

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НЕОТЕКТОНИКА ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Новиков И. С., Борисенко Д. А.

Аннотация

Территория юго-западного Крыма включает в себя окончание Крымских гор, возникших в ходе неотектонической активизации на месте мел-палеогеновой денудационной равнины и прилегающего к ней мелководного бассейна карбонатного осадконакопления. Крымские горы - одно из звеньев Альпийско-Гималайского горного пояса, формирующегося в ходе коллизии Евразийской, Африканской и Индо-Австралийской плит. На территории присутствуют морские террасы позднего кайнозоя полного Средиземноморского ряда и надстраивающая их лестница поверхностей выравнивания неогенового, палеогенового и мелового возраста. Формирование разновозрастных поверхностей выравнивания связано с последовательным снижением уровня Мирового океана. Их последующие деформации позволяют оконтурить область неотектонического поднятия и определить его параметры. Основным механизмом неотектонической активизации является пододвигание восточно-черноморской микроплиты под скифскую, с формированием структуры типа рамповой складки. Амплитуда неотектонического поднятия юго-западного Крыма составляет от 0 до 800 м за последние 2 млн. лет или до 0.04 мм в год. Современную неотектоническую структуру территории образует северное крыло рамповой складки – моноклираль северо-западного падения, разбитая на «клавиши» вытянутые в северо-западном направлении, разделенные новейшими разломами с вертикальными смещениями от 10 до 120 м. Подъем территории и снижение уровня Мирового океана обусловили широкое развитие денудационных форм, хорошая сохранность которых позволяет уточнить последовательность неотектонических событий, первые импульсы которых достигли территории в олигоцене, а главная фаза активизации началась в плиоцене.

Ключевые слова:

Крымские горы, поверхности выравнивания, геоморфология

УДК 551.24 + 551.4

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НЕОТЕКТЕНИКА ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

И.С.Новиков^{1*}, Д.А.Борисенко²

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

² *Новосибирская геолого-поисковая экспедиция, 630116, Новосибирск, ул. Боровая партия, 12, Россия*

Аннотация

Территория юго-западного Крыма включает в себя окончание Крымских гор, возникших в ходе неотектонической активизации на месте мел-палеогеновой денудационной равнины и прилегающего к ней мелководного бассейна карбонатного осадконакопления. Крымские горы - одно из звеньев Альпийско-Гималайского горного пояса, формирующегося в ходе коллизии Евразийской, Африканской и Индо-Австралийской плит. На территории присутствуют морские террасы позднего кайнозоя полного Средиземноморского ряда и надстраивающая их лестница поверхностей выравнивания неогенового, палеогенового и мелового возраста. Формирование разновозрастных поверхностей выравнивания связано с последовательным снижением уровня Мирового океана. Их последующие деформации позволяют оконтурить область неотектонического поднятия и определить его параметры. Основным механизмом неотектонической активизации является пододвигание восточно-черноморской микроплиты под скифскую, с формированием структуры типа рамповой складки. Амплитуда неотектонического поднятия юго-западного Крыма составляет от 0 до 800 м за последние 2 млн. лет или до 0.04 мм в год. Современную неотектоническую структуру территории образует северное крыло рамповой складки – моноклинал северозападного падения, разбитая на «клавиши» вытянутые в северозападном направлении, разделенные новейшими разломами с вертикальными смещениями от 10 до 120 м. Подъем территории и снижение уровня Мирового океана обусловили широкое развитие денудационных форм, хорошая сохранность которых позволяет уточнить последовательность неотектонических событий, первые импульсы которых достигли территории в олигоцене, а главная фаза активизации началась в плиоцене.

Ключевые слова: Крымские горы, поверхности выравнивания, геоморфология, неотектоника, морские террасы.

Введение

Рассматриваемая территория включает в себя юго-западную часть Крымского полуострова, рельеф которой представляет собой западное окончание Крымских гор и обрамляющую их с северо-запада приморскую равнину. Начиная с К.И. Габлица (1785) в пределах Крымских гор выделяют с севера на юг три гряды северо-восточного простирания: Внешнюю, Внутреннюю и Главную (рис.1). В пределы Юго-Западного Крыма попадают западные окончания всех трех горных гряд часть крымской равнины, что делает результаты, полученные его изучения достаточно представительными и позволяет распространять их на территорию всего полуострова. Несмотря на более чем 230-летнюю историю геолого-геоморфологического изучения Крыма, зафиксированную в многочисленных опубликованных источниках, они не дают связной картины его геоморфологического строения и характера неотектонической активизации. Более того, они обычно посвящены разрозненным частным вопросам и часто сами по себе порождают вопросы, поскольку содержат взаимоисключающую информацию. Целью данной работы было частичное решение данной проблемы путем публикации ключевых результатов площадных геоморфологических исследований, сопровождаемых съемкой в масштабе 1 : 50 000 с выделением всех элементов рельефа, выражаемых в этом масштабе, с генетической интерпретацией выделенных элементов при максимальном использовании всего массива опубликованных данных, с реконструкцией на этой базе истории развития рельефа и неотектонической структуры. Помимо научного значения, данная работа имеет очевидную прикладную значимость, поскольку создает основу для составления инженерно-геологических карт, отсутствие которых негативно сказывается при разработке планов развития рассматриваемой территории.

Геологическая обстановка

В геологическом строении Крымского полуострова традиционно выделяются два структурных этажа. Первый структурный этаж (фундамент) распадается на два резко контрастных блока. Граница между ними имеет северо-восточное простирание и проходит вдоль северного подножья современных Крымских гор. Естественных обнажений фундамент в пределах территории не имеет. Он скрыт под единой для всей территории мощной толщей верхней части второго структурного этажа (плитный комплекс), представленной чередованием морских известняков, мергелей и глин (Муратов, 1960). К югу от указанной границы в пределах Крымских гор обнажается нижняя часть второго структурного этажа, которая разбита на ряд субгоризонтальных тектонических пластин, породы которых представлены флишем позднеюрской-раннеюрской таврической серии, среднеюрскими аргиллитами и кварцитовидными песчаниками и конгломератами, верхнеюрскими мраморизованными известняками, а также раннемеловыми глинами

мергелями, туфопесчаниками и тектоническими меланжами перечисленных пород (Юдин, 2013).

Современные палеомагнитные исследования показывают, что в ранней и средней юре, породы нижней части второго структурного этажа в настоящее время обнажающиеся в горной части Крымского полуострова располагались на 1700 км южнее. Разделявший их океан, сомкнулся в раннем мелу. (Юдин, 2007). Возраст коллизионной сuture по изотопному датированию, взаимному расположению надвинутых и перекрывающих толщ, а также по остаткам фауны и флоры в обломках тектонического меланжа определяется как позднеюрско-раннемеловой. В ходе раннемеловой коллизии фундамент горной части Крымского полуострова приобрел чешуйчатое строение. Первым указал на ведущую роль надвигов при незначительном участии складчатости в геологическом строении Крымских гор и определил их источником напор с юга А.С. Моисеев (1932). Впоследствии эти взгляды были подтверждены детальными стратиграфическими исследованиями (Милеев и др., 1994, 2006). Методами структурной геологии было установлено, что в разрезе Крымских гор присутствуют субгоризонтальные зоны тектонического меланжа, которые разделяют пластины, испытавшие значительное горизонтальное перемещение в результате которых слабо деформированные древние породы часто оказались гипсометрически выше более молодых (Юдин, 2013), и, например, пластины слаболитифицированных нижнемеловых глин, слагающих днища современных Байдарской и Варнаутских котловин, оказались под покровами юрских мраморизованных известняков, слагающих борта этих котловин. Сейчас можно уверенно утверждать, что листы Государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000 L-XXXIV,XXXV и L-XXIX, составленные в 1965 г. в парадигме последовательного проявления фаз складчатости являются некондиционными, поскольку не отражают реального геологического строения.

