3
НОМЕР

БОНЦ

ISSN 2304-9081
ЭЛЕКТРОННЫЙ ЖУРНАЛ
On-line версия журнала на сайте
http://www.elmag.uran.ru

БЮЛЛЕТЕНЬ
ОРЕНБУРГСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА УрО РАН

2018

УЧРЕДИТЕЛИ
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН
ОРЕНБУРГСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР УрО РАН

УДК 911.5

А.Г. Рябуха

РОЛЬ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ В РАЗВИТИИ ЛАНДШАФТОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Институт степи Уральского отделения Российской академии наук, Оренбург, Россия

В статье обосновывается роль верхнеплейстоценовых перигляциальных условий в развитии ландшафтов Прикаспийской низменности. По мнению автора после завершения ранне- и позднехвалынской трансгрессии основную роль в формировании форм мезо- и микрорельефа сыграли криоаридные климатические условия позднего плейстоцена. Ведущими рельефообразующими экзогенными процессами, проявившимися сразу после завершения хвалынской трансгрессии, были мерзлотные процессы, предопределившие основные физиономические черты рельефа Прикаспийской низменности, а именно процессы тетрагонального растрескивания верхних горизонтов земной коры, с образованием решетки полигонально-жильных льдов, расчленивших однородную поверхность Прикаспийской низменности на блоки и межблочья, которые направили в дальнейшем ход всех экзогенных процессов. Выделены и обоснованы механизмы формирования крупноблочного, ложбинного, западинного, палеоаласного, грядового (Бэровские бугры) палеокриогенного рельеф Прикаспия.

Ключевые слова: Прикаспийская низменность, поздний плейстоцен, перигляциальная гиперзона, западинный рельеф, Бэровские бугры, реликтовая криогенная морфоскульптура, палеоаласы.

ROLE OF POZDNEPLEYSTOTSENOVYKH PERIGLYATSIALNYKH'S CONDITIONS IN DEVELOPMENT OF LANDSCAPES OF CASPIAN DEPRESSION

Institute of Steppe of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Orenburg, Russia

In article the role of verkhnepleystotsenovy periglyatsialny conditions is proved in development of landscapes of the Caspian lowland. According to the author after completion of early and pozdnekhvalynsky transgression the main role in formation of forms meso - and a microrelief was played by cryoarid climatic conditions of a late pleistocene. The merzlotny processes which have predetermined the main physiognomical lines of a relief of Caspian Depression, namely processes of tetragonal cracking of the top horizons of crust with formation of a lattice of the polygonal and vein ices which have dismembered the uniform surface of Caspian Depression on blocks and interblock which have directed further the course of all exogenous processes were the leading relyefoobrazuyushchy exogenous processes shown right after completion of hvalynsky transgression. Mechanisms of formation large-block, lozhbinny, zapadinny, paleoalasny, gryadovy (Baire knolls) paleokriogenny Prikaspiya's relief are allocated and proved.

Key words: Caspian Depression, late pleistocene, periglyatsialny hyper zone, zapadinny relief, Baire knolls, relic cryogenic morfoskulptura, paleoalasa.

Введение

Вопрос о происхождении и истории развития современных ландшафтов Прикаспийской низменности неоднократно затрагивался в научной литературе XX века. С одной стороны, распространено представление о Прикаспийской низменности как о первично плоской и однообразной морской равнине со слабо измененной деятельностью субаэральных агентов поверхностью. С другой стороны, многие исследователи указывают на значительную роль флювиальной деятельности и блуждания речных потоков в создании современного рельефа, в первую очередь на придолинных и придельтовых участках низменности. Кроме того, много внимания отводилось идее о значительной роли тектоники, в том числе солянокупольной, в формировании основных особенностей поверхности низменного Северного Прикаспия, а также окружающих его территорий. Тем не менее, многие исследователи сходятся во мнении, что развитие современных ландшафтов, а также форм мезо- и микрорельефа Прикаспия тесно связано с последовательностью освобождения территории от вод хвалынского моря и от возраста континентального режима, установившегося на осушавшейся поверхности [11]. После отступания нижнехвылынского моря на севере и верхнехвалынского на юге освободившаяся из-под моря Прикаспийская низменность подверглась воздействию ряда внешних факторов, и процессы, формировавшие мезо- и микрорельеф Прикаспия, диктовались, в первую очередь, определенными климатическими условиями [13]. Таким образом, время заложения основных форм мезо- и микрорельефа напрямую связано со временем завершения ранне- и позднехвалынской трансгрессий и с климатическими условиями, установившимися на освободившейся от вод поверхности Прикаспийской низменности.

