## УДК 551.76/.77:551.461.6

# ИЗМЕНЕНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО БАЗИСА ДЕНУДАЦИИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ В РАЙОНАХ С РАЗНЫМ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ

### И.С.Новиков

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Глобальные изменения уровня Мирового океана связаны в первую очередь с медленными и продолжительными (10<sup>7</sup>–10<sup>8</sup> лет) проявлениями плитной тектоники и быстрыми, но кратковременными (10<sup>3</sup>–10<sup>6</sup> лет) процессами, связанными с изъятиями больших количеств воды в ходе формирования крупных континентальных ледниковых щитов и возвращения ее в Мировой океан в межледниковья. Воздействие тектонического фактора начиная с мела было однонаправленным, но неравномерным и привело к прерывистому снижению уровня Мирового океана с 250–300 м выше современного до текущего уровня, принимаемого за 0 м. Продолжительные периоды стабильного положения уровня Мирового океана во второй половине мела, палеогене и раннем неогене (300, 250, 200 и 150 м соответственно) привело к формированию вблизи этих уровней региональных поверхностей выравнивания. Более молодые поверхности никогда не срезали полностью прежний, более высокий уровень, оставляя его реликты в виде столовых возвышенностей на поверхности более молодого пенеплена. На тектонически пассивных участках гипсометрическое положение этих геоморфологических элементов и связанных с ними отложений имеет стратиграфическое значение, позволяя оценивать их возраст, а в случае их смещения – возраст и амплитуды неотектонических движений.

*Ключевые слова:* уровень Мирового океана, глобальный базис денудации, морские террасы, поверхности выравнивания.

# CHANGE IN THE GLOBAL DENUDATION BASE IN THE LATE MESOZOIC AND CENOZOIC AND ITS INFLUENCE ON THE FORMATION OF GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE IN AREAS WITH VARIOUS NEOTECTONIC REGIMES

## I.S. Novikov

V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the SB RAS, Novosibirsk, Russia

The data on regional geology, stratigraphy and geomorphology accumulated by now permit one to compile a reliable and fairly complete model of changes in the World Ocean level in the interval from the Cretaceous period to the present. Global changes in the level of the World Ocean are primarily associated with slow and prolonged  $(10^7 - 10^8 \text{ y})$  manifestations of plate tectonics (spreading of the ocean floor and decrease in the area of continents against the background of the formation of mountain relief due to collision processes at their borders) and faster, but short-term (103–106 y.) processes associated with the withdrawal of large amounts of water during the formation of large continental ice sheets and its return to the World Ocean during interglacial periods. The impact of the tectonic factor throughout the entire period under review was unidirectional, but uneven and led to intermittent decrease in the World Ocean level from 250-300 m above the present level to the current level, taken as 0 m. Prolonged periods of stable position of the World Ocean level in the second half of the Cretaceous, Paleogene and Early Neogene at 300, 250, 200 and 150 m led to the formation of regional peneplanation planes near these levels. Moreover, younger surfaces have never completely cut off the previous, higher level, leaving its relics in the form of table elevations on the surface of the younger peneplain. In tectonically passive areas, the hypsometric position of these geomorphological elements and associated sediments has stratigraphic significance, allowing the researchers to estimate their age, and in the case of their displacement, to evaluate the age and amplitudes of neotectonic movements.

Keywords: World Ocean level, global denudation base, terraces, peneplanation planes.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-10c-69-85

Непостоянство уровня моря – давно и надежно установленный геологический факт, поскольку повсеместно наблюдается залегание морских отложений на континентах [23]. Наступления и отступления Мирового океана отражаются в геологическом строении осадочного чехла континентальных платформ и их окраин, что традиционно объясняется сочетанием тектонических движений и изменением количества воды. Реконструкция времени, амплитуды и скорости изменений уровня Мирового океана – достаточно сложная задача, поскольку они представляют собой продукт одновременного и иногда разнонаправленного воздействия не связанных между собой факторов [20]. Первые крупные обобщающие работы в этом направлении были опубликованы в конце 1950-х гг. [28], а относительно подробные модели изменения уровня Мирового океана появились только в конце 1970-х гг. [27], и еще около 20 лет понадобилось для того, чтобы научная общественность их признала хотя бы с оговорками.

Анализ механизмов изменения уровня Мирового океана [26] (рис. 1) показывает, что глобальные колебания – результат изменений объема воды в океане и объема океанических бассейнов; эти изменения вызваны не только ростом океанической коры и ледниковыми событиями, но также еще рядом факторов. Долгосрочные (10<sup>7</sup>-10<sup>8</sup> лет) изменения медленные (не более 10 м/млн лет) и связаны со спредингом дна Мирового океана, осадконакоплением по периферии континентов в ходе их денудации и сокращением площади континентов на фоне их сжатия и увеличения мощности земной коры при коллизионных событиях [19]. Это разнонаправленные процессы. Увеличение темпов спрединга и сокращения земной коры на континентах приводит к снижению уровня Мирового океана, а увеличение морской седиментации – к повышению. Низкие уровни тектонической активности на рубеже раннего и позднего мела наряду с поступлением большого количества терригенного материала в Мировой океан при пенепленизации континентов вызвали повышение уровня Мирового океана до 250-300 м выше современного с затоплением окраин континентов. Новый уровень стал на этом этапе базисом денудации континентов, на которых была сформирована планетарная поверхность выравнивания, покрытая мощной корой химического выветривания. Основной механизм быстрого изменения количества воды в океане – рост и распад континентальных ледяных щитов, которые вызывают изменения уровня моря с большой скоростью и амплитудой (от 40 до 200 м/ тыс. лет). Другие процессы изменения объема воды (тепловое расширение и сжатие морской воды, колебания запасов грунтовых вод и озер) могут вызывать быстрые глобальные изменения уровня Мирового океана (10 м/тыс. лет), но с небольшими амплитудами (не более 5–10 м) [16], поэтому их влияние мало заметно на фоне действия других факторов.



Рис. 1. Основные факторы изменения уровня Мирового океана по [10]

Континенты и их окраины содержат геологическую летопись изменений уровня Мирового океана продолжительностью более миллиарда лет. Первые работы по воссозданию изменений уровня Мирового океана по стратиграфическим данным для временного диапазона 10-100 млн лет были проведены в начале 1960-х гг. [22]. П. Вейл и его коллеги из Exxon Production Research Company развили это направление с использованием сейсмических данных на обширные территории и представили первую глобальную модель изменения уровня Мирового океана [27]. Впоследствии указанные исследования были продолжены [15, 21], и полученная кривая изменения уровня Мирового океана получила в литературе название кривой Хага – Вейла. Первоначально результаты стали объектом жесткой критики [13], но успешное практическое использование и подтверждение прогнозов, сделанных на их основании, доказали правоту авторов открытия даже наиболее авторитетным исследователям, поначалу его критиковавшим. Они признали принципиальную правильность кривой, и предметом дискуссия остается только вопрос абсолютных амплитуд колебаний [5, 12, 17, 24].

Кривая Хага – Вейла основана на геологических данных по многим регионам мира; на этом основании было получено представление об относительной величине колебаний уровня Мирового океана



Рис. 2. Изменение уровня Мирового океана по [14, 15, 27] и его влияние на формирование системы поверхностей выравнивания: SP<sub>1</sub> – ранненеогеновой, SP<sub>2</sub> – ранне-среднепалеогеновой, SP<sub>3</sub> – позднемеловой, SP<sub>4</sub> – среднемеловой

[27]. Относительная кривая была масштабирована по шкале Питмана [19]. Кривая многократно дорабатывалась. Последние уточнения были сделаны в середине 2000-х гг. на основе сейсмостратиграфических материалов по Аравийскому полуострову [14] (рис. 2). В настоящее время кривая Хага – Вейла широко используется в нефтяной геологии, будучи неотъемлемой частью специализированных программных комплексов бассейнового моделирования. Она является также элементом мировой стратиграфической шкалы наряду с палеомагнитной и кислородно-изотопной кривыми [11, 26].

