возвышенностей были весьма пологие, длинные, речные долины — слабо врезанные, широкие» (стр. 204). В олигоцене намечается дифференциация рельефа, связанная с общим сводовым поднятием Алтая и выраженная в появлении крупных сводов и прогибов большого радиуса. Этот процесс продолжался и в неогене, к концу которого обособились впадины и окружающие их горы, достигавшие 500—700 м высоты, но обладавшие очень пологими склонами. Лишь в эоплейстоцене «были окончательно сформированы новейшие макроструктуры Горного Алтая, полностью оформились горные хребты и впадины» (стр. 209), произошло эрозионное расчленение территории и сформировались основные черты современного рельефа. Завершение этапа образования новейшей морфоструктуры относится лишь к плейстоцену. Еще более категорично эта точка зрения отстаивается при анализе новейших структур Западной Монголии. Алтайское поднятие, утверждает Е. В. Девяткин (1975), сформировалось в два этапа: миоцен-раннеплиоценовый, характеризовавшийся преобладанием медленных сводовых движений, и среднеплиоценовый — раннеплейстоценовый, с преобладанием разрывных деформаций, осложнивших сводовую структуру.

Такую или близкую к ней трактовку истории формирования гор Алтая поддерживают многие исследователи. Так, например, В. А. Гроссгейм пишет, что в палеоцене к востоку от Казахской равнины располагалось низкое Алтае-Саянское нагорье (возвышенная равнина) с рядом небольших впадин и лишь в олигоцене «Алтае-Саянское нагорье стало более возвышенным» (Гроссгейм, 1975, стр. 471). Подобные взгляды хорошо увязываются с распространенными представлениями о глобальных этапах выравнивания земной поверхности, последний из которых имеет палеогеновый или досреднеолигоценовый возраст (Сваричевская, 1961, 1975; Сваричевская и Селиверстов, 1973, и др.). По мнению указанной группы исследователей, все древние горы — как палеозойские, так и мезозойские — были начисто срезаны (Сваричевская, 1975, стр. 20), формирование всех современных горных систем началось с некоего «нуля» — единой поверхности выравнивания, а «возраст современных гор на Земле всюду одинаков» (там же, стр. 21).

Такая трактовка истории формирования рельефа Горного Алтая основана на представлениях И. В. Корешкова (1960, 1975) о сводообра-

зовании и возникновении впадин проседания в центральных частях сводов, дополненных анализом осадков, выполняющих впадины Горного Алтая, и оценке их возраста, выработанной в конце 50-х — начале 60-х годов (Лунгерсгаузен, Раковец, 1958; Девяткин, 1965). Новые данные привели к пересмотру стратиграфических схем, уточнению объема, состава и строения кайнозойских свит, а также их возраста (Ерофеев, Ржаникова, 1969; Розенберг, 1973а, в, 1975б, 1976; Богаткин и др. 1974). Естественно, требуют пересмотра и представления об истории формирования рельефа. В стратиграфических работах автора уже отмечалось, что ряд особенностей строения и состава палеоген-неогеновых отложений Чуйской, Тархатинской и Улаганской межгорных впадин указывает на то, что в период их образования существовал резко расчлененный рельеф. Однако специальный палеогеоморфологический анализ этих данных до сих пор не проводился.