В позднем мелу на большем протяжении палеогена, горный рельеф, возникший в ходе позднеюрско-раннемеловой коллизии, был уничтожен денудацией в эпоху тектонического покоя, проявляющуюся на всем протяжении Альпийско-Гималайского горного пояса. На его месте в конце мела и раннем- среднем палеогене сформировались поверхности выравнивания с высотными отметками близкими к базисам денудации, которыми служили уровни Мирового океана в мелу и палеогене. Низменная суша, на которой преобладали процессы химического выветривания, была обрамлена с севера мелководным эпиконтинентальным бассейном, в котором за счет сноса коры выветривания с поверхности выравнивания и биогенного осадконакопления формировались органогенные известняки, мергели и глины. Движение Африканской плиты на север проявились в пределах рассматриваемой территории сначала в виде

слабых поднятий в конце олигоцена, совместно с прерывистым снижением уровня Мирового океана, смещавших границу бассейна седиментации к северу и проявленные в формирующейся толще в виде небольших несогласий и валунно-галечных базальных горизонтов. Главная фаза неотектонической активизации началась в конце плиоцена, в результате чего территория испытала неравномерное поднятие. В ходе новейшего поднятия толща позднемиоценовых и палеоген-неогеновых отложений приобрела падение на северо-запад, а активизировавшиеся эрозионные процессы расчленили территорию с формированием горного рельефа. Неотектоническая активизация в южной части Крымского полуострова в настоящее время объясняется поднятием фронтальной части горнокрымского аллохтона вместе с перекрывающим его плитным комплексом при пододвигании под него восточно-черноморской плиты (**Юдин, 2011**).

Методика

Для реконструкции последовательности формирования Крымских гор в ходе неотектонической активизации мы провели геоморфологическую съемку их западной части по методу выделения элементарных поверхностей рельефа единых в морфо-хроногенетическом отношении – т.е. сходных по морфологии, времени образования и рельефообразующему процессу или их комплексу. Этот метод базируется на положении, что Земная поверхность представляет собой топологическое образование, состоящее в разных своих участках из характерных наборов элементов с дискретными свойствами по признакам морфологии, времени формирования и генезиса. В русскоязычной научной литературе данный подход обозначен как метод выделения «генетически однородных поверхностей», в англоязычной литературе аналогичное направление имеет общее обозначение «land systems».

Подход к земной поверхности как к набору граней, отличающихся углами наклона и наборами свойств, обусловленными возрастом и генезисом, был сформулирован в конце-1940-х Ю.К. Ефремовым по итогам его работ по оценке специальных свойств местности в годы войны (**1949**). В 50-е годы XX века метод был применен советскими геологами в ходе реализации государственной программы геологической съемки (**Борисевич, 1950; Спиридонов, 1952; Ермолов, 1958**) и географами в Австралии при проведении кадастровых землеустроительных работ (**Christian, Stewart, 1953; Story et al., 1963**). Метод не получил развития в той мере, в которой он заслуживает, в связи с тем что существенно опережал уровень современных ему технологических возможностей хранения и анализа геопривязанных объектов (**Davidson, 2002; Новиков, 2003**). В связи с бурным развитием ГИС технологий, в первое десятилетие XXI века он активно

применяется зарубежными геологами. В России, пока этот процесс представлен пока единичными публикациями (**Новиков, 2015; Мамедов, Новиков, 2015**).

На примере юго-западной части Крымского полуострова разработана детализированная модель строения рельефа. Для этого в ее пределах выявлены все типы элементарных поверхностей, проведен анализ их распространения, сделан прогноз их инженерно-геологических и некоторых иных свойств. Проведены полевая заверка результатов и разработаны легенды и структуры тематических слоев ГИС, содержащие детализированные блоки геоморфологических и инженерно-геологических данных высокого пространственного разрешения. Для изученной территории разработаны геоинформационные проекты оригинальной структуры.

По итогам проведенных работ реконструированы история развития рельефа и неотектоническая структура Юго-Западного Крыма.

Генетически однородные поверхности Юго-Западного Крыма

В соответствии с представлениями Д.В. Борисевича (**1970**) основными крупными группами генетически однородных поверхностей являются группы аккумулятивных и денудационных поверхностей.

В пределах юго-западного окончания Крымских гор аккумулятивные поверхности не очень разнообразны по типам рельефообразующих процессов, но занимают значительные площади. Это *морские террасы, коллювиальные, пролювиальные, аллювиальные и антропогенные* образования,

Морские террасы образуют плоские водоразделы Внешней гряды Крымских гор. В районе представлены все морские террасы известные в Средиземноморском и Черноморском регионах (**Zeuner 1959; Федоров, 1963**). Их формирование связано с тенденцией прерывистого снижения уровня Мирового океана в постмеловое время. В Черноморском регионе выделяются следующие морские террасы (**Димитров, Говберг, 1979**).

Миоценовая сарматская равнина (150-160 м) сложена белесыми глинами, мергелями и известняками сарматского яруса. Здесь и далее в скобках указывается высота их первичного образования, которое 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 является береговой линией миоценового (раннеогенового) времени. На Крымском полуострове она впервые реконструирована Н.И. Лысенко (**1972**).

Позднеплиоценовая вторая чаудинская терраса (120-140 м) сложена красно-бурыми суглинками, мергелями и серыми галечниками, Расположена гипсометрически ниже миоценовой морской равнины, отделена от нее отчетливым уступом. В Крыму впервые была выделена Н.С. Благоволиным (1965), который считал ее поверхностью выравнивания.

Раннечетвертичная первая чаудинская (90-110 м), среднечетвертичная эвксинская 950-80 м), позднечетвертичная карангатская (18-45 м) и голоценовая новочерноморская (3-5 м) террасы сложены серыми галечниками и вложены в миоценовые и позднеплиоценовые отложения. Толщина галечникового чехла 3-5 м. При наличии галечникового чехла, 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 равнины, выработанных в сарматских отложениях. К северу от Севастопольской бухты террасы (кроме новочерноморской) образуют поверхность плоских водоразделов Альма-Кача, Кача-Бельбек, Бельбек-Черная (Севастопольская бухта). Черноморская терраса представлена только в устьях рек в виде реликтов палеолагунов.

Поверхности морских террас и соответствующих им абразионных равнин, имеют небольшой наклон на запад ($0,5-1,5^\circ$), увеличивающийся до $2-3^\circ$ 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. Наиболее крупные оползевые комплексы приурочены к местам пересечения долинами Альмы, Качи и Бельбека Внешней гряды Крымских гор. Оползневые комплексы вытянуты вдоль склонов долин, частично захватывая склоны вытянутой денудационной впадины, ограничивающей с юго-востока Внешнюю гряду Крымских гор. Ширина комплексов составляет 1500-3000 м, а длина 5-6 км (рис.2). Комплексы имеют ротационно-блоковый механизм образования (Клюкин, 1978). Ширина отдельных блоков оползневых комплексов составляет около 300 м, протяженность до 3 км. Число блоков в пределах одного оползневого комплекса обычно 5-8 и более. Оползни смещают субгоризонтально-залегающую толщу переслаивающихся глин мергелей и известняков позднего эоцена,

миоцена и иногда плиоцена. Блоки оползней обычно сохраняют исходное слоистое строение смещаемой толщи, но слоистость приобретают в них углы наклона до 45° и более. На листах государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 некоторые из них показаны. Возраст при этом ошибочно определен как раннечетвертичный. Тела оползней налегают на денудационное днище продольных впадин, сформировавшихся только к концу среднего плейстоцена, так что их возраст не древнее позднего плейстоцена. Сужение ширины поймы долины реки Альмы при пересечении ей оползневого комплекса в 3-5 раз свидетельствует о подвижках отдельных крупных оползневых тел в голоцене. Радиоуглеродное датирование почв, погребенных в межблоковых трещинах Альминского оползневого комплекса, показало что подвижки происходили здесь в голоцене в диапазоне 6.3 – 1.7 тыс. лет (**Pánek et al., 2008**).