До недавнего времени представлялось не совсем ясным временное положение хвалынских отложений, особенно раннехвалынских. Разными методами датирования возраст отложений определяется от 7 (^{14}C) до 76 (ТЛ) тыс. лет [23, 27-29]. Наиболее близко согласуются даты радиоуглеродные и иониево-урановые – 7-31 тыс. лет, а основной массив датировок располагается в интервале 30 (больше 30) – 9 тыс. лет. [3, 30]. Согласно данным, приведенным в статье Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюка Б.Ф. и др. [2], раннехвалынская трансгрессия имела место в интервале от 17 до 30 тыс.л.н., а позднехвалынская трансгрессия – в интервале 9-16 тыс.л.н.

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

Основываясь на радиоуглеродных датировках, полученных для нижне-, верхнехвалынских отложений, вскрытых бурением в акватории Северного Каспия, Т.А. Янина считает, что начало раннехвалынской трансгрессии имело место 35 тыс.л.н., а конец хвалынского этапа – 9 тыс.л.н. [30]. Г.И. Рычагов на основе материалов, полученных в результате применения метода геоморфологического анализа, более надежного для данного этапа истории Каспия, делает вывод о более «древнем», доголоценовом времени хвалынской трансгрессии. Мангышлакская регрессия, по его мнению, произошла раньше 10 тыс.л.н. [24]. Автор придерживается убеждения, что после освобождения территории Прикаспия от вод хвалынской трансгрессии обнажилась первичная плоская, однообразная, относительно однородная в геологическом отношении низменная морская аккумулятивная равнина, а основную роль в формировании форм мезо- и микрорельефа сыграли климатические условия позднего плейстоцена.

Согласно теории разработанной А.А. Величко поздний плейстоцен – это криогенный минимум всего кайнозоя. В это время в северной полусфере возник общепланетарный пояс многолетней мерзлоты. Его южная граница на Восточно-Европейской равнине проходила по 46º с.ш., а зона глубокого сезонного промерзания опускалась в современные субтропики, до 30-32º с.ш. [9].

Таким образом, в позднем плейстоцене Прикаспийская низменность входила в обширную криоксеротическую ландшафтную гиперзону сухих и холодных тундро-степей и пережила криоаридную стадию развития. Ведущими рельефообразующими процессами были мерзлотные, в также процессы тероэрозии и термоабразии.

В последнее время в научной литературе появляется все больше доказательств этому: нахождение различных мерзлотных нарушений слоистости отложений в виде «инволюций», «котлов», псевдоморфоз по ледяным жилам; данные спорово-пыльцевого и микрофаунистического анализа [7, 9, 15]. Группой ученых МГУ во главе с В.Н. Конищевым на примере разреза Средняя Ахтуба были проведены исследования по расчёту коэффициента криогенной контрастности, свидетельствующего об интенсивном влиянии криогенеза и выветривания в процессе накопления и промерзания верхнеплейстоценовых отложений [16]. Палеопочвенные исследования И.В. Иванова и И.Б. Васильева в Рын-песках, позволили выделить перигляциальные условия на территории Прикаспийской низменности, сразу после завершения позднехвалынской трансгрессии длительностью около 1,5 тыс. лет (11-10 тыс.л.н., DR3). Также ими были изучены сохранившиеся реликты криогенных и мерзлотных процессов, имевших широкое распространение в позднем плейстоцене [12].

Таким образом, по мнению ряда авторов, ведущими экзогенными процессами, проявившимися сразу после завершения хвалынской трансгрессии, были мерзлотные процессы, предопределившие основные физиономические черты рельефа Прикаспийской низменности, а именно – процессы тетрагонального растрескивания верхних горизонтов земной коры, с образованием решетки полигонально-жильных льдов. Проявление этих процессов на слабо дренированной низменной морской аккумулятивной равнине зависело от литологии подстилающей поверхности и приуроченности к различным геоморфологическим уровням.

Подавляющее большинство ландшафтных комплексов Прикаспийской низменности имеют позднеплейстоценовые перигляциальные «корни», в основе формирования которых лежала решетка полигонально-жильных льдов, расчленившая однородную поверхность Прикаспийской низменности на блоки (различных генераций от нескольких сот метров до нескольких метров) и межблочья, которые направили в дальнейшем ход экзогенных процессов: эрозии, выветривания, денудации и аккумуляции, термокарста как вдоль земной поверхности, так и в глубину, и в дальнейшем оказали решающее влияние на формирование современной ландшафтной структуры региона. Иначе говоря, по своей сути современный мезо- и микрорельеф является остаточно мерзлотным рельефом или, по терминологии предложенной А.А. Величко, реликтовой криогенной морфоскульптурой (РКМ) [8].

Образование данного рельефа началось сразу после освобождение равнины от вод хвалынского моря и прошло несколько этапов развития: этап формирования или промерзания; этап стабильного существования; этап деградации многолетней мерзлоты, разрушения, захоронения, повсеместного развития термокарстовых процессов; этап существования в реликтовом состоянии, когда все формы микрорельефа, обязанные происхождением многолетней мерзлоте, оказываются вне сферы ее деятельности, становятся реликтами, существование которых чужеродно современным климатическим условиям данного района. Характерно развитие процессов эрозии, частичного

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

разрушения и захоронения.