## Следы изменения глобального базиса денудации в разных геолого-геоморфологических обстановках

Стабильное положение уровня Мирового океана на протяжении 10–30 млн лет на фоне тектонического покоя приводит к формированию региональных поверхностей выравнивания. Таких эпох в постъюрское время было четыре (рис. 3). Длительное стабильное положение базиса денудации связано с динамическим равновесием двух разнонаправленных факторов: рост емкости океанических бассейнов в ходе медленного спрединга уравновешивается поступающими в бассейны продуктами денудации континентов, и в целом емкость океанических бассейнов остается стабильной. В силу большой инерции геоморфологической системы реликты денудационных равнин периодов тектонического покоя до сих пор сохранились в рельефе в разных геолого-геоморфологических обстановках. При детальной геоморфологической съемке крупных масштабов такие элементы выявляются надежно.

š

10c

◆ 202

В разные годы при съемочных работах м-ба 1:50 000 автор сталкивался с данным феноменом:



**Рис. 3.** Кривая изменения уровня Мирового океана по [14] и продолжительность эпох регионального выравнивания: SP<sub>1</sub> – ранненеогеновой, SP<sub>2</sub> – ранне-среднепалеогеновой, SP<sub>3</sub> – позднемеловой, SP<sub>4</sub> – среднемеловой

в 1992–1994 гг. при проведении геоморфологической съемки 24 номенклатурных листов в Анабаро-Уджинском междуречье на севере Средней Сибири [6, 7]; в 1999 и 2011–2012 гг., когда было отснято девять листов на территории Курайского хребта Горного Алтая [8]; в 2018 г. при съемке восьми листов на Салаирском кряже [2]; в 2017–2020 гг. при выполнении геоморфологической съемки семи листов на площади западного окончания Крымских гор и примыкающих к ним равнинных территорий [9].

Изменение уровня Мирового океана как глобального базиса денудации имеет большое стратиграфическое значение. На древних платформах, не испытавших неотектонической активизации, абсолютные высоты денудационных уровней часто прямо указывают на возраст их осадочных чехлов; если же территория вовлекалась в тектонические движения, в пределах каждого блока сохраняется стратиграфическое значение относительного расположения уровней и сопутствующих им рыхлых отложений; абсолютные высоты в этой ситуации значения уже не имеют.

На имеющихся у нас материалах рассмотрим, как в разных геолого-геоморфологических условиях проявляются изменения уровня Мирового океана.

### Северная часть Среднесибирского плоскогорья

Изученная территория находится в зоне многолетнемерзлых пород к северу от 71° с. ш. Она сложена слоистыми раннекембрийскими битуминозными карбонатами, очень полого (0°30′—1°30′) падающими к северо-западу. В геоморфологическом отношении площадь представляет собой ступенчатую денудационную равнину с абсолютными отметками денудационных уровней от 20 до 250 м, расчлененную эрозионными долинами, которые приурочены к регулярной сети зон трещиноватости (рис. 4).

sla

sl.

sld

10 KM

sp<sub>2</sub>

al

sld

sl

5

113°47

Смещений по ослабленным зонам не установлено. Склоны долин делятся на три класса. Крутые обвально-осыпные склоны (30° и более) связаны с врезанием речной сети в плейстоцене вследствие резких падений уровня Мирового океана во время оледенений. В силу маловодности большинства водотоков врезание затронуло только крупные водотоки класса Анабара, а в их притоках оно проявляется только в приустьевых частях. Урез воды р. Анабар, впадающей в море Лаптевых в 300 км севернее, составляет 7-9 м. Десерпционные склоны (8-10°) также связаны с активизацией эрозии в плейстоцене и обычно замещают вверх по склону крутые склоны эрозионных долин, отделяясь от них отчетливой бровкой. Оба указанных типа склонов практически лишены чехла рыхлых осадков. На обвально-осыпных склонах они отсутствуют полностью, не накапливаясь даже в их основании, поскольку этот тип склонов нижней части граничит с поймой и все поступающие со склонов обломки вовлекаются в аллювиальный процесс. На десерпционных склонах имеется прерывистый чехол щебнистого материала (0-0,5 м), подвижный настолько, что почвообразование не происходит. Пологие солифлюкционные склоны (2-3°) покрыты относительно мощным (2-3 м) слоем суглинков и осложнены густой сетью деллей. На них развиты маломощный почвенный покров и лесотундровая растительность. Несмотря на малые углы наклона они достаточно динамичны из-за переувлажнения при сезонном оттаивании.

Площадки денудационных уровней субгоризонтальны и структурно не обусловлены, поскольку не совпадают с элементами залегания коренных пород. Их территория покрыта двучленным плащом рыхлых осадков мощностью 7–32 м, нижнюю часть которого составляют аллювиально-пролюви-



 $sp_4$ 

Рис. 4. Фрагмент крупномасштабной геоморфологической карты Анабаро-Уджинского междуречья (северная часть Среднесибирского плоскогорья)

Генетически однородные поверхности: аккумулятивные: al<sub>1</sub> – голоценовых пойм и первых надпойменных террас нерасчлененные; денудационные: плейстоценовых цокольных террас: al<sub>III</sub> – третьей, al<sub>IV</sub> – четвертой; плиоценовой цокольной террасы: al<sub>V</sub> – пятой; поверхностей выравнивания: sp<sub>1</sub> – ранненеогеновой, sp<sub>2</sub> – палеогеновой, sp<sub>3</sub> – позднемеловой, sp<sub>4</sub> – среднемеловой (?); склоны долин: sl<sub>1</sub> – пологие солифлюкционные, sl<sub>2</sub> – средней крутизны десерпционные, sl<sub>3</sub> – крутые обвально-осыпные, sld – пологие денудационные

113°42'

sld

71°15 сш sp<sub>2</sub>

sl,

alıv

альные осадки мощностью 4-27 м, приуроченные к уровням регионального выравнивания и имеющие возраст от позднего мела до позднего неогена в зависимости от высотного положения. Распространенная повсеместно верхняя часть плаща мощностью 3-5 м представлена льдистыми (местами до 50-70 %) эоловыми суглинками плейстоценового возраста. Денудационные уступы между разновозрастными уровнями перекрыты сплошными делювиальными шлейфами, состоящими из суглинистого материала. Несмотря на малые отличия в угле наклона от обрамляющих их солифлюкционных склонов (0° и 2-3° соответственно), реликты денудационных уровней уверенно дешифрируются на аэрофотоснимках за счет того, что в их пределах широко развиты процессы термокарста и морозного пучения, придающие им характерный пятнистый фототон, резко контрастирующий со струйчатым деллевым рисунком обрамляющих склонов.