Главная гряда Крымских гор обрывается с юга системой стенок отрыва обвалов. Между ними и южным берегом Крыма расположена бугристая поверхность шириной 1-2 км наклоненная к морю под углом около 12°. Она целиком состоит из обвальных тел, по которым развиваются вторичные оползневые процессы. Недавние обвалы хорошо определяются по отсутствию почвенного покрова и древесной растительности. Они располагаются сразу под стенкой отрыва. Поперечные размеры отдельных тел превышают 1000 м. Наиболее крупные обвальные тела могут включать неразрушенные блоки до нескольких километров в поперечнике. Их образование связывают с катастрофическими землетрясениями (**Благоволин, 1993**). Обвально-оползневой комплекс южного берега Крыма подмывается Черным морем и сползает в сторону побережья со скоростью от долей сантиметра до первых сантиметров, в зависимости от толщины оползня (**Корженевский, 1992**). В ходе вторичных оползневых процессов в обвальных и оползневых телах формируются новые оползни с крутыми стенками отрыва (45° и более), а также уплотненными площадками вторичных оползневых тел что усложняет и без того сложную морфологию обвально-оползневого пояса южного берега Крыма.

Обвалы и оползни береговых обрывов и крутых склонов долин и балок обычно имеют в плане размеры в десятки, реже первые сотни метров, что не позволяет изображать их в масштабе 1 : 50 000 и они показываются внемасштабными знаками. 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 и шлейфы. Пролювиальные конусы сложены галечниками и валунниками. Они приурочены к выходам V-образных эрозионных долин в долины крупных рек или в продольные денудационные впадины между грядами Крымских гор. В зависимости от размеров долин их поперечные размеры колеблются от

200-300 до 1000-1200 м. Углы наклонов поверхности 4-5°. Проллювиальные шлейфы образуют плоские аккумулятивные днища балок. Они 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 пределах рассматриваемой территории 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 (**Димитров, Друщиц, 2003; Гожик, Шелкопляс, 2003**) все крупные речные долины Крыма переуглублены. Этот феномен отмечался инженерными геологами начиная с 1930-х годов (**Моисеев, 1932**). Переуглубления долин заполнены голоценовым аллювием поймы и первой террасы, образующих плоское днище долин что придает им ящикообразный облик. Исследователями выделяются еще до 5 цокольных аллювиальных террас с мощностью аллювиальных покровов 2-3 м. Все они кроме второй сохранились в виде небольших фрагментов на склонах долин. В рельефе они слабо выражены из-за перекрытия склоновыми отложениями. В литературе можно найти упоминание о пяти надпойменных речных террасах, формирование которых увязывается с формированием ранее перечисленных морских террас (**Николаев, 1946; Бабак, 1959; Благоволин, 1968; Клюкин, Щепинский, 1983**), однако их ширина не превышает первых десятков метров, а длина – сотен метров. Они не играют сколько-нибудь существенной роли в строении рельефа и не могут быть выявлены при геоморфологической съемке масштаба 1 : 50 000.

Пойма и первая надпойменная террасы разделены уступом высотой до 3-5 м. Они показываются на картах в виде нерасчлененного комплекса, который занимает все дно долин основных рек и имеет в пределах рассматриваемой территории ширину 400-850 м. Происходит снижение ширины дна долин при пересечении ими тел крупных оползневых массивов 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 в пределах рассматриваемой территории разнообразными насыпями и отвалами, большинство из которых не может быть изображено в масштабе 1 : 50 000. Наибольших размеров достигают отвалы крупных карьеров по добыче строительных материалов. Они

представляют собой плосковершинные холмы с углами склонов 30-35°. их размеры в поперечнике достигают 800 м.

Денудационные элементы рельефа широко распространены в пределах юго-западной части Крыма и представлены: *поверхностями выравнивания, стенками отрыва обвалов и оползней, склонами комплексной денудации, формами карстовой денудации (полями), склонами эрозионных долин, тектоногенными уступами, абразионными уступами и разнообразными формами антропогенной деструкции.*

Поверхности выравнивания ранее были широко развиты в пределах рассматриваемой территории, но к настоящему в значительной степени уничтожены в ходе ее расчленения 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 миоцене (Благоволин, 1968, Лысенко, 1972, 1976).* Формировались поверхности выравнивания в указанные периоды в обстановках длительного тектонического покоя и стабильного уровня Мирового океана, который служил базисом денудации. В настоящее время динамика изменения уровня Мирового океана восстановлена достаточно полно **(Vail et al., 1977; Haq et al., 1987, 1995; Miller et al., 2011)** и можно утверждать три поверхности выравнивания рассматриваемой территории формировались вблизи отметок 300, 250 и 200 м выше современного уровня моря. Одновременно с формированием денудационных поверхностей выравнивания в прилегающем морском бассейне формировались коррелятные отложения. Поверхность их толщи после снижения базиса денудации осушалась и образовывала аккумулятивную террасу соответствующего возраста. Меловая и палеогеновая аккумулятивные морские террасы были уничтожены при формировании миоценовой поверхности выравнивания. Миоценовая поверхность выравнивания фрагментарно сохранилась на водоразделах Внутренней и Главной гряд Крымских гор, а на Внешней гряде местами можно проследить ее переход к аккумулятивной миоценовой морской равнине и надежно восстановить положение береговой линии миоценового времени **(Лысенко, 1976).**

Наиболее полно все три разновозрастные уровня поверхностей выравнивания представлены на плоских водоразделах (яйлах) Главной гряды Крымских гор, где они разделены денудационными уступами, и размеры сохранившихся фрагментов достигают 4-5 км в поперечнике **(рис. 3).** 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 квадратный километр. За вычетом участков, измененных карстовыми процессами, наклон поверхностей выравнивания в целом не превышает 2-3°. На наиболее возвышенных участках водоразделов Внешней гряды сохранились фрагменты миоценовой поверхности выравнивания размером 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.

Общее снижение поверхности Крымских гор незначительно, в сумме оценивается в 0,08 мм/год, в основном за счет врезания долин и отступления их склонов (**Благоволин, Клюкин, 1987**). На плоских водоразделах снижение поверхности меньше на 1-2 порядка, чем на днищах долин. Соответственно за все время существования поверхностей выравнивания снижение их поверхности за счет денудации не превысило первых десятков метров.

Стенки отрыва обвалов и оползней в пределах рассматриваемой территории имеют обычно первые сотни метров в длину и первые десятки метров в высоту и не могут быть выражены в масштабе 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 при высоте 50-60 м. Судя по тому, что стенки отрыва часто расчленены долинами временных водотоков, а сохранившиеся участки имеют углы наклона 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 при углах наклона до 60-80°.

Склоны комплексной денудации распространены в пределах рассматриваемой территории только в водораздельных частях Главной и внутренней гряд Крымских гор, где они 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 в пределах рассматриваемой территории распадаются на две большие группы. Первую образуют широко развитые на плоских водоразделах Главной гряды карстовые воронки шириной до 200 и глубиной до 15-25 м со склонами от 15-20° до 40° и более. В силу своих небольших линейных размеров они не могут быть изображены в масштабе 1 : 50 000. Вторую группу образуют огромные депрессии (ширина по бровкам бортов 6,5 – 7,5, протяженность от 13-15 до 35 и более км,

разделяющие Внешнюю, Внутреннюю и Главную гряды Крымских гор и именуемые в литературе «продольными депрессиями», Аналогичные депрессии в сходных геолого-геоморфологических условиях известны в Восточном Средиземноморье, например, впадины Рамон, Хатира и Хацера в пределах плато Негев на южном окончании Иудейских гор (**Новиков, 2011**).