Характеристика морфологии поверхности и оценка абс. и отн. высот Юго-Восточного Алтая в начале кайнозоя могут быть получены при анализе возможных условий образования и накопления различных генетических типов раннекайнозойских отложений, палинологических и палеоклиматических данных. Наиболее древние отложения кайнозоя выделяются в карачумскую свиту позднего мела — палеоцена. Это продукты размыва меловой коры выветривания, отложенные в виде делювиальных и пролювиальных шлейфов и конусов и горизонтально-слоистых водных осадков. Карачумская свита установлена в Чуйской, Курайской, Тархатинской и Джулукульской межгорных впадинах, чаще всего она обнаруживается по их окраинам. Малое количество данных о распространении свиты в центральных частях впадин связано как с особенностями седиментации свиты, так и с недостатком глубоких скважин. Но отсутствие карачумской свиты в обширных районах, разделяющих впадины, проще всего объяснить тем, что на этих территориях свита не отлагалась, что во время ее образования были четко разграничены области размыва и области аккумуляции. Это значит, что формирование свиты должно связываться с существованием обособленных в рельефе понижений — котловин, близких по своему положению и очертаниям к современным межгорным впадинам. В основании склонов, окружающих эти котловины, а может быть, также на каких-то ступенях — уступах склонов происходило накопление делювиальных и делювиально-пролювиальных шлейфов, а в более удаленных от склонов и, возможно, более глубоких частях впадин могли существовать озера, в пределах которых накапливались аквальные фации свиты. Интенсивный вынос рыхлого материала во впадины обеспечивался значительными превышениями над ними водоразделов, совпадавших по площади с современными. Эти древние водоразделы были лишены, вероятно всего, широких и ровных пространств, в пределах которых могла бы происходить аккумуляция рыхлого материала, и это служило еще одним фактором, способствовавшим сносу продуктов разрушения коры выветривания во впадины. Все это исключает возможность существования в карачумское время холмистого рельефа, в пределах которого обычны пологие склоны и западины, и для которого характерны мягкие очертания поверхности, т. е. множество благоприятных для аккумуляции участков, и приводит к выводу о преобладании резкорасчлененного крутосклонного рельефа.

Не может служить указанием на пологий характер размываемых склонов и сравнительно тонкий состав отложений карачумской свиты Чуйской и Курайской впадин. Как указывает Б. А. Федорович (1975, стр. 26), «...и в наше время среднегорья, получающие достаточное количество атмосферных осадков, имеют закрепленные склоны, с которых сносится минимальное количество наносов. Однако причиной этому служит не отсутствие гор, не пологость их склонов, а плотность растительного покрова, ...защищающего склоны от размыва даже при крутизне

их в 60°». Палинологические данные (Ерофеев, Ржаникова, 1969; Розенберг, 1973а) позволяют считать, что карачумская свита формировалась в период существования разнообразных видов тропических и субтропических растений, климат был влажным, а растительный покров густым. Кроме того, размыву подвергалась кора выветривания, т. е. со склонов и водоразделов выносился уже дезинтегрированный материал. Весьма характерно присутствие в карачумской свите щебней. Для их переноса требуется по крайней мере два условия. Во-первых, энергия потоков, размывавших и переносивших выветрелый материал, должна была хотя бы временами возрастать настолько, чтобы помимо мелкоземы в движение вовлекались сравнительно крупные обломки. Эти потоки должны были быть настолько бурными, чтобы, захватив обломки, стремительно перенести их на значительные расстояния. Пониженная активность водотоков приводила бы к волочению обломков по дну, их дроблению и окатыванию. А в составе карачумской свиты наряду с гравием и галькой постоянно присутствуют примеси и прослои неокатанных щебней. Если бы они обнаруживались только в основании склонов и были бы представлены лишь местным материалом, их можно было бы рассматривать как результат осыпания со склонов; но подобное объяснение само по себе является признанием того, что уже существовали крутые склоны. Однако щебни присутствуют и в удаленных от склонов разрезах свиты и по составу не всегда близки к коренным породам склонов, а значит были вынесены во впадину постоянными или временными потоками. Такие потоки могли существовать только при наличии ложбины направленного стока, достаточно больших уклонов поверхности и периодов выпадения ливневых дождей. Во-вторых, указанные ложбины-промоины должны были нацело прорезать коры выветривания и вскрывать незатронутые выветриванием коренные породы, обеспечивая возможность перемещения относительно крупных обломков, залегающих в основании коры выветривания.

Наличие базального горизонта, часто отделяющего карачумскую свиту от подстилающих ее палеозойских пород или коры выветривания, указывает на существование периода эрозионного расчленения территории перед началом отложения свиты. Но присутствие щебней, рже гравия и гальки, рассредоточенных по всей толще отложений во всех известных разрезах свиты, а иногда образующих линзы и прослои мощностью до 30 см (Кызыл-Чин), указывает скорее всего на неравномерность стока, связанную с периодами выпадения относительно большого количества осадков.