На изучаемой территории по высотному положению выделяются четыре высотных уровня планации, соответствующих длительным периодам относительно стабильного положения уровня Мирового океана. Поверхность четвертого уровня (222–242 м) сохранились в виде относительно небольших фрагментов, обычно не превышающих 5-8 км в поперечнике. Она лишена чехла рыхлых отложений и представляет собой цоколь денудационной равнины. Ее возраст геологическими методами определяется как послетриасовый, поскольку за пределами рассматриваемой площади она выработана в триасовых эффузивах. По высотному положению мы предполагаем для нее среднемеловой возраст. Поверхность третьего уровня (203-211 м) развита в виде обширных уплощенных водоразделов протяженностью до 20-30 км. Под покровными отложениями в ее пределах обнаружены карстовые полости с сохранившимися водосборными воронками, заполненные осадками мелового возраста. Высотные отметки поверхности второго уровня в пределах 165-185 м. Размеры сложенных ею водоразделов местами достигают 20 км в поперечнике. В областях развития поверхностей более высоких уровней она представлена фрагментами придолинных педиментов. Для нее характерны развитие покровного комплекса в полном объеме и значительно меньшая, чем у дневной поверхности, изменчивость высотных отметок цоколя. В покровных галечниках найдены палинологические остатки палеогенового возраста. Поверхность первого уровня имеет высотные отметки 142-158 м, развита в бортах долины р. Анабар и его крупных притоков и формировалась в виде придолинных педиментов. В покровном комплексе обнаружена смесь палеогеновых и неогеновых споро-пыльцевых комплексов, что в сочетании с высотными отметками позволяет отнести время ее формирования к раннему неогену. Гипсометрически ниже расположена лестница цокольных террас р. Анабар (20-25 м,

40—42 м, 63—65 м, 70—80 м, 94—110 м, 120—130 м), отражающая прерывистое и относительно быстрое снижение уровня Мирового океана в позднем плиоцене и плейстоцене.

Рассмотренная последовательность датированных поверхностей выравнивания севера Сибирской платформы хорошо согласуется с кривой изменения уровня Мирового океана. При этом к собственно денудационным поверхностям выравнивания следует отнести только ранненеогеновую, в то время как в формировании более древних, судя по их высотному положению, значительную роль играли абразионные процессы, а более низкие уровни формировались локально под воздействием боковой эрозии водотоков. Набор генетически однородных поверхностей в данном районе можно считать эталонным в силу хорошей сохранности и морфологической выраженности.

#### Крымские горы и их предгорья

В геологическом отношении изученная территория представляет собой систему тектонических пластин, сложенных флишем позднетриасовой – раннеюрской таврической серии, среднеюрскими аргиллитами, кварцитовидными песчаниками и конгломератами, верхнеюрскими мраморизованными известняками, а также раннемеловыми глинами и мергелями, туфопесчаниками и тектоническими меланжами перечисленных пород; эта система регрессивно перекрывается не содержащей крупных несогласий толщей морских известняков, мергелей, глин и галечников позднемелового, палеогенового и ранненеогенового возраста.

В пределах юго-западного Крыма аккумулятивные поверхности не очень разнообразны по типам рельефообразующих процессов, но занимают значительные площади в пределах Внешней гряды Крымских гор (рис. 5).

Морские террасы образуют плоские водоразделы Внешней гряды Крымских гор. Представлены все морские террасы, известные в Средиземноморском и Черноморском регионах [28].

Миоценовая равнина (150–160 м) сложена белесыми глинами, мергелями и известняками сарматского яруса. (Здесь и далее в скобках указывается высота их первичного образования, которая сохраняется только при отсутствии неотектонических деформаций.) Миоценовая аккумулятивная морская равнина образует наиболее высокие аккумулятивные уровни водоразделов Внешней гряды. В сторону Крымских гор она замещается миоценовой абразионной равниной, которая является субгоризонтальной денудационной поверхностью, срезающей домиоценовые геологические образования. Линия их контакта представляет собой береговую линию миоценового (ранненеогенового) времени.

Позднеплиоценовая вторая чаудинская терраса (120—140 м) сложена красно-бурыми суглинками, мергелями и серыми галечниками. Располо-





жена гипсометрически ниже миоценовой морской равнины, отделена от нее отчетливым уступом.

Раннечетвертичная первая чаудинская (90-110 м), среднечетвертичная эвксинская (75-80 м),

## Рис. 5. Фрагмент крупномасштабной геоморфологической карты Внешней гряды Крымских гор

Аккумулятивные: морские террасы:  $m_1$  – новочерноморская,  $m_2$  – карангатская,  $m_3$  – эвксинская,  $m_4$  – первая чаудинская,  $m_5$  – вторая чаудинская,  $m_6$  – сарматская;  $kl_3$  – обвальные тела,  $kl_4$  – оползневые тела; аллювиальные:  $al_1$  – пойма и первая терраса,  $al_2$  – вторая терраса; пролювиальные:  $pl_1$  – конусы выноса,  $pl_2$  – шлейфы; ta – отвалы карьеров; *deнуdaциoнные: поверхности выравнивания*: sp? – неустановленного возраста,  $sp_1$  – миоценовая,  $sp_2$  – палеогеновая,  $sp_3$  – позднемеловая; стенки отрыва:  $slk_1$  – обвалов,  $slk_2$  – оползней;  $sld_3$  – делювиальные склоны крутые и умеренно-крутые; избирательной денудации (карстовые): склоны:  $sk_4$  – крутые,  $sk_3$  – пологие, равнины:  $fk_2$  – холмистые,  $fk_1$  – плоские; склоны эрозионных долин:  $sle_1$  – крутые,  $sle_2$  – средней крутизны,  $sle_3$  – пологие; slt – тектоногенные уступы; абразионные уступы:  $slm_1$  – крутые,  $slm_2$  – средней крутизны,  $slm_3$  – пологие; td – карьеры; *deнydaцuoнно-аккумулятивные (цокольные)*:  $fm_1$  – новочерноморская,  $fm_2$  – карангатская,  $fm_3$  – эвксинская,  $fm_4$  – первая чаудинская,  $fm_5$  – вторая чаудинская

позднечетвертичная карангатская (18–45 м) и голоценовая новочерноморская (3-5 м) террасы составлены серыми галечниками и вложены в миоценовые и позднеплиоценовые образования. Толщина галечникового чехла 3-5 м. При его наличии уступы между террасами плохо выражены в рельефе. В южном направлении толщина чехла истончается и исчезает сначала на высоких террасах (к югу от долины Бельбека он присутствует только на новочерноморской, карангатской и эвксинской террасах), а к югу от Севастопольской бухты все террасы, включая новочерноморскую, полностью лишены чехла и в рельефе выражены в виде абразионных равнин, выработанных в сарматских отложениях. К северу от Севастопольской бухты террасы (кроме новочерноморской) образуют поверхность плоских водоразделов Альма – Кача, Кача – Бельбек, Бельбек – Черная и Севастопольская бухта. Черноморская терраса представлена только в устьях рек в виде реликтов палеолагун.

Поверхности морских террас и соответствующих им абразионных равнин, имеют небольшой наклон на запад (0,5–1,5°), увеличивающийся до 2–3° в восточной части водораздельных плато Внешней гряды Крымских гор в связи с вовлеченностью в слабые неотектонические поднятия. Ширина террас обычно 2–3 км, а протяженность отдельных фрагментов зависит от ширины водоразделов и в рассматриваемом районе составляет 5–10 км.

Обвалы и оползни приурочены к крутым береговым обрывам, крутым склонам долин и балок, а также крупных денудационных понижений между грядами Крымских гор. Поверхность тел обвалов и оползней неровная с валами, буграми и заболоченными западинами в тыловой части. Углы склонов ее неровностей обычно в пределах 0–20°.

Пролювиальные конусы сложены галечниками и валунниками, приурочены к выходам V-образных эрозионных долин в долины крупных рек или в продольные денудационные впадины между грядами Крымских гор. Их поперечные размеры колеблются от 200–300 до 1000–1200 м. Углы наклонов поверхности 4–5°.

**Пролювиальные шлейфы** образуют плоские аккумулятивные днища балок, сложены галечниками и суглинками. В крупных балках протяженность шлейфов может достигать 4–5 км, ширина – 1000 м. Углы наклона их поверхности обычно 2–3°.