Мы полностью согласны с современными исследователями, указывающим на важную роль карстовых процессов в формировании продольных депрессий (**Климчук и др., 2013**). На наш взгляд формирование продольных понижений между грядами Крымских гор определяется главным образом карстовыми процессами, который используя широкие зоны трещиноватости сначала сформировали вдоль них густую сеть подземных полостей, а затем их слияние образовало эти понижения, которые являются, таким образом, крупными карстовыми депрессиями – «полями». Первым исследователем, указавшим на карстовую природу продольных депрессий, был А.А. Крубер (**1915**), но затем эта абсолютно верная точка зрения была отвергнута и на разных этапах изучения их считали то реликтами древних речных долин (**Горн, 1948**), то относили к формам комплексной денудации (**Благоволин, 1968**).

Денудационные 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 полей 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 (**Ена, Ена, 2010**). Высота от 100 до 250 м. *Пологие борта* образуются, когда их экспозиция - обычно северо-западная) 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 в пределах рассматриваемой территории от 3 до 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. Они имеют плоские вершины и углы наклона склонов 10-15°.

Время формирования продольной депрессии между Внутренней и Внешней грядами Крымских гор установлено достаточно точно по U/Th датировкам натечных образований остаточных карстовых полостей в обрывах северного борта депрессии (**Климчук и др., 2012**). Начало формирования депрессии около 240 тыс. л. назад (вторая

половина среднего плейстоцена) – прекращение формирования отложений восходящих источников. Окончание интенсивного углубления – 130 тыс. л. назад – граница среднего и верхнего плейстоцена фиксируется по осушению карстовых полостей и началу формирования сталагмитов. Суммарная скорость денудации примерно при образовании продольных депрессий до 1,4 мм/год, что для сильно закарстованного массива совсем немного. Эти датировки хорошо согласуются с геоморфологическими данными. 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 на рассматриваемой территории составляет 31-36° (**Клюкин, 1998**). У недавних врезов, например в верховьях водотоков, на отдельных участках крутизна может достигать 45° и более. Для днища продольной депрессии между Внешней и Внутренней грядами V-образные долины не характерны. Расположенное гипсометрически выше днище продольной депрессии между Внутренней и Главной грядами, напротив, сильно расчленена 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, представляющего собой относительно приподнятый блок, подвергшийся интенсивному эрозионному расчленению. Более всего в пределах рассматриваемой территории они распространены в южном окончании Внутренней гряды, которая расчленена 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.

Тектоногенные уступы не характерны 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 рассматриваемую территорию с запада и юга и являются наиболее динамически развивающимся ее элементом (**рис. 4**). Скорость отступления берега очень неравномерна и составляет от 500 до 2 см в год (**Луговой, 2016**). 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 сложен, глинами, галечниками и рыхлыми известняками. Южное побережье, сложенное на значительном протяжении юрскими мраморизованными известняками более устойчиво и 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°.

Формы техногенной деструкции широко распространены в пределах рассматриваемой территории. В основном это объекты с линейными размерами в первые метры, реже – десятки и сотни метров: ямы на месте подземных сооружений, элементов полевой фортификации, воронки от разрыва тяжелых боеприпасов, дорожные выемки. В масштабе карты 1 : 50 000 они показаны быть не могут. Наиболее крупными формами являются карьеры по добыче строительных материалов, размеры которых достигают в поперечнике 1000-1500 м при глубине 100-170 м. Они имеют обычно плоское дно и склоны с крутизной больше угла естественного откоса.

Неотектоника

Неотектоническая активизация района Крымских гор происходила в ходе пододвигания блока океанической коры, лежащего в основе Восточно-Черноморской впадины под аккреционный комплекс на южной окраине Скифской плиты. Образующиеся при подобных процессах структуры носят название рамповых складок (**Jamison, 1987**). Ранее считалось, что начало неотектонической активизации приходится на конец плиоцена (**Николаев, 1946**). К этому времени горные сооружения на месте аккреционного комплекса позднеюрского-раннемелового возраста были уничтожены денудацией с формированием низменной ступенчатой равнины. Ступенчатость денудационной равнины связана с прерывистым снижением базиса денудации с позднего мела по неоген с длительными периодами стабильного положения уровня Мирового океана в позднем мелу, раннем-среднем палеогене и раннем неогене (**Miller et al., 2011**). Морфологически, поверхности выравнивания мелового, палеогенового и неогенового возраста друг от друга существенно не отличаются. Если в пределах одного неотектонического блока, сложенного домеловыми породами, проявлены все три поверхности выравнивания, определение их возраста проблем не вызывает: нижняя – неогеновая, средняя палеогеновая, а верхняя – меловая. Если их больше - следует искать неотектонический разлом, смещающий лестницу поверхностей выравнивания. Если поверхность выравнивания срезает палеогеновые породы – она неогеновая, если меловые – то палеогеновая или неогеновая. Если поверхность выравнивания выработана в домеловых породах и в пределах блока она одна, установить ее возраст геоморфологическими методами невозможно и при геоморфологической съемке такие поверхности выделяются как поверхности выравнивания неустановленного возраста. Их гипсометрическое положение также учитывается при неотектонических реконструкциях, поскольку независимо от возраста поверхности выравнивания относятся к низменной равнине, сформированной до начала неотектонической активизации, служащей реперным уровнем при определении амплитуды неотектонического поднятия.

На момент начала формирования неотектонической рамповой складки низменная суша территории Крымских гор с севера была обрамлена мелководным морским бассейном, в котором формировались карбонатные и глинистые отложения. В ходе неотектонической активизации они были вовлечены в воздымание, утратили свое изначальное падение на север под углом 1-2°. В настоящее время они обнажаются пределах Внешней и Внутренней гряд Крымских гор в. В пределах Внешней гряды углы их падения не превышают 2-3°, а во Внутренней гряде составляют 8-10°, иногда достигают 12°. Поверхности выравнивания, образующие плоские водоразделы Главной гряды выраженного наклона не имеют, соответственно северное крыло рамповой складки

совпадает с Внутренней грядой Крымских гор. С севера и юга Внутренняя гряда ограничена зонами трещиноватости по которым в плейстоцене комплексом денудационных процессов при ведущей роли карста были выработаны продольные понижения, разделяющие гряды Крымских гор. Северное понижение связано с системой трещин сжатия, у которой зияющие трещины находились на глубине. Это обусловило более интенсивное протекания карстовых процессов при разгрузке артезианских вод. Вследствие этого северное понижение имеет вид сплошной продольной впадины с единственной перемычкой между Внешней и Внутренней грядами к северу от Балаклавской котловины. Южное продольное понижение, формирование которого было связано с трещинами растяжения состоит из системы многочисленных котловин, разделенных перемычками, соединяющими Внутреннюю и Главную гряды.

Южное крыло рамповой складки не сохранилось, поскольку подверглось гравитационному обрушению с формированием современных олистостром с отдельными блоками более 1 км в поперечнике, установленных еще на ранних этапах геологического изучения территории (**Щерба, 1959**).

В пределах юго-западной части Крыма широко развиты субгоризонтальные денудационные и аккумулятивные поверхности установленного возраста, исходное высотное положение которых известно, поскольку оно связано высотами базисов денудации, которым служили уровни Мирового океана соответствующих временных отрезков. Это позволяет определить амплитуды вертикальных смещений за неотектонический этап (**рис. 5**). Неотектонические опускания в пределах изученной территории не выявлены. Позднечетвертичные и среднечетвертичные морские террасы развитые вдоль западной границы Внешней гряды заметного подъема не испытали, раннечетвертичная терраса приподнята от 10 до 50 м. Позднеплиоценовая терраса в восточной части Внешней гряды приподнята от 40 до 180 м с преобладающими значениями 80-150 м. Миоценовая аккумулятивная морская равнина и примыкающая к ней миоценовая поверхность выравнивания в восточной части Внешней гряды испытали воздымание на 120-160 м. За время неотектонической активизации поверхность Внешней гряды приобрела наклон на запад. В северной части рассматриваемой территории он составляет в среднем 50 м на каждые 10 км или примерно $1/4^\circ$. На юге он несколько больше и достигает $1/2^\circ$.