Своеобразен разрез карачумской свиты, вскрытый скважиной в Тархатинской впадине: в интервале 292,4—241 м залегает грубослоистая пачка глин буровато-коричневых или зеленоватых, иногда обохренных, содержащих включения щебня и гравия, часто сильно выветрелых пород. Строение и состав отложений позволяет считать их продуктами делювиального и пролювиального сноса с прилегающих склонов. Принадлежность их к карачумской свите подтверждается положением в разрезе (на поверхности коры выветривания и под кошагачской свитой) и составом: переотложенные продукты выветривания повсюду на Горном Алтае относятся к этой свите. Палинологические данные, в частности, присутствие миртовых, позволяют датировать их палеогеном, вероятнее всего его первой половиной. Отличительной чертой карачумской свиты Тархатинской впадины является более темная, нежели в Чуйской впадине, общая окраска пород. Она может быть объяснена суровым климатом, связанным с более высоким гипсометрическим положением Тархатинской впадины во время накопления этих отложений, т. е. существованием высотной климатической поясности. Но существование высотных климатических поясов в тропической либо субтропической зоне должно означать, что разность абс. высот Чуйской и Тархатинской впа-

дин во время накопления этих отложений измерялась тысячей или тысячами метров, если Чуйская впадина располагалась на высотах, соизмеримых с положением палеоценового моря, или несколькими сотнями метров, если Чуйская впадина была приподнята над ур. моря на 1—2 тыс. м. В обоих случаях необходимо признать, что какие-то части Горного Алтая уже в палеоцене располагались на высоте более 1000 м.

Этот вывод дополняется сравнительным анализом палинологических данных по Чуйской и Тархатинской впадинам. Если в Чуйской впадине в составе карачумской свиты обнаружена разнообразная по видовому составу пыльца субтропических и тропических растений, характерная для конца мела — палеоцена (Ерофеев, Ржаникова, 1969), то в Тархатинской впадине наряду с видами, характерными для первой половины палеогена, устанавливается сравнительно более холодолюбивая растительность — смешанные сосново-березовые с тсугой и елью леса с преобладанием то хвойных, то лиственных деревьев (Розенберг, 1972), т. е. растительность, принадлежащая к более высоко расположенному растительному поясу. По аналогии с распределением вертикальных растительных поясов в современных субтропиках можно оценить порядок возможных высот и превышений, необходимых для одновременного существования таких поясов в карачумское время на Горном Алтае. Так, например, в Колхиде субтропические широколиственные леса развиты в интервале высот 500—1200 м, буково-темнохвойные леса — до 1800—1900 м и лишь выше появляются березняки, отделенные, таким образом, от пояса преимущественно широколиственной растительности интервалом более 700 м (Станюкович, 1973). В настоящее время Тархатинская впадина расположена на высоте около 2400 м, высота Чуйской впадины 1740 (урез р. Чуи) — 2100 м, т. е. разность их высот составляет около 300—600 м. Если исключить мощность отложений, перекрывающих карачумскую свиту, то мы получим высоту основания каждой из впадин: около 2100 м для Тархатинской впадины и примерно 1000—1500 м для Чуйской; разность этих высот лежит в пределах 600—1000 м. Легко увидеть, что полученные величины близки к тем, которые характеризуют распределение растительно-климатических поясов в Колхиде. А это в свою очередь позволяет предположить, что высоты, вычисленные нами, близки к тем, которые существовали в Чуйской и Тархатинской впадинах в карачумское время. Следовательно, обширный район Юго-Восточного Алтая, включающий Тархатинскую и Чуйскую межгорные впадины, за длительное время с палеоцена по настоящее время почти не изменил своего высотного положения, а изменение высоты днищ впадин связано главным образом с выполнением их мощными толщами осадков.