Аллювиальные террасы представлены в основном поймами, первыми и вторыми надпойменными террасами. Из-за длительных периодов снижения уровня моря ниже современного на 50-100 м в ходе плейстоценовых оледенений все крупные речные долины Крыма переуглублены. Переуглубления заполнены голоценовым песчано-глинистым аллювием поймы и первой террасы, образующих плоское днище долин, что придает им ящикообразный облик. Пойма и первая надпойменная террасы разделены уступом высотой до 3-5 м. На картах они показаны в виде нерасчлененного комплекса, который занимает все дно долин основных рек и в пределах рассматриваемой территории имеет ширину 400-850 м. Ширина дна долин при пересечении ими тел крупных оползневых массивов снижается до 100-150 м. Пойма и первая надпойменная терраса сложены песчано-глинистыми осадками с отдельными прослоями мелкой гальки. Вторая надпойменная терраса возвышается над первой на 15-25 м. Она развита фрагментарно. Ширина наиболее крупных фрагментов достигает 500 м, а протяженность 4,5 км. Сложена она валунно-галечными отложениями с размерами валунов до 15-20 см. Поверхности поймы и первых двух надпойменных террас субгоризонтальные с углами наклона менее 1°.

Антропогенные аккумулятивные образования представлены разнообразными насыпями и отвалами, большинство из которых не может быть изображено в м-бе 1:50 000. Наибольших размеров достигают отвалы крупных карьеров по добыче строительных материалов. Это плосковершинные холмы с углами склонов 30–35°, размером в поперечнике до 800 м.

Денудационные элементы рельефа широко распространены в пределах юго-западной части Крыма, особенно в пределах Внутренней и Главной гряд Крымских гор (рис. 6). Они представлены поверхностями выравнивания, стенками отрыва обвалов и оползней, склонами комплексной денудации, формами карстовой денудации (польями), склонами эрозионных долин, тектоногенными уступами, абразионными уступами и разнообразными формами антропогенной деструкции.

Поверхности выравнивания ранее были здесь широко развиты, но к настоящему времени в значительной степени уничтожены в ходе расчленения





территории и сохранились только на вершинах гряд Крымских гор. Выделяются три возрастные генерации поверхностей выравнивания, формировавшиеся на рубеже раннего и позднего мела, в раннем – среднем палеогене и в раннем неогене [1]. Наиболее полно все три уровня представлены на плоских водоразделах (яйлах) Главной гряды Крымских гор, где они разделены денудационными уступами. Размеры сохранившихся фрагментов до 4–5 км в поперечнике. Абсолютные высоты достигают здесь 1100 м, соответственно, вертикальная амплитуда неотектонического поднятия составляет до 800 м. Поверхности выравнивания на яйлах Главной гряды срезают сложно дислоцированную толщу юрских известняков. Микрорельеф их поверхности сильно изменен вторичными карстовыми процессами. Поверхность осложнена множеством карстовых воронок диаметром до 100–150 м, число которых достигает нескольких десятков на 1 км<sup>2</sup>. За вычетом участков, измененных карстовыми процессами, наклон поверхностей выравнивания не превышает 2–3°. На наиболее возвышенных участках водоразделов Внешней гряды сохранились фрагменты миоценовой поверхности выравнивания (до 2–3 км в поперечнике), почти не измененной карстовыми процессами. На водоразделах Средней гряды сохранились фрагменты всех трех поверхностей выравнивания, имеющие обычно вытянутую в плане форму, ширину до 500 м и длину до 5 км. Карстовые формы на них развиты слабо.

Длина стенок отрыва обвалов и оползней обычно первые сотни метров, высота первые десятки метров, и они не могут быть выражены в м-бе 1:50 000. У наиболее крупных оползней юго-восточного склона Внешней гряды, расположенных в месте ее пересечения долинами рек, протяженность стенок отрыва достигает 8–10 км, высота 50–60 м. Судя по тому, что они часто расчленены долинами временных водотоков, а углы наклона сохранившихся участков составляют 35–40°, эти крупные оползни не моложе позднего плейстоцена. Крупные стенки отрыва обвалов характерны для южного склона Главной гряды, где протяженность их отдельных участков достигает 10–15 км, высота составляет 250–450 м, углы наклона до 60–80°.

Склоны комплексной денудации распространены только в водораздельных частях Главной и Внутренней гряд Крымских гор, где разделяют разные возрастные уровни поверхностей выравнивания. Их высота обычно 50–100 м, протяженность может достигать 3–5 км, а углы наклона 30–35°.

Формы карстовой денудации распадаются на две большие группы. *Первую* образуют широко развитые на плоских водоразделах Главной гряды карстовые воронки шириной до 200 м и глубиной до 15–25 м со склонами от 15–20° до 40° и более. Из-за небольших линейных размеров они не могут быть изображены в м-бе 1:50 000. *Вторую* группу формируют огромные депрессии (ширина по бровкам бортов 6,5–7,5 км, протяженность от 13–15 до 35 км и более), разделяющие Внешнюю, Внутреннюю и Главную гряды Крымских гор и именуемые в литературе «продольными депрессиями».

Продольные депрессии между грядами Крымских гор образованы следующими генетически однородными элементами: крутыми бортами, пологими бортами, плоскими днищами и холмистыми возвышенностями днищ. Крутые борта образуются, когда склоны полий наклонены в направлении противоположном направлению общего падения карбонатной толщи, в которой они выработаны. Обычно они имеют юго-восточную экспозицию. Протяженность отдельных их сегментов от 5 до 15 км, углы наклона от 25-30 до 45° и более, вплоть до отрицательных с образованием протяженных навесов. Высота от 100 до 250 м. Пологие борта образуются, когда их экспозиция (обычно северозападная) совпадает с общим падением слоистой толщи, в которой они выработаны. Протяженность отдельных сегментов 3-7 км, ширина 2,7-3,4 км, углы наклона 10-15, реже до 25°. Днища депрессий выработаны в глинах и глинистых мергелях. Их ширина 1-3 км, протяженность отдельных сегментов 3–13 км, углы наклона поверхности 5–6°. В их пределах выделяются *холмистые возвышенности,* обычно имеющие изометричную форму 1–2 км в поперечнике, возвышающиеся до 50–80 м, с плоскими вершинами и углами наклона склонов 10–15°.

Формирование северной продольной депрессии не могло начаться раньше формирования морской среднечетвертичной эвксинской террасы, поскольку до этого базис денудации находился выше уровня дна депрессии.

Склоны эрозионных долин являются наиболее распространенным типом генетически однородных поверхностей в пределах рассматриваемой территории. По углам наклона и интенсивности формирования они разделяются на три группы: крутые эрозионные склоны, эрозионные склоны средней крутизны и пологие эрозионные склоны.

Крутые эрозионные склоны характерны для интенсивно врезающихся или врезавшихся в недавнем прошлом эрозионных долин. Они образуют борта V-образных долин временных и постоянных водотоков, а также ящикообразных долин крупных рек (Альмы, Качи, Бельбека). Склоны обычно имеют угол естественного откоса, который здесь составляет 31-36°. У недавних врезов в верховьях водотоков на отдельных участках крутизна может достигать 45° и более. Днищу продольной депрессии между Внешней и Внутренней грядами V-образные долины не свойственны. Расположенное гипсометрически выше днище продольной депрессии между Внутренней и Главной грядами, напротив, сильно расчленено эрозионными долинами, и от собственно поверхности днища остались только плоские участки водоразделов между соседними долинами. Крутые склоны редко образуют склоны балок, дренирующих водоразделы Внешней гряды за исключением междуречья Качи и Бельбека, которое представляет собой относительно приподнятый блок, подвергшийся интенсивному эрозионному расчленению. Более всего в пределах рассматриваемой территории они распространены в южном окончании Внутренней гряды, расчлененной V-образными долинами до состояния бедленда.

Эрозионные склоны средней крутизны формируются на месте крутых эрозионных склонов при затухании эрозионного процесса и выполаживании бортов эрозионных долин склоновыми процессами до углов наклона 15–20°. Они широко представлены на водоразделах Внешней гряды и несколько меньше на южном окончании Внутренней гряды.