В последнее время появляется все больше научных работ, доказывающих существование перигляциальных условий на территории Прикаспийской низменности в позднем плейстоцене. Однако материалы по изучению палеокриогенного рельефа, являющегося геоморфологическим проявлением мерзлотных процессов, представлены недостаточно. В нашем распоряжении имеются только работы профессора В.А. Николаева [18, 19], в которых он обосновывает палеокриогенное происхождение западинного рельефа Прикаспийской низменности, и «Карта-схема реликтовой криогенной морфоскульптуры на Русской равнине», составленная В.А. Величко [9], на которой территория Прикаспийской низменности показана как область распространения реликтового (позднеплейстоценового) криогенного и термокарстового плоскозападинного рельефа.

Слабая морфологическая выраженность палеокриогенного микрорельефа (часто он находится в погребенном состоянии и «просвечивает» через вышележащие отложения только на космических снимках), занимаемые им обширные площади и значительные размеры составляющих его элементов затрудняют непосредственное его обнаружение на местности. Поэтому решающее значение при изучении палеокриогенного рельефа играют данные дистанционного зондирования Земли, которые при целостном характере изображения местности охватывают огромные территории поверхности. Изучение региональных особенностей РКМ на основе данных дистанционного зондирования стало возможным только в последнее время, в связи с возрастанием разнообразия типов космической съёмки и большей доступностью снимков высокого разрешения.

Изучение влияния процессов позднеплейстоценового криогенеза на ландшафтную структуру Прикаспийской низменности актуально, так как позволяет по-новому взглянуть на формирование ландшафтов Прикаспия и объяснить происхождение многих форм рельефа Прикаспийской низменности, генезис которых являлся дискуссионным на протяжении десятилетий.

Целью настоящего исследования стало выявление роли позднеплейстоценовых перигляциальных условий в развитии ландшафтов, форм микро- и мезорельефа Прикаспийской низменности.

Материалы и методы

Район исследования охватывает территорию Прикаспийской низмен-

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

ности, представляющей собой плоскую безводную и бессточную равнину, полого наклоненную в сторону Каспийского моря. Абсолютные отметки поверхности колеблются от +50 м в ее северной и восточной частях до –28 м на юге у побережья Каспийского моря. Поверхность низменности имеет выровненный характер, однообразие которого нарушается неглубокими понижениями различной формы и величины, массивами развеваемых и полузакрепленных песков, немногочисленными пологими возвышенностями, которые фиксируют положение соляных куполов, активно формировавшихся в новейшее время. Рельеф Прикаспийской низменности сформировался под воздействием четвертичных трансгрессий Каспия. Поверхность низменности сложена суглинистыми отложениями нижнехвалынского моря и песчаными отложениями верхнехвалыиского и новокаспийского морей. Наряду с морскими хвалынскими и новокаспийскими отложениями здесь развиты наложенные современные континентальные образования: аллювиальные, эоловые, дельтовые и соровые, с характерными формами микрорельефа (барханами, котловинами выдувания, соровыми понижениями, речными и озерными террасами и др.). В сводах немногочисленных открытых соляных куполов на дневную поверхность выходят палеозойские и мезозойские отложения [11, 13].

Реки низменности относятся к бассейну Каспийского моря, берегов которого достигают лишь воды рек Волга и Урал, а в половодье – р. Эмба. Остальные реки (Уил, Сагиз и др.) характеризуются отсутствием постоянного водотока и в своих низовьях теряются на равнине, слепо оканчиваясь в бессточных понижениях. Большинство из них в летнее время пересыхают.

Характерными особенностями Северного Прикаспия являются резко-континентальный климат, небольшое количество осадков и значительное испарение. Среднемесячные температуры января составляют -7° – -11°С, среднемесячные температуры июля +19° – +24°С. Среднегодовая температура воздуха равна +6° – +8°С, повышаясь при продвижении на юг. Годовое количество осадков заметно возрастает с юга на север. Осадки выпадают редко, в основном летом, и носят преимущественно ливневый характер. Среднегодовое количество осадков менее 320 мм

Растительный покров в Прикаспийской низменности находится в тесной связи с составом поверхностных отложений и характеризуется развитием степных, полупустынных и пустынных форм. Также для растительности и

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

почв Прикаспийской низменности характерна большая комплексность. Нередко встречаются солонцы, солончаки.

В Северном Прикаспии распространены бессточные впадины (лиманы, соры, озера, падины) и западинный микрорельеф, свойственный равнинам междуречья. Эти формы, имеющие разные размеры и обычно небольшую глубину, на плоских равнинах при резкой засушливости климата служат важным фактором перераспределения поверхностной влаги, создавая контрастные условия формирования почвенно-растительного покрова даже на участках, расположенных в непосредственной близости друг к другу [11].