Миоценовая поверхность выравнивания в пределах Внутренней гряды приподнята в западной ее части на 260-350 м, а в восточной на 510-530 м. Миоценовая поверхность выравнивания в пределах Внутренней гряды в ходе неотектонической активизации приобрела наклон с востока на запад в среднем в 200 м на каждые 10 км или примерно на

1°. На водоразделах Главной гряды развиты меловая, палеогеновая и неогеновая поверхности выравнивания, образующие ступенчатую поверхность крымских яйл. В пределах рассмотренной территории они испытали поднятие на 730-580 м. Заметного наклона они при подъеме не испытали.

В ходе формирования северного крыла новейшей рамповой складки оно было разбито на отдельные блоки системой сбросов северо-западного простирания, к которым приурочены долины основных рек, дренирующих северный макросклон западной части Крымских гор: Альмы, Бельбека, Качи и Черной. Движение блоков по разломам имеют преимущественно сбросовый характер, о чем свидетельствует разная высота бортов долин. Амплитуды сбросов невелики и определяются по относительному смещению элементов рельефа. Вертикальные составляющие амплитуд сбросов изменяются по простиранию. Так, при пересечении территории Внешней гряды альминским разломом на западе северное крыло опущено на 10-25 м, а на востоке вертикальное смещение практически не проявляется. По качинскому разлому северное крыло на западе опущено на 10 м, а на востоке на 50 м. По бельбекскому разлому северное крыло в пределах Внешней гряды, напротив, приподнято на 20-50 м. Таким образом, неотектонический блок, образующий качинско-бельбекское междуречье относительно приподнят. Это привело к более интенсивному развитию в его пределах эрозионных долин временных водотоков, их большей густоте и глубине. По чернореченскому разлому в пределах Внешней и Внутренней гряд вертикальные движения не установлены, а в пределах Главной гряды его северный борт приподнят на 100-120 м с образованием тектоногенного уступа смещающего поверхности выравнивания.

Несоответствие в пределах Внутренней гряды углов падения позднемеловой - ранне-среднепалеогеновой карбонатной толщи и срезающей ее миоценовой поверхности выравнивания на 7-9° указывает на наличие олигоценного этапа неотектонической активизации, которому также соответствует и перерыв в осадконакоплении. О наличии олигоценного этапа неотектонической активизации также свидетельствует увеличенная до 100-150 м высота денудационных уступов между миоценовой и ранне-среднепалеогеновой поверхностями выравнивания в пределах Главной гряды, в то время как снижение уровня Мирового в период между формированием этих поверхностей выравнивания составила приблизительно 50 м. Таким образом, в олигоцене к началу формирования миоценовой поверхности выравнивания Главная гряда испытала подъем на 50-100 м, а обрамляющая ее с севера карбонатная платформа на границе олигоценного поднятия – наклон на 7-9° в ходе формирования складки срыва на месте будущей рамповой складки.

Заключение

В строении рельефа Юго-Западного Крыма сохранилась лестница датированных субгоризонтальных уровней в возрастном диапазоне с середины мела по голоцен. Высотное положение уровней на момент образования известно. Сравнение с высотным положением сохранившихся фрагментов датированных уровней позволяет выявить как механизм неотектонической активизации, так и его конкретные проявления в пределах рассматриваемой территории. Основным механизмом неотектонической активизации является пододвигание восточно-черноморской микроплиты под скифскую, с формированием структуры типа рамповой складки.

Неотектоническая активизация по механизму напоминает позднеюрско-раннемеловую, но в усеченном варианте, без образования слоеного пирога тектонических пластин и горизонтов меланжа, а в виде солидарного воздымания тектонически расслоенного допозднемелового «фундамента» и налегающего на него плитного комплекса позднемелового-кайнозойского возраста.

Современную неотектоническую структуру территории образует северное крыло неотектонической рамповой складки – моноклираль северо-западного падения, разбитая на «клавиши», вытянутые в том же направлении, разделенные новейшими разломами с вертикальными смещениями от 10 до 120 м. Связанные с шарнирами висячего крыла рамповой складки зоны растяжения были использованы процессами карстовой денудации, сформировавшими продольные депрессии, разделяющие Главную, Внутреннюю и Внешнюю гряды Крымских гор.

Неотектоническая активизация включает два этапа – олигоценый с максимальными амплитудами воздымания до 50-100 м и постплиоценовый с амплитудами поднятия территории главной гряды до 500-700 м.

Отсутствие отчетливой блоковой делимости с ярко выраженными дифференцированными движениями на границах блоков имеет следствием отсутствие крупных сейсмогенерирующих разломов в пределах Крымских гор, высокая сейсмическая опасность территории которых, имеет источником пологопадающий на северо-восток разлом, который выходит на поверхность в акватории Черного моря вдоль южного побережья Крыма и по которому происходит пододвигание черноморской плиты под скифскую (Юдин, 2013).

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН

Литература

Бабак В.И. Очерк неотектоники Крыма // Бюллетень МОИП. Отд. геологии. – 1959. – Т. XXXIV, вып. 4. – С.51 – 65.

Благоволин Н.С. Возраст морфоструктуры Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер геогр. - 1965. - №2. - С. 83-89.

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

Благоволин Н.С. Сейсмоструктурные и сейсмогравитационные процессы в Горном Крыму // Геоморфология, 1993. - № 2.-С.49-56.

Благоволин Н.С., Клюкин А.А. Скорость современной денудации Крымских гор // Геоморфология, 1987, № 4. - С.42-49.

Борисевич Д.В. Универсальная легенда для геоморфологических карт // Землеведение. Новая серия. - 1950. - Т.III (XLIII). - С.169-182.

Борисевич Д.В. Генетическая классификация форм рельефа // Геоморфология 1970, № 3. - С.15-23.

Габлиц К.И. Физическое описание таврической области, по ее местоположению, и по трем царствам природы. - СПб.: Тип. И. Вейтбрехта, 1785. - 199 с.

Гожик П.Ф., Шелкопляс Н.В. Рельеф шельфа Горного Крыма и Керченского полуострова // Геологический журнал, 2003. - № 1. – С. 28 – 33.

Горн Н.К. О геоморфологии горного Крыма // Вестник Ленинградского университета, 1948. - №11. - С.36 - 45.

Димитров П.С., Говберг Л.И. Новые данные о плейстоценовых террасах и палеогеографии болгарского шельфа Черного моря // Геоморфология, 1979. - № 2. - С.81-89.

Димитров О.В. Друщиц В.А. Новые данные об относительных изменениях уровня Черного моря четвертичного периода // стратиграфия. Геологическая корреляция. - 2003. - Т.11, № 4. - С.101-107.

Ена Ал., Ена Ан. Куэсты крымского Предгорья. – Симферополь: Н.Орианда, 2010. - 328 с.

Ермолов В.В. Вопросы составления геоморфологических карт при среднемасштабной комплексной геологической съемке северных районов. - Л.: Ин-т геол. Арктики, 1958. - 35 с.

Ефремов Ю.К. Опыт морфологической классификации элементов и простых форм рельефа // Вопросы географии. - 1949. - Вып. 11. - С. 47 – 64.

Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Шпетрль К. Гипогенный карст Предгорного Крыма и его геоморфологическая роль. - Симферополь: ДИАЙПИ. - 2013. - 204 с.

Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Штаубвассер М. Возраст рельефа Внутренней гряды Горного Крыма по U/Th датировкам кальцитовых отложений карстовых полостей // Доповіді Національної академії наук України, 2012. - № 7. - С. 88-95.

Клюкин А.А. О возрасте оползней в долинах прорыва рек через куэстовые гряды Крыма // Геоморфология, 1978, № 2. - С.72-79.