Пологие эрозионные склоны имеют углы наклона поверхности 8–10° и характерны для водоразделов внешней гряды, где образуют склоны балок на начальных этапах формирования и верховья долин, до которых еще не добралась ретроградная эрозия. Образуются на начальной стадии формирования дренажной сети на плоских поверхностях с малыми уклонами, когда ведущую роль играет плоскостной смыв. š

**Тектоногенные уступы** не типичны для рассматриваемой территории. Встречаются на водоразделах Главной гряды, где смещают лестницу поверхности выравнивания. Во всех известных случаях они имеют северо-восточное простирание. Скорее всего, тектоногенные уступы связаны с растяжениями в ходе формирования неотектонической моноклинали Крымских гор и являются сбросами. Представляют собой уступы высотой до 100–120 м, протяженностью до 6 км, с углами наклона поверхности 30–35°, местами до 40°.

Абразионные уступы опоясывают изучаемую площадь с запада и юга и являются наиболее динамически развивающимся ее элементом. Скорость отступания берега очень неравномерна и составляет от 500 до 2 см в год. Выделяются свежие абразионные уступы с углами наклона 50° и более. Они прослеживаются практически по всему побережью, но наиболее активно развиваются к северу от Севастопольской бухты, где берег представлен глинами, галечниками и рыхлыми известняками. Южное побережье, сложенное на значительном протяжении юрскими мраморизованными известняками, более устойчиво. Над активно развивающимся современным абразионным уступом сохранился реликтовый абразионный уступ, который сглажен склоновыми процессами до углов естественного откоса – 30–35°. На водоразделах Внешней гряды между уровнями высоких морских террас местами сохранились древние береговые уступы. Они сильно изменены склоновыми процессами и приобрели углы наклона 10–15°.

## Курайский хребет Горного Алтая

В геологическом отношении рассматриваемый участок Курайского хребта сложен сильно дислоцированными и метаморфизованными карбонатными, терригенными и эффузивными отложениями позднего протерозоя и раннего палеозоя.

Рассматриваемый участок (рис. 7) принадлежит единому в неотектоническом отношении блоку осевой части Курайского хребта, отделенному от его западного окончания новейшим грабеном, к которому приурочена р. Кубадру. В конце плиоцена-плейстоцене данный блок испытал быстрое поднятие, фиксируемое во впадинах обрамления буроцветной молассой, которое выделяется в качестве башкаусской свиты [3]. Вертикальная амплитуда поднятия блока составила около 2300 м, судя по отсутствию выраженных наклонов вершинной поверхности, без каких-либо его изгибов или перекосов. Рассматриваемая территория занимает пограничное положение относительно характера плейстоценового оледенения, носившего к северу от нее покровный характер, а к югу – горно-долинный. Большая, наиболее возвышенная и уплощенная ее часть подверглась слабому покровному оледенению, приведшему к формированию изометричных в плане пологосклонных понижений глубиной 200-300 м размером 2-3 км в поперечнике. У них уплощенное заболоченное днище, покрытое чехлом делювиально-солифликционных отложений. Склоны понижений имеют вогнутый профиль, лишены рыхлых отложений и сформированы процессами экзарации. Их уклон обычно составляет 7–12°, экзарационные склоны северной экспозиции иногда имеют крутизну, близкую к 20°. Понижения, раскрывающиеся к северо-востоку, помимо перечисленных элементов, в верховьях преобразованы в кары с аккумулятивными моренными и местами плоскими экзарационными днищами и крутыми (38° и более) обвально-осыпными бортами. Выраженный троговый характер имеет долина р. Кубадру, днище которой занято моренами с вложенным постледниковым аллювиальным комплексом.



**Рис. 7.** Фрагмент крупномасштабной геоморфологической карты Курайского хребта (Горный Алтай)

Генетически однородные поверхности: акку*мулятивные*: gl<sub>2</sub> – стадиальных и донных морен позднеплейстоценового оледенения, gl<sub>2</sub>+slg<sub>2</sub> позднеплейстоценовых морен на склонах ледниковых долин, dl+sf – делювиально-солифлюкционных днищ экзарационных форм, pl - конусов выноса из голоценовых эрозионных врезов, al<sub>1</sub> – голоценовых пойм и первых надпойменных террас нерасчлененные; денудационные: поверхностей выравнивания: sp<sub>1</sub> – ранненеогеновой, sp<sub>2</sub> – палеогеновой, sp<sub>3</sub> – позднемеловой, sp<sub>4</sub> – среднемеловой; позднеплейстоценовых ледниковых долин: rb – выпаханных днищ, slg<sub>1</sub> – бортов трогов и каров крутых, slr<sub>1</sub> – крутых выпаханных склонов, slr<sub>2</sub> – пологих выпаханных склонов, sld – доплейстоценовых делювиальных склонов, sle<sub>1</sub>голоценовых эрозионных долин

№ 10c ♦ 2021-

Характерны также наложенные пролювиальные конусы выноса из эрозионных долин, соединяющих висячие днища экзарационных понижений водораздельной области с днищем трога Кубадру. Перепад между днищем р. Кубадру и днищами экзарационных понижений составляет 250-350 м. Склоны трога Кубадру покрыты сплошным моренным чехлом; двигавшийся по нему ледник был образован слиянием ледников левых притоков этой реки, формировавшихся в пределах более высокого (до 3500 м) Кубадринского горного массива, который начинался сразу за западным обрезом рассматриваемой территории. Объединенный ледник не помещался в долине р. Кубадру, что фиксируется по его краевым моренам, вдвинутым в устьевые части экзарационных понижений водораздела.

Уплощенный водораздел при его съемке в м-бе 1:50 000 распадается на серию уплощенных уровней, разделенных денудационными уступами. Данная картина, если отвлечься от абсолютных высотных отметок денудационных уровней, морфологически очень напоминает лестницу денудационных уровней севера Сибирской платформы. Поверхности уступов между уровнями имеют угол наклона 8-12° и не похожи на широко развитые в Горном Алтае тектоногенные уступы высотой 300-400 м с углами наклона около 28°. Всего в пределах рассматриваемого участка выделяются четыре денудационных уровня, которые срезают геологические структуры (метаморфическую толщу с телами гранитогнейсов с общим падением 60° к северо-западу) и являются поверхностями выравнивания. Нижний уровень имеет абсолютные высоты 2400-2500 м, второй -2560-2590, третий - 2535-2545, четвертый, образующий главный водораздел, - 2680-2690 м. Учитывая цикличность осадконакопления в предгорных впадинах Горного Алтая и сопоставляя ее с высотой денудационных уступов и кривой изменения уровня Мирового океана, можно предположить ранненеогеновый возраст для первого уровня, палеогеновый для второго, позднемеловой для третьего и среднемеловой для четвертого. Несколько увеличенную высоту уступа между первым и вторым уровнями можно связать с начавшейся в позднем олигоцене фазой медленных неотектонических деформаций в регионе, фиксируемых в разрезах межгорных впадин грубообломочной позднеолигоценовой карачумской свитой [4]. Начавшиеся в позднем плиоцене блоковые деформации и общий подъем территории прервали формирование поверхностей выравнивания, и с этого времени в ее пределах преобладали процессы линейной денудации водного и ледникового генезиса с формированием аккумулятивных равнин в межгорных впадинах.

### Салаир

Изученная территория включает северную часть Салаира (около 10 % его общей площади) и участок Буготакско-Сокурской возвышенности,

примыкающей к Салаиру с севера (рис. 8). Выбранный участок может служить эталоном при изучении геоморфологического строения Салаира, поскольку в его пределах представлены все типы его геоморфологических элементов.