Для изучения ландшафтной структуры, а также форм мезо- и микрорельефа Прикаспийской низменности с целью выявления реликтового криогенного рельефа было проведено дешифрирование космических снимков (КС) высокого (2-10 м) разрешения (Google Earth, Bing Maps, Yandex Maps). Наряду с дешифрированием космических снимков осуществлена работа с различными картографическими источниками. На ареалы распространения палеокриогенного рельефа, выделенные по космическим снимкам, накладывались геоморфологическая, почвенная, геоботаническая, ландшафтная карты, а также карта четвертичных отложений [1, 13]. Вместе с тем анализировались многочисленные литературные, картографические и фондовые материалы, в той или иной мере представляющие научный интерес в связи с решением рассматриваемой проблемы. При описании и выделении типов криогенного рельефа использовались классификации, разработанные М.Н. Бойцовым, А.А. Величко, А.И. Поповым [5, 6, 8, 20-22].

Результаты и обсуждение

Проведенные исследования привели к выводу о повсеместном развитии на территории Прикаспийской низменности мезо- и микроформ рельефа, сформировавшихся в перигляциальных условиях позднего плейстоцена и являющихся остаточно мерзлотным трещинно-полигональным рельефом. Выделенные типы РКМ отличаются значительным разнообразием, обусловленным, прежде всего, литологией подстилающей поверхности и приуроченностью к различным геоморфологическим уровням и элементам.

В настоящее время в результате дешифрирования космических снимков выделены следующие типы реликтового криогенного трещинно-полигонального рельефа Прикаспийской низменности: 1) крупноблочный рельеф, 2) ложбинный рельеф, 3) западинный рельеф, 4) палеоаласный рельеф,

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

5) полигонально-валиковый рельеф, 6) грядовый рельеф (Бэровские бугры).

Крупноблочный рельеф. На территории северной заволжской части Прикаспийской низменности распространен крупноблочный палеокриогенный мезорельеф, представленный чередованием однообразных холмов-блоков, образованных из центральных частей крупных полигонов, со всех сторон ограниченных широкими слабо пониженными ложбинами, образующими полигональную степь (рис. 1) [24]. Последние представляют собой долины водотоков (с характерной коленчатой изломанностью в плане и прямолинейностью отдельных участков) (рис. 2), ложбины стока или плоскодонные депрессии, возникшие на месте бывших трещин.