Следует отметить, что диапазон высот, в пределах которых могут быть установлены отложения карачумской свиты, в ряде случаев очень велик. В Курайской впадине карачумская свита описана в обнажениях на водоразделе рек Арталук и Курайка: они залегают непосредственно на корс выветривания, развитой на поверхности останцов девонских пород и представлена пачкой пестроокрашенных щебнисто-гравийных пород мощностью 3—8 м (Девяткин, 1965). В непосредственной близости от этого места в пределах Акташского грабена в скв. 328 на глубине 280—343 м вскрыты глинисто-песчаные светло-бурые породы с обломками сильно выветрелых коренных пород местного происхождения, которые могут представлять собой нерасчлененные образования коры выветривания и карачумской свиты (Бондаренко и др., 1966). Превышение одной из этих находок над другой близко к 300 м. Объяснить его можно значительным опусканием днища Акташского грабена в послекарачумское время, но с той же степенью достоверности можно допустить, что какая-то часть превышения, быть может и значительная, связана с существованием разновысотного рельефа по окраинам Курайской впади-

ны во время образования этих пород. То же касается и обнажений карацумской свиты, известных по окраинам Чуйской впадины; они располагаются на сотни метров выше, нежели основание впадины. Далеко не всегда такое размещение их можно объяснить относительным опусканием дна впадины по отношению к ее бортам. Но если допустить, что впадина во время аккумуляции этих осадков имела ступенчатое обрамление или, как и ныне, вогнутое дно, что осадки могли отлагаться не только в пониженных центральных частях впадины, но и в ее окраинных, значительно приподнятых частях, гипсометрия всех местонахождений свиты будет легко объяснена.

Таким образом, анализ состава и условий залегания карацумской свиты, так же как и имеющиеся палинологические данные, приводят к заключению, что уже на границе мезозоя и кайнозоя в пределах Юго-Восточного Алтая существовал горный рельеф с крутыми склонами, глубоковрезанными ложбинами стока и четко обособленными межгорными впадинами. Высота прибортовых частей Чуйской и Курайской впадин и положение дна Тархатинской впадины были, по-видимому, близки к современным, но глубина Чуйской и Курайской впадин по отношению к окружающим их горам могла быть значительно большей, чем современная.

Такой вывод не будет полным, если не указать, что в последующие этапы развития Горного Алтая не существовало ни одной эпохи выравнивания, которая могла бы уничтожить горную страну. Эти этапы зафиксированы в отложениях талдыдюргунской (нижний — средний эоцен), красногорской (верхний эоцен — нижний олигоцен), кошагачской (средний — верхний олигоцен) и туерыкской (нижний — средний миоцен) свит. Подробный анализ условий их залегания и формирования в Чуйской впадине, их строения и фациального состава показал, что конфигурация впадины на протяжении палеогеновой и неогеновой истории существенно не менялась и в целом была близка к современной и что по крайней мере с начала образования красногорской свиты Чуйская впадина имела крутосклонное обрамление, сохранившее свой характер и в последующем. Несколько хуже изучен ранне-среднеэоценовый этап развития Чуйской впадины, так как образованная в это время талдыдюргунская свита изучена лишь по единичным обнажениям. Однако имеющиеся данные, в частности 14-метровый горизонт слабоокатанных галечников, залегающий в основании свиты, позволяют предполагать, что эта часть свиты образована в результате деятельности бурных речных потоков, существование которых в условиях пенеплена представить трудно. Этот период рассматривается нами как этап тектонической активизации, приведшей, вероятно, к увеличению контрастности рельефа. Следующий этап повышенной тектонической активности отмечается на границе олигоцена и миоцена: в это время произошло смятие в складку угленосных отложений кошагачской свиты в северо-западной части Чуйской впадины и приобрели наклон отложения талдыдюргунской, красногорской и кошагачской свит в западной части впадины. Оба эти факта, непосредственно свидетельствующие о наличии тектонических перемещений, указывают на воздымание бортов Чуйской впадины по отношению к ее днищу. Образование пологой складки в олигоценовых отложениях может быть связано как с боковым давлением со стороны приподнятого блока — бортовой части впадины, так и с неравномерностью движений складчатого основания впадины, связанной с ее блоковым строением. Однако эти же данные указывают, что масштабы относительных тектонических перемещений были сравнительно невелики: для создания указанных дислокаций достаточно перемещения блоков на 10—20 м.