Клюкин А.А. Эволюция крутых склонов Крымских гор // Геоморфология, 1998. - № 3. - С 59-66.

Клюкин А.А., Щепинский А.А. Новые палеолитические находки в отложениях террас р. Альма (Крым) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. - № 52. М.: Наука, 1983. - С.- 156-164.

Корженевский Б.И. Гравитационные склоновые процессы на южном берегу Крыма // Геоморфология, 1992. - № 1. - С. 66-72.

Крубер А.А. Карстовая область Горного Крыма. – М.: [б/изд] Типо-литография Т-ва Кушерева и К°, 1915. – 330 с.

Луговой Н.Н. Типизация, районирование и состояние морских берегов Севастополя // Геоморфологи. Вып.7. - М.: Медиа-Пресс, 2016. - С.131-142.

Лысенко Н.И. К вопросу о происхождении поверхностей выравнивания на Крымской яйле // Геоморфология, 1972. - №2. - С. 81-85.

Лысенко Н.И. Новые данные о миоценовой поверхности выравнивания в Горном Крыму // Геоморфология, 1976. - № 1. - С. 86-90.

Мамедов Г.М., Новиков И.С. Геоморфология Джунгарской равнины и ее горного обрамления // Геоморфология. – 2015. - №1. - С.88-100.

Милеев, В.С., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю., Розанов С.Б., Шалимов И.В. Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма // Доклады РАН, 1994. - Т. 338. № 4. - С.497-500.

Милеев, В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюллетень МОИП. - 2006. - Т.81, вып. 3. - С. 22 – 33.

Моисеев А.С. Гидрогеологический очерк г. Севастополя и его окрестностей. – М.-Л.: Гос. науч.-тех. геол.-разв. изд-во, 1932. – 56 с.

Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. - М.: Госгеолтехиздат, **1960**. - 230 с.

Николаев Н.И. О возрасте рельефа Горного Крыма // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 8. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, **1946**. - С. 103-105.

Новиков И.С. Обзор становления отечественных картографических исследований в области геологической геоморфологии (превратности метода) // Геоморфология. - **2003**. - № 2. - С. 28 – 42.

Новиков И.С. Геоморфология и неотектоника Южного Леванта // Геоморфология. - **2011**. - №1. - С. 67-77.

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

Спирidonов А.И. Геоморфологическое картографирование. - М.: Географгиз, **1952**. - 187 с.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря.- М.: Изд-во АН СССР,**1963**. -157 с.

Щерба И.Г. Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизмы их образования / Бюллетень МОИП. Отд. геологии. – **1959**. – Т. 53, вып. 4. – С.23 – 34.

Юдин С.В. Палеомагнитные исследования среднеюрских образований Горного Крыма // Вестник СПбГУ. Серия 7: Геологическая. – СПб., **2007**. Вып. 1. – С. 31–41.

Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, **2011**. - 336 с.

Юдин В.В. Надвиговые и хаотические комплексы. - Симферополь: ИТ «АРИАЛ», **2013**. - 251 с.

Christian C.S., Stewart G.A. General Report on Survey of Katherine-Darwin Region, 1946. Land Research Series No. 1. - Melbourne: CSIRO Australia, **1953**. - 177 p.

Davidson D.A. The assessment of land resources: achievements and new challenges // Australian Geographical Studies. - **2002**, Vol. 40. - P. 109–128.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present) // Science, **1987**. - V.235, №4793. - P.1156–1167.

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

Jamison W.R. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes // Journal of structural geology. - **1987**. - V.9, № 2. - P. 207-219.

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 records // *Oceanography*, **2011**. - V.24, №2. - P.40–53.

Pánek T, Hradecký J., Smolková V., Šilhán K. Giant ancient landslide in the Alma water gap (Crimean Mountains, Ukraine): notes to the predisposition, structure, and chronology // [Landslides](#), **2008**. – V. 5, iss. 4. –P. 367–378.

Story R., Tweedie A.D., van de Graaff R.H.M., Galloway, R.W. General Report on the Lands of the Hunter Valley. Land Research Series No. 8. - Melbourne: CSIRO Australia, **1963**. - 156 p.

Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., and Thompson S. III Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level // *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **1977**. - V.26. - P.83–89.

Zeuner F.E. The Pleistocene Period. - London: Hutchinson: **1959**. - 447 p.

Подрисуночные подписи

Рис. 1. Схема положения Юго-Западного Крыма и его основные геоморфологические районы.

I – Внешняя гряда, **II** – Внутренняя гряда, **III** – Главная гряда; **N** – впадины северной продольной депрессии, **S** – впадины южной продольной депрессии.

Прямоугольниками на схеме геоморфологического районирования отмечены территории, показанные на рисунках 2 и 3.

Рис. 2. Фрагмент геоморфологической карты Внешней гряды Крымских гор.

Расшифровка условных обозначений см. таблицу 1.

Рис. 3. Фрагмент геоморфологической карты Главной и Внутренней гряд Крымских гор.

Условные обозначения см. рис. 2 и таблицу 1.

Рис. 4. Характерные черты рельефа Юго-Западного Крыма.

a – береговой уступ голоценовой новочерноморской террасы; **b** – абразионный обрыв, ограничивающий позднечетвертичную карангатскую морскую террасу; **c** – стенка отрыва берегового оползня, вскрывающая покров галечников среднечетвертичной эвксинской террасы; **d** – остатки галечного чехла на красных глинах миоценовой морской равнины; **e** – поверхность миоценовой морской равнины и срезающий ее абразионный уступ; **f** – меловая и палеогеновая поверхности выравнивания Главной гряды Крымских гор; **g** – крутой борт продольной депрессии между грядами Крымских гор; **h** – всхолмленный участок днища продольной депрессии.

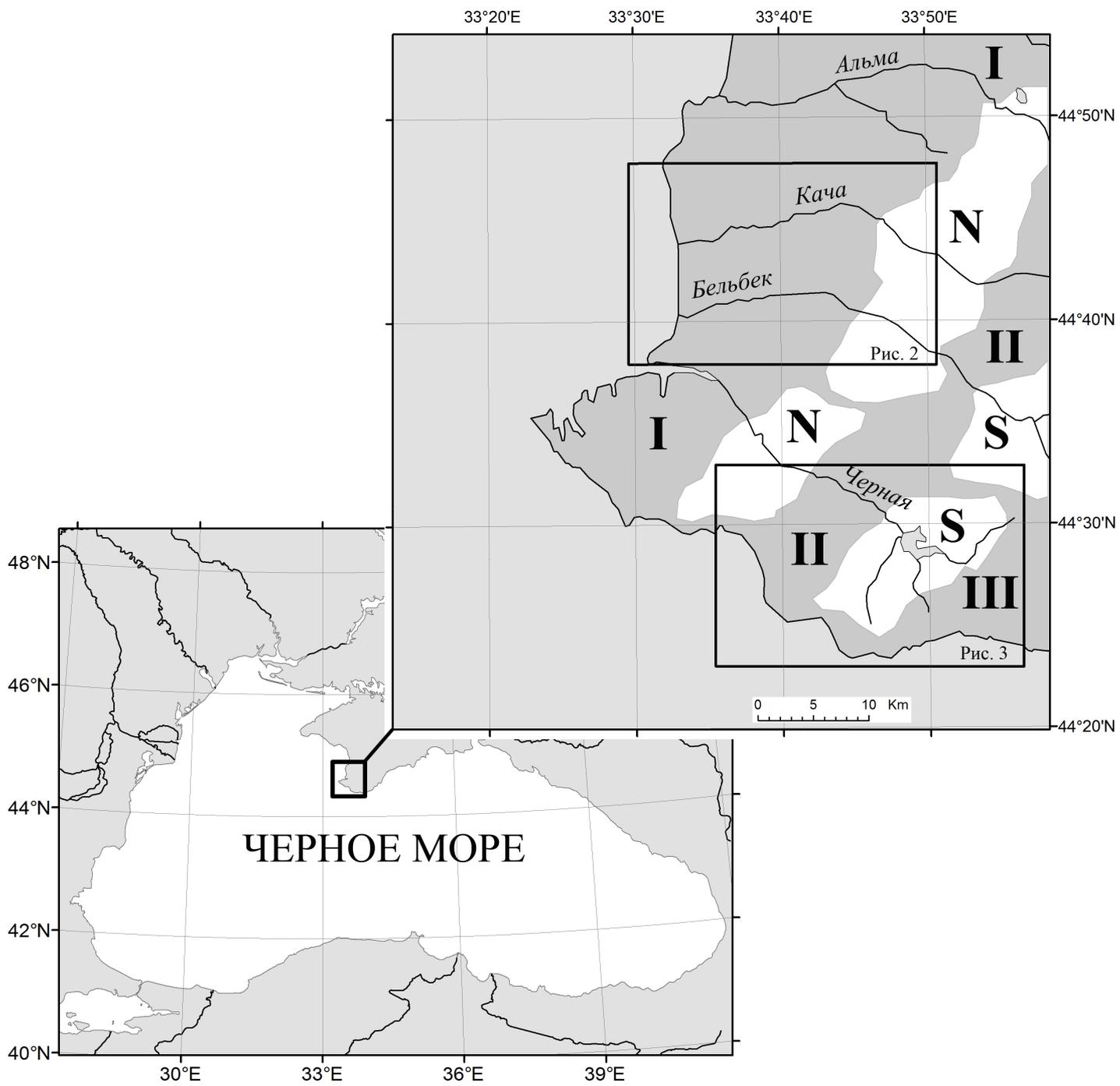
Рис. 5. Схема новейшей тектоники Юго-Западного Крыма (I) и схематический разрез по линии А-Б на мел-палеогеновый неоген-четвертичный этапы (II).