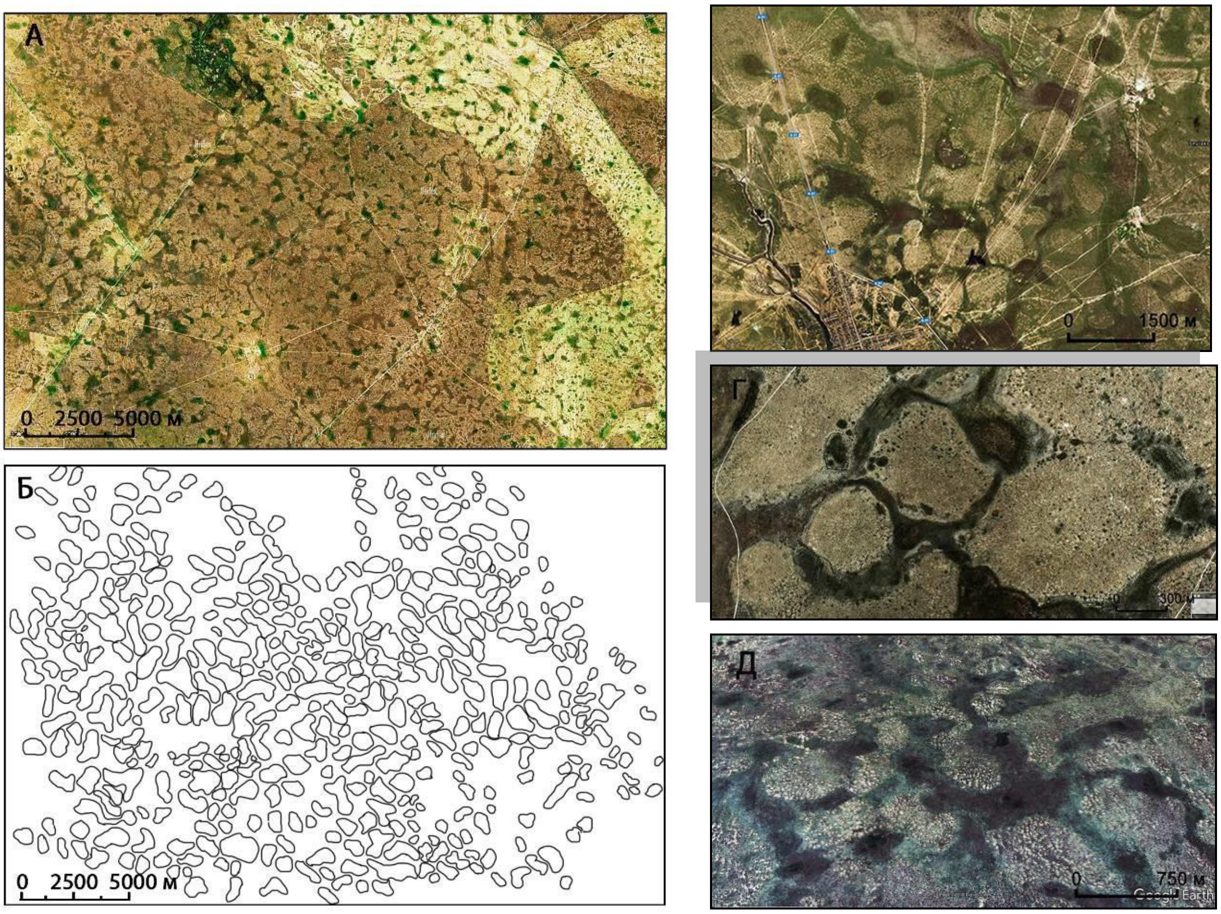

Рис. 1. Фрагмент космического снимка Прикаспийской низменности с крупноблочным рельефом: А) Урало-Кушумская суглинистая равнина (49°24'56.38"С, 51° 8'10.61"В); Б) результаты дешифрирования КС; В) Узенско-Чижинская система разливов бессточных рек (49°46'54.54"С, 48°44'8.11"В); Г) Джаныбекская бессточная суглинистая равнина (49°42'28,22" С, Е46°56'22,38" В); Д) Урало-Кушумская суглинистая равнина (49°13'28.68"С, 51°17'49.23"В).

Этот рельеф придает поверхности Прикаспийской низменности слабоволнистый характер и обеспечивает сочетание разнообразных ландшафтов:

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

от зеленых лугово-степных полос с кустарниками в ложбинах до аридных плоских участков южной полупустыни с бурыми почвами и разреженным бело- и чернополынным растительным покровом. Наиболее хорошо этот рельеф дешифрируются на территории раннехвалынской морской аккумулятивной равнины (Урало-Кушумской, Эльтонско-Боткульской, Джаныбекской суглинистых равнин, Узенско-Чижинской системы разливов бессточных рек и Арал-Сорской озерно-солончаковой депрессии, а также Урдинского песчано-грядового массива). Холмы представляют собой обособленные положительные формы рельефа, округлых или овальных очертаний, покрытые мелкозападинным рельефом. Размеры холмов-блоков составляют от нескольких сотен метров до 1000 м в поперечнике. На местности крупноблочный рельеф, представленный серией слабоприподнятых холмов и нечетких, довольно широких ложбин (50-200 м), придает поверхности пологоволнистый характер. Часто из-за крупных размеров и сильного изменения за счет различных агентов денудации на местности он практически незаметен.

Рис. 2. Фрагмент космического снимка бассейна р. Большой Узень севернее поселка Сатыбалды, с коленообразными изгибами русел малых рек (49°31'29,32"С, 49°34'54,22"В).

В литературных источниках неоднородность поверхности Прикаспийской низменности чаще всего связывают с эрозионными процессами. Не умаляя их роли в развитии межблочий, можно предположить, что расчленение поверхности на блоки предопределено сетью морозобойных трещин (по мнению А.И. Попова) [20], или трещин напора (по мнению М.Н. Бойцова) [5, 6], впоследствии преобразованных в межблочья эрозионными процессами (прежде всего, в результате размыва субстрата и выноса материала вдоль за-

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

ложившейся полигональной системы морозобойных трещин и процессов термокарста). В плане конфигурация пониженных полос, соединенных в закономерно построенную сеть, разделяющих блоки, соответствует полигональным системам морозобойных трещин или трещин напора. Крупные блоки, в свою очередь, были расчленены на более мелкие полигоны, представленные в настоящее время реликтовым западинным и блочно-западинным микрорельефом. Неровности рельефа, связанные с морозобойными трещинами, служили путями, направляющими в пространстве течение различных физико-географических процессов – эрозии, нивации, термокарста и т.д. [20, 22]. По мере разработки трещин экзогенными агентами, угловые контакты сопрягающих трещин были сглажены, закруглены, и в результате блоки приобрели округлую и овальную форму (рис. 1В-Д).