В Курайской впадине талдыдюргунская свита пока не установлена. Красногорская свита, вскрытая скв. 43 на восточной окраине пос. Курай

(инт. 184—210 м) и описанная в обнажении, расположенном в 3 км к северо-востоку от пос. Курай, представлена мелководноозерными осадками — алевроитистыми глинами с включениями мелкой гальки и с прослоями песков. Кошагачская свита, изученная по скв. 43 (инт. 135,5—184 м), скв. 44 (на гл. 226 м, вскрытая мощность 18 м) и естественным обнажением, обладает таким же составом и строением, как в Чуйской впадине. То же относится к туерькской свите, описанной в скв. 43, 44, 47 и в коренных обнажениях. Все это позволяет считать, что в палеогене и неогене развитие событий в Курайской впадине происходило по той же схеме, что и в Чуйской впадине.

В Тархатинской впадине, на поверхности карачумской свиты залегают кошагачская (инт. 241—162,8 м) и туерькская (инт. 162,8—136 м) свиты, состав которых указывает на постоянное существование крутых склонов в ближайшем обрамлении впадины (Розенберг, 1972, 1974).

В Джулукульской впадине на цоколе 80-м террасы р. Могун-Бурень залегают слои галечников мощностью 1,5—2 м, представленные преимущественно гальками устойчивых к выветриванию кварца и кварцитов, но содержащих также 10—20%-ную примесь выветрелых галек гранитов, диоритов и сланцев. Они сцементированы почти белым песчано-гравийным материалом, придающим всему комплексу светло-серую окраску. По мнению Е. В. Девяткина (1965), эти слои могут быть сопоставлены с базальным горизонтом карачумской свиты, но их можно сопоставить также с нижней пачкой талдыдюргунской свиты Чуйской впадины. В любом случае такие отложения должны связываться с деятельностью бурной реки, переносившей и окатывавшей крупные обломки прочных пород. Отложения, аналогичные верхней пачке талдыдюргунской свиты, описаны в верховьях р. Каргы: это пачка (около 60 м) аллювиальных косослоистых и линзовидных грубозернистых кварцевослюдистых и аркозовых песков и гравелитов с тонкими (0,2—2 м) прослоями галечников, алевроитов, суглинков, в основании которой встречено три прослоя (до 1,2 м) бурых углей. В этом разрезе отражена неоднократная смена русловых (галечники, пески), пойменных (алевриты, суглинки) и остаточно-болотных условий, в которых формировалась свита, т. е. смена водного режима реки, отложившей эти осадки, которая могла быть связана с изменениями количества атмосферных осадков. Преобладание грубого материала в строении этой пачки указывает скорее всего на горный характер реки.

Долины рек Кубадру (левый приток р. Башкауз) и Кысхыштубек были заполнены аллювием не позднее миоцена, а может быть и в домиоценовое время, но эти долины, обладающие крутыми склонами, врезаны в окружающий их горный рельеф, по крайней мере на несколько сотен метров, до их заполнения осадками, т. е. не позднее олигоцена, но может быть и ранее.

Таким образом, материалы по целому ряду межгорных впадин Юго-Восточного Алтая подтверждают, что в течение палеогена и неогена резкорасчлененный горный рельеф продолжал существовать, и не дают никаких оснований предполагать наличие в этот отрезок времени этапа регионального выравнивания. Здесь не рассматривается история конца миоцена и плиоцена, так как горный характер территории Алтая в этот период признается всеми исследователями. В публикациях автора уже приводились материалы, подтверждающие, что в течение всего неогена в обрамлении Чуйской и других впадин Алтая сохранялся высокогорный резкорасчлененный рельеф (Розенберг, 1977).