Склоны на месте тектоногенных уступов не характерны ни для территории Салаира, ни для Буготакско-Сокурской возвышенности. В пределах эталонного участка они выявлены только вдоль северной границы Салаира, где образуют уступ высотой 100-120 м, связанный с новейшим разломом широтного простирания. Поверхность уступа сильно выположена и имеет углы наклона 10-15°, в то время как для позднеплейстоценовых тектоногенных уступов Алтае-Саянской области типичны углы наклона 28-32°. Вдоль уступа не выявлено сейсморазрывов и сейсмогравитационных явлений. На этом основании можно предположить, что движения по формирующему его новейшему разлому прекратились не позднее среднего плейстоцена. Об этом же свидетельствует наличие на поверхности уступа позднеплейстоценовых лессовидных суглинков.

Реликты поверхностей выравнивания широко распространены на водоразделах Салаира и Буготакско-Сокурской возвышенности. Они представляют собой субгоризонтальные (0–2°) денудационные равнины, срезающие породы палеозоя и мезозоя. Высотное положение и характер расчленения поверхностей выравнивания резко различаются.

В пределах рассмотренной части Буготакско-Сокурской возвышенности поверхности выравнивания слагают цоколи широких (до 10–15 км) водоразделов, где перекрыты чехлом плейстоценовых лессовидных суглинков. Под покровом лессовидных суглинков широко развиты два уровня поверхностей выравнивания с абсолютными отметками 220–330 и 260–290 м, разделенные извилистыми денудационными уступами. На верхнем уровне возвышаются изолированные холмы, сложенные палеозойскими породами с высотными отметками 330–340 м. На нижних двух уровнях развита площадная кора выветривания каолинового профиля мощностью от 2–3 до 20 м (реже 30–50 м).

Учитывая изменения уровня морского бассейна, служившего в меловое и палеогеновое время базисом денудации при региональном выравнивании, можно заключить, что на Буготакско-Сокурской возвышенности 1) представлены все три уровня поверхностей выравнивания, которые могли сформироваться в ходе эпохи тектонического покоя (ранне-позднемеловой, раннемеловой – раннепалеогеновый и ранне-среднепалеогеновый); 2) высотные положения всех трех уровней близки к высотам базисов денудации соответствующего возраста, а рассмотренная территория была пассивна на неотектоническом этапе и не испытывала ни поднятия, ни погружения.

В изученной части Салаирского кряжа поверхности выравнивания слагают узкие протяженные

![](_page_11_Figure_1.jpeg)

#### Рис. 8. Фрагмент крупномасштабной геоморфологической карты Салаирского кряжа

1 – пойма и I–IV террасы нерасчлененные (al); 2 – реликты среднемеловой поверхности выравнивания на вершинах монадноков (sp<sub>4</sub>); 3 – позднемеловая – раннепалеогеновая поверхность выравнивания (sp<sub>3</sub>); 4 –ранне-среднепалеогеновая поверхность выравнивания (sp<sub>2</sub>); 5 – позднемеловая – раннепалеогеновая поверхность выравнивания под покровом лессовидных суглинков (sp<sub>3</sub>e); 6 – ранне-среднепалеогеновая поверхность выравнивания под покровом лессовидных суглинков (sp<sub>2</sub>e); 7 – пологие деллювиальные склоны (sld<sub>1</sub>); 8 – очень пологие деллювиальные склоны (sld<sub>2</sub>); 9 – крутые эрозионные склоны (sle); 10 – денудационные склоны средней крутизны на месте тектоногенных уступов (slt)

водоразделы субширотного и субмеридионального простираний, ширина водоразделов 1-4 км, а протяженность 12-17 км. В северной части Салаира широко развита одна поверхность выравнивания, полого наклоненная на юго-запад. Образованные ею водоразделы плавно без уступов и перегибов снижаются в этом направлении с 470-490 до 370-380 м. Уклон составляет около 100 м на 10 км, или примерно 0°30'. Над этой поверхностью возвышаются многочисленные монадноки с относительными высотами 20-30, редко до 50 м. На юго-западе эталонного участка по долинам крупных рек в нее вложена денудационная поверхность, отделенная пологим извилистым уступом с аналогичным наклоном на юго-запад и высотными отметками, постепенно снижающимися с 350-360 до 280-290 м. На поверхностях выравнивания широко развита кора выветривания каолинового профиля. На вершинах монадноков она отсутствует. Повсеместно поверхности выравнивания перекрыты лессовидными плейстоценовыми суглинками бачатской и еловской свит мощностью до 25 м.

Как на Буготакско-Сокурской возвышенности, так и на Салаире поверхности выравнивания на отдельных участках перекрыты палеогеновыми красноцветными глинами вагановской свиты (₽₂vg) мощностью до 10 м и неогеновыми желтыми щебнистыми глинами меретской свиты (N₁mr) мощностью 5–10 м, занимающими структурную позицию между корой выветривания и покровными лессовидными суглинками.

Морфометрические характеристики поверхностей выравнивания Салаирского кряжа и их соотношения к сингенетичным и эпигенетичным геологическим образованиям позволяет утверждать, что это те же три поверхности выравнивания, которые распространены на Буготакско-Сокурской возвышенности, но косо приподнятые в ходе неотектонического поднятия глыбового типа. В северной части Салаира вертикальная амплитуда поднятия составляет до 100 м, а в юго-западной снижается до 0 м. Это объясняет отсутствие геоморфологически выраженной границы Салаирского кряжа на юго-западе.

Денудационные склоны долин представляют собой слабо наклонные поверхности, покрытые лессовидными суглинками и обрамляющие плоские водораздельные пространства. На Буготакско-Сокурской возвышенности они имеют углы наклона 2–3° и занимают позицию между водоразделами и аккумулятивными днищами долин. На Салаирском кряже их углы наклона достигают 3–4°, и между ними и аккумулятивными террасовыми комплексами днища расположены более крутые эрозионные склоны. Поскольку пологие денудационные склоны долины в равной степени развиты и на неотектонически пассивной Буготакско-Сокурской возвышенности, и в приподнятом блоке Салаира, начало формирования денудационных склонов долин связано с ранними этапами расчленения пенеплена при формировании современной гидросети в ходе скачкообразного снижения базиса денудации при падении уровня Мирового океана в конце палеогена – начале неогена.

Эрозионные склоны долин широко распространены только на Салаире. Они обрамляют аккумулятивные днища долин и разделяют между собой разные уровни речных террас. В зависимости от степени изменения склоновыми процессами они имеют углы наклона от 15–20 до 45° и более. Общее врезание прирусловых частей долин Салаира связано с его поднятием, а его периодическое усиление – с климатической цикличностью плейстоцена.

Глубина долин на Салаире достаточно постоянна (80–100 м), их ширина по верхним бровкам склонов 1–2 км. На Буготакско-Сокурской возвышенности глубина долин 20–30 м для мелких водотоков и 40–60 м для более крупных, а ширина 1–1,5 и 3–4 км соответственно. Сложены эрозионные склоны коренными породами, которые иногда покрыты маломощным делювиально-коллювиальным чехлом.

Аккумулятивные днища долин включают пойму и до четырех надпойменных террас. Углы наклона поверхностей поймы и аллювиальных террас – 0°, а уступов между ними 15–30° в зависимости от степени выположенности склоновыми процессами. На Салаире аллювий преимущественно песчано-галечный, а в его обрамлении – песчаный. Выделяют комплекс высоких террас с относительными высотами 25-50 м, для которых характерно наличие лессового покрова. Мощность аллювия достигает 25 м, а перекрывающих его лессовидных суглинков 20 м. Низкие террасы включают в себя пойму и первую надпойменную террасу, обе лишены лессового покрова. Превышение первой террасы над меженным уровнем до 8 м, мощность аллювия от 5 до 18 м. Русло врезанное, канализированное, пойма слабо выражена.