Образование крупноблочного рельефа, очевидно, следует связать со второй половиной позднего плейстоцена, с эпохой максимального похолодания (20-15 тыс.л.н.), когда раннехвалынская равнина была уже сушей, но оставалась крайне слабо дренированной. Можно предположить, что крупнополигональная сеть возникла здесь на обширных, однородных в геологическом отношении, еще не расчлененных пространствах сильно увлажненных морских и дельтово-аллювиальных отложений и послужила основой для последующего расчленения поверхности с выделением крупных, а затем и более мелких блоков. Аналогичные формы рельефа описаны А.И. Поповым в Западно-Сибирской и Большеземельской тундре [20]; В.В. Бердниковым и А.А. Величко крупноблочный рельеф выделен для территории бассейна Верхней Волги [20]. Изучая рельеф Большеземельской тундры, основатель кафедры криолитологии и гляциологии МГУ А.И. Попов, отмечал, что «крупные полигональные системы развивались вне связи с трещинным льдом. Можно допустить влияние трещинного льда на первых стадиях формирования крупных блочных систем, когда трещины их ограничивающие, еще не подверглись сколько-нибудь существенной переработке другими экзогенными процессами. Возможно, что таяние вначале существовавших в зоне трещин клиньев льда способствовало начальному формированию межблочных полигонных полос. Однако это лишь предположение: современные, не столь крупные полигоны на минеральном субстрате и главным образом на сравнительно возвышенных элементах рельефа, возникают и развиваются вне связи с трещинным льдом. Углубление и расширение зон первоначально

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

заложившихся трещин шло под влиянием совсем иных экзогенных процессов» [19]. Также А.И. Попов считал, что для областей развития позднеплейстоценовой многолетней мерзлоты весьма характерной особенностью мезорельефа низменных аккумулятивных равнин является наличие достаточно крупных полигонов, размеры которых обычно достигают 300, 500, 1000 и более метров [21]. Крупноблочный рельеф обусловливает резкие коленообразные изгибы русел малых рек на суглинистых равнинах Прикаспия, огибающие блоки и наследующие межблочные ложбины (рис. 2).

М.Н. Бойцовым выделено несколько эволюционных разновидностей и реликтовых типов крупноблочного рельефа [5, 6]:

Крупноблочно-солифлюкционный тип рельефа развивается в отдалённых от базиса эрозии районах при невысоком положении их над эти базисом и наличия вследствие этого умеренного дренажа. Это волнистая поверхность с холмами блоками и разделяющими их депрессиями. Широкое развитие солифлюкционных процессов придало холмам и склонам мягкие очертания [5]. Это наиболее распространенный тип реликтового криогенного рельефа Прикаспийской низменности в пределах суглинистой раннехвылынской равнины.

Крупноблочно-термокарстовый рельеф развивался в условиях слабого дренирования территории. Во время возникновения сетей напора, они заполнялись водой и, расширяясь под действием термоабразии и термокарстового оседания пород, преобразовывались в узкие вытянутые озера, которые затем увеличивались за счет центральных частей полигонов. Позже на месте части блоков возникли озера. Поверхность приобрела вид равнины с весьма характерными озерами, округлой, овально удлиненной, угловатой или лопастной формы [5]. Данный тип рельефа характерен для наименее дренированной части Волго-Уральского междуречья в пределах бессточной суглинистой Джаныбекской равнины (рис. 3А).

Крупноблочно-эрозионный рельеф развивается вблизи базисов эрозии при относительно высоком положении над ними поверхности рельефа. Это холмистый рельеф с широко развитой дренажной системой мелких водотоков, оврагов, балок и ложбин стока. Типичен для придолинных частей водоразделов [5]. В Северном Прикаспии приурочен в крупным лиманным, озерным котловинам и обширным депрессиям рельефа (рис. 3Б).

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

Рис. 3 Фрагмент космического снимка Прикаспийской низменности: А) Джаныбекская бессточная суглинистая равнина (49°28'17.58"С, 47°36'56.69"В); Б) Узенско-Чижинская система разливов бессточных рек(49°31'06,44"С, 48°10'18,93"В).

Ложбинный рельеф. С перигляциальным наследием Прикаспийской низменности связано развитие ложбинного рельефа, распространенного в пределах плоской, широкой (8-14 км) позднехвалынской террасы р. Урала, сложенной толщей палевых аллювиальных суглинков (2-3 м), залегающих на хвалынских морских песках и глинах [11]. Поверхность террасы прорезана целой системой неглубоких, почти меридиональных, сухих ложбин, тянущихся несколькими рядами в виде прямолинейных, узких и длинных (до нескольких км) понижений рельефа с относительным колебанием высот дна и бортов от 1 до 3 м (рис. 4). В монографии «Геоморфология Европейской части СССР» М.В. Карандеева пишет, что «подобные ложбины или совсем лишены аллювия, или имеют его в виде тонкого слоя иловато-песчаных отложений» [13]. Глубокие ложбины большей частью обладают ясно выраженными склонами, мелкие же ложбины постепенно сливаются с окружающими пространствами. Ширина ложбин колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Наряду с крупными разработанными ложбинами, хорошо выраженными на местности, на космических снимках читается большое количество ложбин меньшего размера, практически не заметных на местности. Анализ космических снимков показывает, что данные ложбины объединены в закономерно построенную полигональную сеть, состоящую из нескольких генераций.