Приведенный выше анализ завершает рассмотрение материалов, так или иначе связанных с историей формирования рельефа Алтая. Возраст, характер и распределение осадков мезозоя по периферии Алтая позволяют считать, что возвышенная горная страна возникла на месте современного Алтая уже в юре и уничтожению никогда не подвергалась. Мож-

но считать доказанным, что в результате денудационного смыва за кайнозойское время поверхность Алтая могла быть понижена не более чем на 200 м, причем смыв распределялся неравномерно: большая часть массы пород выносилась за счет расширения существующих долин и в очень малой мере снижались водоразделы или углублялись долины. Теперь выясняется, что абс. высоты гор Алтая, густота их расчленения и крутизна склонов уже в начале кайнозоя были соизмеримы с современными, а межгорные котловины имели, возможно, большую глубину, чем сейчас. Последним обстоятельством объясняется, по-видимому, существование мощных рыхлых отложений в приустьевых частях узких долин, открывающихся с юга в Чуйскую впадину. Так, например, скважина, пробуренная в долине р. Тархата в 2 км выше конечноморенного вала, пересекающего долину при выходе ее во впадину, т. е. за пределами впадины, не вышла из рыхлых отложений на глубине более 150 м. Но этот же факт указывает на существование тектонических подвижек в южной прибортовой части Чуйской впадины в кайнозое: скв. 219, пробуренная в 2 км к северу от того же вала, уже в пределах впадины, вскрыла палеозойские породы на глубине 26 м.

Тектонические движения кайнозоя имели преимущественно характер подвижек по зонам сочленения блоков, часто разделенных сериями субпараллельных разломов. При относительных перемещениях соседних блоков на сравнительно небольшую величину в 5—20 м за тектонический этап суммарный эффект перемещений удаленных друг от друга блоков, примыкающих к единой зоне субпараллельных разломов, мог достигать 100 и более м. Имеющиеся данные указывают на максимальную активность зон, приуроченных к обрамлению Чуйской и Курайской межгорных впадин и, вероятно, к их днищам, и сравнительно малое их количество и относительно меньшую активность на обширных водораздельных пространствах. Блоки, образующие водоразделы, имеют большие размеры и характеризуются преимущественно восходящими движениями в кайнозое. Днища впадин отличаются, по-видимому, мелкоблоковым строением и разнонаправленными движениями в кайнозое, с чем и связано возникновение «перемычек», подобных описанной на р. Тархате (см. выше) и ступеней в строении дна впадин (Розенберг, 1976).

Вывод о том, что образование гор Алтая произошло в основном в докайнозойское время, вовсе не указывает на уникальность данного района. К выводам о значительно более раннем формировании горных систем, чем это принято сейчас считать, приходят в последнее время многие исследователи разных районов. Так, например, несмотря на широко распространенное мнение, что воздымание гор Тянь-Шаня и Памиро-Алая произошло в четвертичный период от уровня в 200—300 м до современного (Сваричевская, 1973), Б. А. Федорович (1975), ссылаясь на собственные данные и материалы М. М. Пахомова (1969), И. М. Лебедевой и А. А. Величко, утверждает, что высота хребтов Тянь-Шаня в плиocene превышала 2—3 тыс. м. и амплитуды дочетвертичных поднятий Памира достигали 4—5 тыс. м., а Н. П. Костенко (1970) показывает, что уже в миоцене высоты Памиро-Алая достигали 3000 м. Следует ожидать, что вскоре будут получены материалы, которые позволят отодвинуть время образования Памира и Тянь-Шаня к началу кайнозоя, а может быть, в мезозой.

Сделанные нами выводы не приводят к отрицанию представлений о существовании двух этапов в истории образования гор Алтая — этапа медленных сводовых движений и этапа блоковых подвижек, но отодвигают первый этап в глубь мезозоя. В то же время ставится под сомнение вероятность существования в начале кайнозоя единой, чуть ли не глобальной поверхности выравнивания, на которой в кайнозое «выросли» все ныне существующие горы. Это также вывод, который перекликается с мнением исследователей других регионов.