Изолиниями показаны амплитуды новейшего поднятия в метрах, серыми линиями – новейшие разломы.

Таблица 1. Элементарные поверхности рельефа Юго-Западного Крыма.

Id	Индекс	Описание	Уклон	Микрорельеф	Грунты	Почвы
АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ						
Поверхности сложенные неогеновыми и четвертичными породами						
Морскими						
1	m ₁	голоценовая новочерноморская терраса 3-5 м	0,5-1,5°	нет	галечники	есть
2	m ₂	позднечетвертичная карангатская терраса 18-45 м	0,5-1,5°	нет	галечники	есть
3	m ₃	среднечетвертичная эвксинская терраса 50-80 м	0,5-1,5°	нет	галечники	есть
4	m ₄	раннечетвертичная первая чаудинская терраса 90-110 м	2-3°	нет	галечники	есть
5	m ₅	позднеплиоценовая вторая чаудинская терраса 120-140 м	2-3°	нет	галечники	есть
6	m ₆	миоценовая сарматская терраса 150-180 м	2-3°	нет	глины, мергели, известняки	есть
Гравитационными и водно-гравитационными						
7	kl ₃	обвальные тела и обвальные комплексы	0-20°	бугры, валы и западины	глыбы и щебень (местами подвижны)	обычно есть
8	kl ₄	оползневые тела и оползневые комплексы	0-20°	бугры, валы и западины	глыбы и щебень (местами подвижны)	обычно есть
Водными, временных водотоков						
9	pl ₁	пролювиальные конусы	4-5°	рытвины	валуны, галька	есть
10	pl ₂	пролювиальные шлейфы	2-3°	мелкие рытвины	суглинки, галька	есть
Водными, постоянных водотоков						
11	al ₁	аллювиальные пойма и первая терраса	0,5-1°	мелкие рытвины	песок, глина, мелкая галька	есть
12	al ₂	аллювиальная вторая терраса	0,5-1°	нет	валуны, галька	есть
Техногенными						
13	ta	отвалы	31-36°	нет	глыбы щебень	нет
ДЕНУДАЦИОННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ						
Комплексной денудации						
14	sp?	поверхности выравнивания неуставленного возраста	2-5°	скальные выступы	известняки, глыбы, щебень	местами есть
15	sp ₃	позднемеловая поверхность выравнивания	2-5°	скальные выступы	известняки, глыбы, щебень	местами есть
16	sp ₂	палеогеновая поверхность выравнивания	2-5°	скальные выступы	известняки, глыбы, щебень	местами есть
17	sp ₁	миоценовая поверхность выравнивания	2-5°	скальные выступы	известняки, глыбы, щебень	местами есть
Коллювиальные						
18	slk ₁	стенки отрывов обвалов	35-80°	лавиновые лотки	известняки, мергели, глины	нет

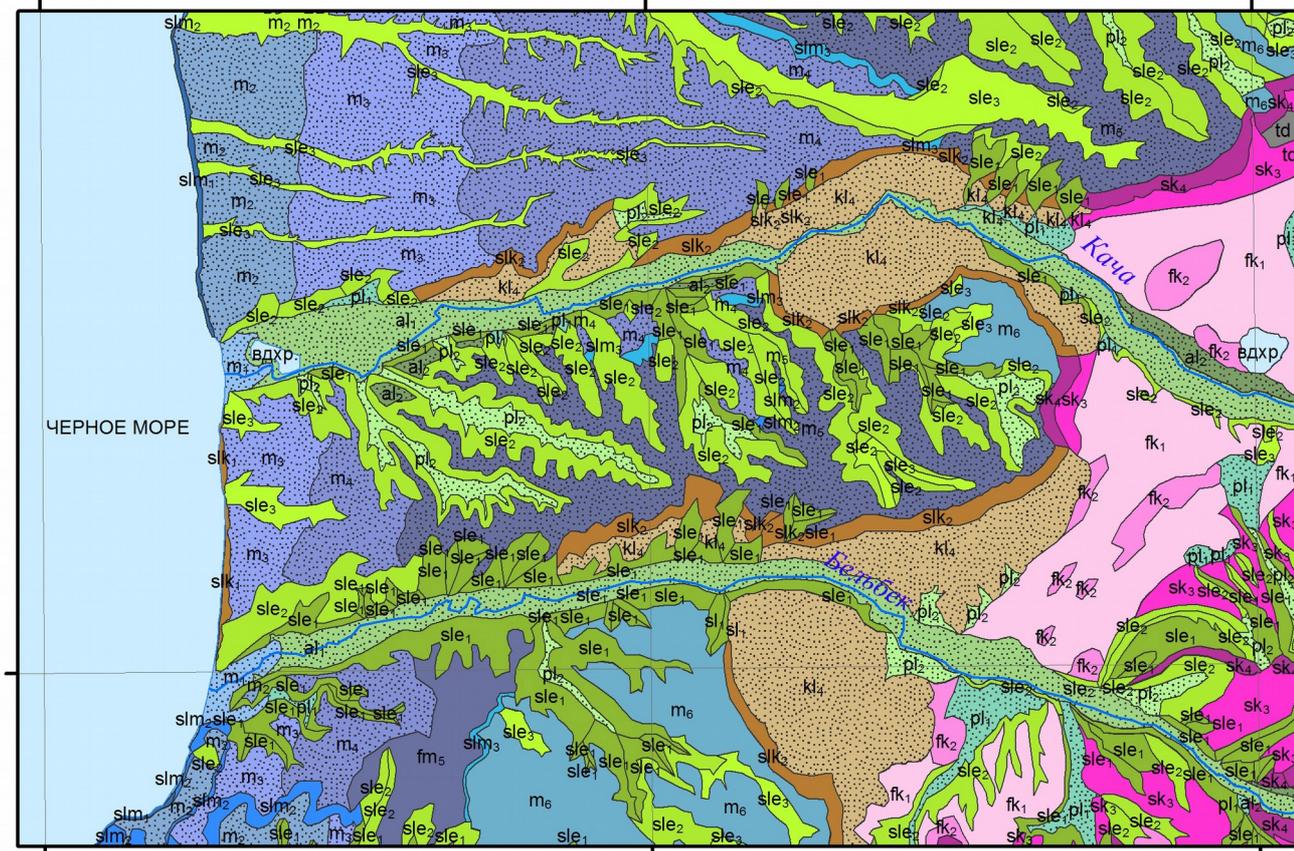
19	slk ₂	стенки отрывов оползней	35-80°	эрозионные рытвины	глины, галечники	нет
Делювиальные (2190)						
20	sld ₃	делювиальные склоны крутые	15-30°	нет	щебнистые суглинки, известняки	да
Тектоногенные						
21	slt	Склоны на месте тектоногенных уступов	30-35°	нет	известняки, песчаники	нет
Эрозионные						
22	sle ₁	склоны эрозионных долин крутые	31-36°	нет	известняки, песчаники, мергели, глины, галечники	нет
23	sle ₂	склоны эрозионных долин средней крутизны	15-20°	нет	известняки, песчаники, мергели, глины	есть
24	sle ₃	склоны эрозионных долин пологие	8-10°	нет	известняки, песчаники, мергели, глины, галечники	есть
Карстовые						
25	sk ₄	крутые борта впадин	25-50°	карнизы, ступени, ниши	известняки	нет
26	sk ₃	пологие борта впадин	10-15°	нет	известняки	есть
27	fk ₂	холмистые днища впадин	3-15°	нет	глины, мергели	есть
28	fk ₁	плоские днища впадин	5-6°	нет	глины, мергели	есть
Абразионные уступы						
29	slm ₁	береговые уступы крутые	более 50°	нет	известняки, песчаники, глины, галечники	нет
30	slm ₂	береговые уступы средней крутизны	30-35°	нет	известняки, песчаники, глины, галечники	местами есть
31	slm ₃	береговые уступы выположенные	10-15°	нет	известняки, песчаники, глины, галечники	есть
Техногенные						
32	td	карьеры	0-40°	уступы	известняки	нет
Абразионные террасы						
33	fm ₁	голоценовая новочерноморская 3-5 м	0,5-1,5°	нет	галечники	есть
34	fm ₂	позднечетвертичная карангатская 18-45 м	0,5-1,5°	нет	галечники	есть
35	fm ₃	среднечетвертичная эвксинская 50-80 м	0,5-1,5°	нет	галечники	есть
36	fm ₄	раннечетвертичная первая чаудинская 90-110 м	2-3°	нет	галечники	есть
37	fm ₅	позднеплиоценовая вторая чаудинская 120-140 м	2-3°	нет	галечники	есть