Прямолинейность ложбин, пресечение трещинных полос в местах их сочленения под прямым углом, их полигональное расположение, в сочетании с крупными палеотермокарстовыми западинами и мелкозападинным рельефом указывают на их предопределенность морозобойными трещинами, в по-

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

следующем преобразованных в ложбины термокарстом, эрозией, нивацией и другими процессами.

Рис. 4. Фрагменты космических снимков позднехвалынской террасы реки Урал с ложбинным рельефом (50°41'12.82"С, 51°17'24.33"В).

Можно предположить следующий механизм образования ложбинного рельефа. Вдоль заложившейся полигональной системы морозобойных трещин происходили процессы солифлюкции, размыв субстрата и вынос материала. При этом неизбежно вырабатывалась система наиболее разработанных «стволовых русел» – межблочий, вытянутых параллельно друг другу по уклону поверхности. Перпендикулярные «стволовым» поперечные полосы при солифлюкции или размыве разрабатывались слабее. При этом происходило неравномерное освоение экзогенными процессами трещинной системы, которая в этом случае напоминает эрозионную сеть с основным руслом и

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

притоками, но имеющую не древовидное ветвистое (как обычно), а коленчатое, с прямоугольными сочленениями [22].

Западинный микрорельеф. Ярким наследием перигляциальных крио-аридных условий позднего плейстоцена является западинный микрорельеф, широко распространенный на суглинистых равнинах Прикаспийской низменности. Основной формой этого своеобразного микрорельефа являются испещряющие поверхность микровпадины диаметром от 5 до 20-30 м и глубиной от 30 до 50 см, чередующиеся со слегка повышенными участками [11]. Западины лучше увлажняются, чем окружающие повышенные участки, отличаются более опресненными почвами и развитием на них травянистой и кустарниковой остепненной растительности, поэтому являются очагами формирования степных ландшафтов на суглинистых равнинах Прикаспия.

Западинный микрорельеф обеспечивает комплексность почвенно-растительного покрова Прикаспийской низменности и издавна вызывал интерес исследователей прикаспийской полупустыни. Существует множество гипотез его происхождения (карстовая, суффозионная, эрозионная, выщелачивания солей). Наиболее часто в литературных источниках встречается гипотеза о суффозионно-просадочном происхождении вследствие радиально-латеритного перераспределения легкорастворимых солей, гипса и карбонатов в ходе пустынно-степного почвообразования [11]. Однако, как показали исследования профессора В.А. Николаева, западинный микрорельеф в Прикаспийской низменности тяготеет к слабодренированным полугидроморфным равнинам и несвойственен зонам автоморфного режима и хорошего дренажа, которые являются необходимыми условиями протекания суффозионных процессов [19]. Представления о суффозионном и суффозионно-просадочном генезисе западин не согласуются также с наличием регулярной сетки однотипных понижений, а также с наличием западин на склонах, где они могли образоваться только в мерзлотных условиях. Кроме того, согласно последним исследованиям инженерно-геологических свойств лессовых пород, недоуплотненность лесса, как причина его просадочности, территориально несовместима с «холодной», перигляциальной фацией лесса. По мнению Н.И. Кригера, причину уплотненности лесса в перигляциальной зоне легко понять, если учесть, что порода при таянии мерзлоты находилась в сильно увлажненном состоянии. Таким образом, настоящая просадочность лесса распространена только за пределами территории верхнеплейстоценовой мно-

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

голетней мерзлоты, южная граница которой доходила до 45-47° с.ш. [17].

В последнее время все шире высказывается точка зрения о палеокриогенном генезисе западин и западинного микрорельефа Восточно-Европейской равнины. Представление о криогенно-термокарстовом генезисе западинного рельефа обосновывается в работах А.А. Величко, С.П. Качурина, А.И. Попова, В.В. Бердникова, Н.Б. Новосельской, О.М. Порожняковой, А.Б. Богуцкого, В.М. Алифанова, В.А. Николаева, И.И. Молодых, А.О. Макеева и др.

Профессором В.А. Николаевым впервые было обосновано палеокриогенное происхождение западинного рельефа Прикаспийской низменности [18, 19]. Территория Прикаспийской низменности, древнеморская аккумулятивная низменная суглинистая равнина, в перигляциальный этап развития ландшафтов северо-прикаспийской полупустыни в позднем плейстоцене была крайне слабо дренированной, поэтому повышенная обводненность слагающих ее отложений стала необходимым условием развития полигонально-жильных льдов, после вытаивания которых сформировался блочно-западинный морфоскульптурный комплекс, который в настоящее время трансформировался в западинный микрорельеф (рис. 5, А) [18, 19].

Рис. 5. Фрагмент космического снимка Прикаспийской низменности: А) Северо-западная бессточная суглинистая Джаныбекская равнина с западинным рельефом; Б) тундра с полигонально-блочным криогенным рельефом.