### Выводы

Геоморфологический этап развития Земли имеет смысл рассматривать в рамках системного

№ 10c ♦ 2021

анализа, в основе которого лежит исследование изучаемого явления во взаимосвязи с сопряженными и генетически близкими, образующими с ним единую систему. Основные постулаты системного анализа – конечность жизни любой системы и отчетливые рамки ее существования. Любая система имеет момент зарождения. После этого она живет и изменяется, сохраняя в своей структуре реликты пройденных состояний (память системы), которые позволяют судить об истории ее развития. Период устойчивого развития, в рамках которого можно проводить линейные интерполяции и экстраполяции для исторических и футуристических реконструкций, всегда заканчивается системным кризисом, т. е. таким состоянием, в котором дальнейшее поступательное развитие в рамках системы невозможно. Разрешение кризиса происходит через появление в системе отсутствующих в ней составляющих. С этого момента месте старой системы начинает развиваться новая, которая поначалу включает достаточно обширные фрагменты прошлой системы, но постепенно их замещает, поскольку живет своей жизнью.

Рассмотрим в этих терминах современную геоморфологическую систему. Что мы знаем о ней? Во-первых, время возникновения. Современная геоморфологическая система во всей полноте форм рельефа, рельефообразующих процессов и коррелятных отложений заместила в раннепалеогеновое время существовавшую на протяжении позднего мела – раннего палеогена систему-предшественницу. Функционирование последней проходило в эпоху крайне слабой тектонической активности в пределах консолидированных блоков земной коры. В пределах Евразии деформации происходили тогда только в зоне Альпийско-Гималайского пояса [5], что в настоящее время принято объяснять коллизионными процессами в этой зоне; постепенное прогибание продолжалось в пределах Западной Сибири, что связывают с остыванием мантийного плюма под ней. В остальном континент был стабилен и на значительных пространствах подтоплен водами Мирового океана, уровень которого был существенно выше современного. Влажный климат при смазанной широтной климатической зональности (формирование бурых углей на Шпицбергене), который может быть объяснен только парниковым эффектом в связи повышенным содержанием углекислого газа в атмосфере в условиях тектонического покоя, привел к разрушению юрских – раннемеловых горных сооружений и формированию на поверхности суперконтинента огромного пенеплена, близкого по положению к палеоуровню Мирового океана, где из-за малых уклонов эрозия почти прекратилась и господствовало химическое выветривание. Без инноваций систему ждал бесконечный период «устойчивого развития» без какого-либо изменения.

Необходимую энергию в систему принесло усиление движений литосферных плит – начало неотектонической активизации. Сначала процесс протекал достаточно медленно. За продолжительный временной интервал, включающий поздний палеоген и большую часть неогена, вдоль шовных зон центральной части Азии на месте срезанных эрозией горных сооружений выросли новые невысокие горы, между ними обособились большие по площади впадины с мелководными внутриконтинентальными озерами-морями [1]. На периферии континента эти моря сообщались с Мировым океаном и имели с ним один уровень. Широкое развитие растительности в теплых мелководных бассейнах и на прилегающих к ним хорошо обводненных равнинах привело к масштабному извлечению углерода из атмосферы и захоронению его в виде залежей бурого угля палеогенового и ранненеогенового возраста. Одновременно продолжался распад суперконтинента с расширением новых океанических бассейнов в результате спрединга океанов в зонах срединных хребтов и прерывистое падение уровня Мирового океана до отметок +150 м от современного в миоцене, на которых сформировались абразионно-аккумулятивные морские террасы, сохранившиеся на спокойных окраинах континентов по всему земному шару [28]. Не вызывает сомнений, что падение уровня Мирового океана, рост гор в ходе сжатия и сокращения площади континентов и расширение дна океанов в зонах спрединга являются взаимосвязанными процессами. Горизонтальное сокращение континентальной коры примерно на 5 % с соответствующим увеличением площади океанической коры, спрединг которой не полностью поглощается субдукционными процессами на активных окраинах континентов, ведет к увеличению емкости Мирового океана и снижению его уровня по отношению к континентам примерно на 300 м. Стабильное развитие системы вошло в кризис в позднем неогене, когда обеднение атмосферы углекислым газом привело к тому, что существенную роль начали играть факторы, контролирующие цикличность поступления тепловой энергии от Солнца, и на нашу планету обрушилась череда ледниковых эпох, которая по времени совпала с резким усилением новейших тектонических движений. В течение кризисного четвертичного периода всего за 2 млн лет рост горных сооружений составил до 4-6 км, уровень Мирового океана упал со 150 м до современного, неоднократно снижаясь на 100-150 м ниже современного на пиках ледниковых событий, снизилась средняя температура, сформировалась экстремальная широтная климатическая зональность, резко снизилась продуктивность экосистем, особенно в полярных областях. В рамках перечисленных тенденций развития планетарной геоморфологической системы можно легко объяснить особенности формирования ярусного рельефа на территориях с различным геодинамическим режимом. В пределах стабильных территорий древних платформ (например, в Восточной Сибири) все уровни планации с абсолютными высотами ниже 250-300 м представляют собой фрагменты приморских равнин, фиксирующих снижение уровня Мирового океана в палеогене и неогене [6]. Этот комплекс дополняется снизу рядами речных террас четвертичного возраста, формирующимися на фоне прерывистого снижения базиса денудации, на который накладываются гляциоэвстатические явления. В пределах высокоактивных на новейшем этапе областей глыбовых гор, формирующихся в зонах сжатия между стабильными блоками земной коры, ярусность рельефа имеет совершенно отличную природу и связана с разнесением тектоническими движениями исходного мел-палеогенового пенеплена по вертикали, однако в пределах вершинной поверхности отдельных блоков одновременно просматривается ступенчатость мел-палеогенового пенеплена, связанная с прерывистым падением уровня Мирового океана во время его формирования.

Исследования выполнены в рамках базового проекта ИГМ СО РАН, на территории Салаира проведены при финансовой поддержке РФФИ и правительства Новосибирской области, проект 19-45-540001.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Благоволин Н. С. Вопросы геоморфологии Крыма // Вопросы географии. Сб. 74. – М.: Мысль, 1968. – С. 98–108.

2. Геологическая история и рельеф северо-западной части Алтае-Саянской области в мезозое и кайнозое / И. С. Новиков, Ф. И. Жимулев, Е. В. Ветров, П. Ю. Савельева // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60, № 7. – С. 988–1003.

3. **Девяткин Е.В.** Кайнозой Внутренней Азии. – М.: Наука, 1981. – 196 с.

4. **Девяткин Е. В.** Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 244 с.

5. Красилов В. А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. – М.: Наука, 1985. – 240 с.

 Новиков И. С. Геология и геоморфология мезо-кайнозоя северо-востока Сибирской платформы: свидетельства деградации уровня Мирового океана // Проблемы геологии континентов и океанов. – Магадан, 2001. – С. 23–35.

7. **Новиков И. С.** Геоморфология Анабаро-Уджинского междуречья (северо-восток Сибирской платформы) // Геоморфология. – 1999. – № 1 – С. 75–81.

8. Новиков И. С. Морфология и история формирования пенеплена Алтая на примере Курайского хребта // Геоморфология. – 2015. – № 3. – С. 70–80.

9. Новиков И. С., Борисенко Д. А. Геоморфология и неотектоника юго-западного Крыма // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62, № 4. – С. 498–513.

10. A **180-million-year** record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic record / K. G. Miller, G. S. Mountain,

J. D. Wright, J. V. Browning // Oceanography. – 2011. – Vol. 24 (no 2). – P. 40–53.

11. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy / W. A. Berggren, D. V. Kent, C. C. Swisher, M.-P. Aubry // Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. Society of Econonic Paleontologists and Mineralogists. – 1995. – No. 54. – P. 129–212.