33°30'E

33°40'E

33°50'E



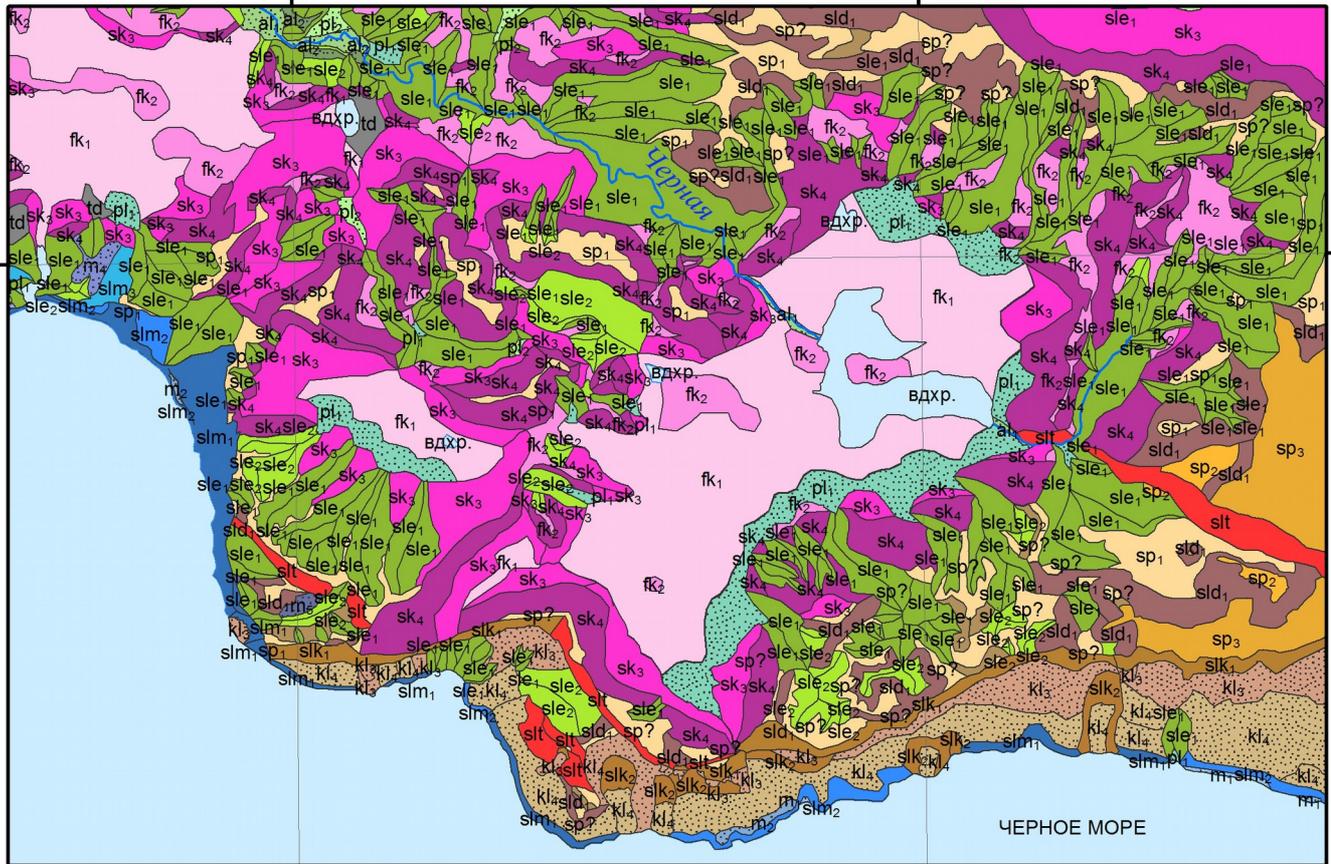
0 5 10 Km

1		7		13		19		25		31		37	
2		8		14		20		26		32			
3		9		15		21		27		33			
4		10		16		22		28		34			
5		11		17		23		29		35			
6		12		18		24		30		36			

33°40'E

33°50'E

44°30'N



0 5 10 Km

a



b



c



d



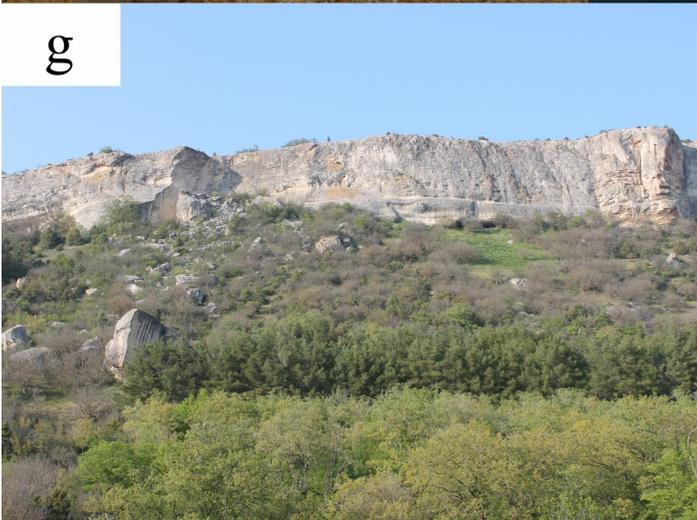
e



f



g



h