ЛИТЕРАТУРА

- Богачкин Б. М., Розенберг Л. И., Цеховский Ю. Г. Вопросы стратиграфии неогеновых отложений Юго-Восточного Алтая. Бюл. МОИП. Отд. геол. т. 49, № 2, 1974.
- Бондаренко П. М., Девяткин Е. В., Лискин И. Г. Новейшая структура в районе пос. Акташа. Изв. Алт. отд. ГО СССР, вып. 7, Барнаул, 1966.
- Гроссгейм В. А. Палеогеография. В кн. «Стратиграфия СССР. Палеогеновая система». М., «Недра», 1975.
- Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., «Наука», 1965.
- Девяткин Е. В. Новейшие структуры Западной Монголии. «Тр. Совм. сов.-монг. н.-и. геол. эксп.», вып. 11, 1975.
- Ерофеев В. С., Ржаникова Л. Н. Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая. Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 5, 1969.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Корешков И. В. Сводообразование и развитие земной коры. М., «Недра», 1975.
- Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М., «Мысль», 1970.
- Лундсгесгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 4, 1958.
- Пахомов М. М. Применение спорово-пыльцевого анализа для изучения новейших движений горных стран. Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 4, 1969.
- Розенберг Л. И. Стратиграфия кайнозойских отложений Тархатинской котловины Горного Алтая. В сб. «Геология, инж. геология и гидрогеология», вып. 8, Барнаул, 1972.
- Розенберг Л. И. К стратиграфии кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая. Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 48, № 2, 1973а.
- Розенберг Л. И. О характере раннекайнозойской поверхности выравнивания Алтая и времени начала ее деформации. Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 4, 1973б.
- Розенберг Л. И. Стратиграфия кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая (на примере Чуйской впадины). Авт. канд. дис. М., 1973в.
- Розенберг Л. И. Роль неотектоники в формировании Тархатинской межгорной впадины. Геоморфология, № 1, 1974.
- Розенберг Л. И. Масштабы денудационного среза Горного Алтая за кайнозойское время. Геоморфология, № 3, 1975а.
- Розенберг Л. И. Палеогеография Горного Алтая в неогене. Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 5, 1975б.
- Розенберг Л. И. Условия залегания и формирования палеогеновых отложений Чуйской впадины Горного Алтая. Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 51, № 3, 1976.
- Розенберг Л. И. Палеоген-неогеновые денудационные процессы и рельеф Горного Алтая, «Геоморфология», № 2, 1977.
- Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана. Изд-во ЛГУ, 1961.
- Сваричевская З. А. Горы, их образование и классификация. В сб. «Структурн. геоморф. горн. стран. Матер. к X пленуму геоморф. комис. АН СССР». Фрунзе, «Илим», 1973.
- Сваричевская З. А. Горы, их образование и классификация. В сб. «Структурная геоморфология горных стран. М., «Наука», 1975.
- Сваричевская З. А., Селиверстов Ю. П. Классификация и возраст поверхностей выравнивания. В сб. «Поверхности выравнивания». М., «Наука», 1973.
- Станюкович К. З. Растительность гор СССР. Душанбе, «Дониш», 1973.
- Федорович Б. А. О четырех малоизученных проблемах морфоструктуры горных стран. В сб. «Структурная геоморфология горных стран». М., «Наука», 1975.

Второе гидрогеологическое
управление МГ СССР

Поступила в редакцию
17.II.1977

ON THE TIME OF THE ALTAI MOUNTAIN RELIEF FORMATION

ROZENBERG L. I.

Summary

Analysis of the composition and occurrence of the Lower Cenozoic sediments reveals the Pre-Cenozoic age of the Altai mountains, their structure being slightly complicated during the Cenozoic as a result of small-amplitude block movements. Late Cretaceous — Palaeocene sediments (Karachum suite) present re-deposited Cretaceous weathering crust and include pebbles and debris; they form piedmont aprons and lake basins filling.

During their sedimentation the erosion areas (dissected mountains) were clearly distinguished from areas of sedimentation — intermontane depressions, their position being close to the present. While compared, the palynological evidences from the Chuya and Tarkhatinsk basins reveal the difference in the basins altitude about 600—1000 meters which is similar to the present one, the basins altitudes being thus commensurable to the present. The younger Paleogene and Neogene sediments analysis confirms the notion of the permanent existence of the same pattern of mountain and depression relief. The conclusion on the older age of the modern topography than it had been previously suggested corroborates the evidences from the Tien—Shan and Pamir, and throws doubt upon the existence of the Early Cenozoic epoch of planation on global scale.