12. **Cenozoic** global sea-level, sequences, and the New Jersey transect: Results from coastal plain and slope drilling / K. G. Miller, G. S. Mountain, J. V. Browning, et al. // Reviews of Geophysics. – 1998. – No. 36. – P. 569–601.

13. Christie-Blick N., Mountain G. S., Miller K. G. Seismic stratigraphic record of sea-level change // Sea-Level Change. National Academy of Sciences Studies in Geophysics. – Washington, DC: National Academy Press, 1990. – P. 116–140.

14. Haq B. U., Al-Qahtani A. M. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // Geo-Arabia. – 2005. – No. 10. – P. 127–160.

15. Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present // Science. – 1987. – No. 235. – P. 1156–1167.

16. Jacobs D. K., Sahagian D. L. Climateinduced fluctuations in sea level during nonglacial times // Nature. – 1993. – No. 361. – P. 710–712.

17. Miller K. G., Mountain G. S. Drilling and dating New Jersey Oligocene-Miocene sequences: Ice volume, global sea level, and Exxon records // Science. – 1996. – No. 271. – P. 1092–1094.

18. **Pitman W. C.** Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1978. – No. 89. – P. 1389–1403.

19. **Pitman W. C., Golovchenko X.** The effect of sea-level change on the shelf edge and slope of passive margins // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. – 1983. – No. 33. – P. 41–58.

20. **Posamentier H. W., Jervey M. T., Vail P. R.** Eustatic controls on clastic deposition. 1. Conceptual framework // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. – 1988. – No. 42. – P. 109–124.

21. **Seismic** Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration / C. E. Payton ed. // American Association of Petroleum Geologists Memoir. – 1977. – No. 26. – 516 p.

22. **Sloss L. L.** Sequences in the cratonic interior of North America // Geol. Soc. of Amer. Bull. – 1963. – No. 74. – P. 93–114.

23. **Suess E.** Das Antlitz der Erde. Temsky Freytag. – Prag; Wien; Leipzig, 1885, 1888. – 704 p.

24. **The Phanerozoic** record of global sea-level change / K. G. Miller, M. A. Kominz, J. V. Browning, et al. // Science. – 2005. – No. 310. – P. 1293–1298.

25. **Timing** and magnitude of Miocene eustasy derived from the mixed siliciclastic-carbonate stratigraphic record of the northeastern Australian margin / C. M. John, G. D. Karner, E. Browning, et al. // Earth and Planetary Sciences Letters. – 2011. – No. 304. – P. 455–467.

26. **Triassic**, Jurassic, and Cretaceous time scale / F. M. Gradstein, F. P. Agterberg, J. G. Ogg, et al. // Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. – 1995. – No. 54. – P. 96–126.

27. Vail P. R., Mitchum R. M. Jr., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level // AAPG. – 1977. – No. 26. – P. 83–89.

28. **Zeuner F. E.** The Pleistocene Period. – London: Hutchinson, 1959. – 447 p.

## REFERENCE

1. Blagovolin N.S. [Problems of the Crimea geomorphology]. *Voprosy geografii* [Problems of Geogeography]. Moscow, Mysl Publ., 1968, no. 74, pp. 98–108. (In Russ.).

2. Novikov I.S., Zhimulev F.I., Vetrov E.V., Savelieva P. Yu. Mesozoic and Cenozoic geological history and surface topography of the northwestern Altai-Sayan area. *Russian Geology and Geophysics*, 2019, vol. 60, no. 7, pp. 781–792.

3. Devyatkin E.V. *Kainozoy Vnutrenney Azii* [The Cenozoic of Inner Asia]. Moscow, Nauka Publ, 1981. 196 p. (In Russ.).

4. Devyatkin E.V. *Kainozoiskiye otlozheniya i neotektonika Yugo-Vostochnogo Altaya* [Cenozoic sediments and neotectonics of Southeastern Altai]. Moscow, Nauka Publ., 1965. 244 p. (In Russ.).

5. Krasilov V.A. *Melovoy period. Evolyutsiya zemnoy kory i biosfery* [Cretaceous period. The evolution of the Earth's crust and the biosphere]. Moscow, Nauka Publ., 1985. 240 p. (In Russ.).

6. Novikov I.S. [Geology and geomorphology of the Meso-Cenozoic of the north-eastern Siberian Platform: evidence of degradation of the World Ocean level]. *Problemy geologii kontinentov i okeanov* [Problems of geology of continents and oceans]. Magadan, 2001, pp. 23–35. (In Russ.).

7. Novikov I.S. [Geomorphology of the Anabar – Udzha interfluve watershed area (north-east of the Siberian Platform)]. *Geomorfologiya*, 1999, no. 1, pp. 75–81. (In Russ.).

8. Novikov I.S. [Morphology and formation history of the Altai peneplain (The Kurai Ridge as an example)]. *Geomorfologiya*, 2015, no. 3, pp. 70–80. (In Russ.).

9. Novikov I.S., Borisenko D.A. Geomorphology and neotectonics of southwestern Crimea. *Russian Geology and Geophysics*, 2021, vol. 62, no. 4, pp. 401– 414.

10. Miller K.G., Mountain G.S., Wright J.D., Browning J.V. A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic record. *Oceanography*, 2011, vol. 24 (no. 2), pp. 40–53.

11. Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. Society of Econonic Paleontologists and Mineralogists*, 1995, no. 54. pp. 129–212.

12. Miller K.G., Mountain G.S., Browning J.V., et al. Cenozoic global sea-level, sequences, and the New Jersey transect: Results from coastal plain and slope drilling. *Reviews of Geophysics*, 1998, no. 36, pp. 569–601.

13. Christie-Blick N., Mountain G.S., Miller K.G. Seismic stratigraphic record of sea-level change. *Sea-Level Change. National Academy of Sciences Studies in Geophysics*. Washington, DC, National Academy Press, 1990, pp. 116–140.

14. Haq B.U., Al-Qahtani A.M. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*, 2005, no. 10, pp. 127–160.

15. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 1987, no. 235, pp. 1156–1167.

16. Jacobs D.K., Sahagian D.L. Climateinduced fluctuations in sea level during nonglacial times. *Nature*, 1993, no. 361, pp. 710–712.

17. Miller K.G., Mountain G.S. Drilling and dating New Jersey Oligocene-Miocene sequences: Ice volume, global sea level, and Exxon records. *Science*, 1996, no. 271, pp. 1092–1094.

18. Pitman W.C. Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1978, no. 89, pp. 1389–1403.

19. Pitman W.C., Golovchenko X. The effect of sea-level change on the shelf edge and slope of passive margins. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 1983, no. 33, pp. 41–58.

20. Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R. Eustatic controls on clastic deposition. 1. Conceptual framework. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 1988, no. 42, pp. 109–124.

21. Payton C.E., ed. Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG, 1977, no. 26. 516 p.

22. Sloss L.L. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1963, no. 74, pp. 93–114.

23. Suess E. Das Antlitz der Erde. Temsky Freytag. Prag-Wien-Leipzig, 1885, 1888. 704 p.

24. Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V., et al. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*. 2005, no. 310, pp. 1293–1298.

25. John C.M., Karner G.D., Browning E., et al. Timing and magnitude of Miocene eustasy derived

№ 10c ◆ 2021

from the mixed siliciclastic-carbonate stratigraphic record of the northeastern Australian margin. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 2011, no. 304, pp. 455– 467.

26. Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., et al. Triassic, Jurassic, and Cretaceous time scale. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical*  *Geology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 1995, no. 54, pp. 96–126.

27. Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level. *AAPG*, 1977, no. 26, pp. 83–89.

28. Zeuner F.E. The Pleistocene Period. London, Hutchinson, 1959. 447 p.

© И. С. Новиков, 2021