В строении западинного рельефа принимают участие три основных вида микроформ: микрозападины; слабо выраженные ложбинообразные понижения, образующие в совокупности ортогональную сеть; микроповышения. В совокупности они формируют полигональную блочно-западинную морфоскульптуру. При этом средние размеры блоков (полигонов) достигают 30-50 м.

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

Небольшие размеры, но хорошая сохранность западин позволяют предположить, что их образование произошло в последнее короткое, но сильное похолодание перед голоценом, когда вечная мерзлота здесь уже отсутствовала, но существовали условия глубокого сезонного промерзания и полного летнего протаивания. Аналогичные формы рельефа чрезвычайно широко распространены в Забайкалье и Восточной Сибири, в районах с резко континентальным относительно сухим малоснежным климатом, обусловливающим глубокое сезонное промерзание, морозобойное трещинообразование и глубокое летнее протаивание [21]. При полном отсутствии вечной мерзлоты происходит инфильтрация атмосферных вод, которая накладывает определенный отпечаток на формирующийся полигональный рельеф, и в результате полигональные формы приобретают черты суффозионного рельефа. При этом возникает явление просадки, которая особенно значительна на пересечениях – «крестовинах», или прямоугольных сопряжениях морозобойных трещин. Так возникают впадины, соединенные менее глубокими и менее широкими понижениями, которые в совокупности образуют полигональные формы. Вследствие наибольшей глубины впадин на сопряжениях и пересечениях трещин весьма часто создается впечатление рельефа типа замкнутых котловин [21]. В голоцене, на плоских суглинистых равнинах Прикаспия сформировалась дробная и достаточно контрастная солонцово-пустынностепная фациальная структура ландшафта, так называемый трехчленный комплекс почвенно-растительного покрова. Каждый из его членов размещается на определенных формах и элементах рельефа: галофитно-пустынные фации микроповышений, пустынно-степные фации межзападинных ложбинообразных понижений и микросклонов к западинам, степные и луговостепные фации западин [19].

Западинный рельеф Прикаспия обладает значительным ландшафтным разнообразием: часто можно увидеть абсолютно плоскую поверхность равнины, испещрённую западинами (рис. 6А), встречаются участки, на которых рельеф приобретает бугристо-западинный рисунок, иногда блюдцеобразные западины накладываются на массивы полигонов, постепенно разрастаясь и «съедая» их, в результате чего поверхность суглинистой равнины оказывается сплошь испещрена такими западинами, разделенными лишь перемычками (рис. 6В).

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

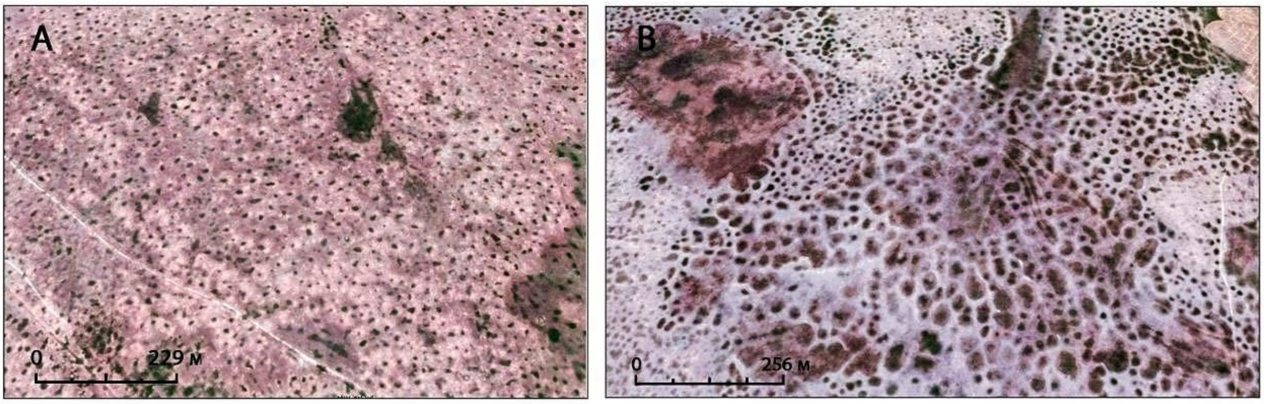

Рис. 6. Фрагмент космического снимка Прикаспийской низменности с западинным рельефом в западной (А) и в северной (В) части Урало-Кушумской суглинистой равнины.

Палеоаласный рельеф (реликтовые термокарстовые озера). К суглинистым равнинам Прикаспийской низменности приурочены, выработанные в лессовидных суглинках, плоские *озерные (падины) и лиманные котловины*. Это блюдцеобразные неглубокие понижения с плоскими днищами и пологими склонами. Форма озер часто идеально круглая, овально удлиненная, лопастная (рис. 7А).

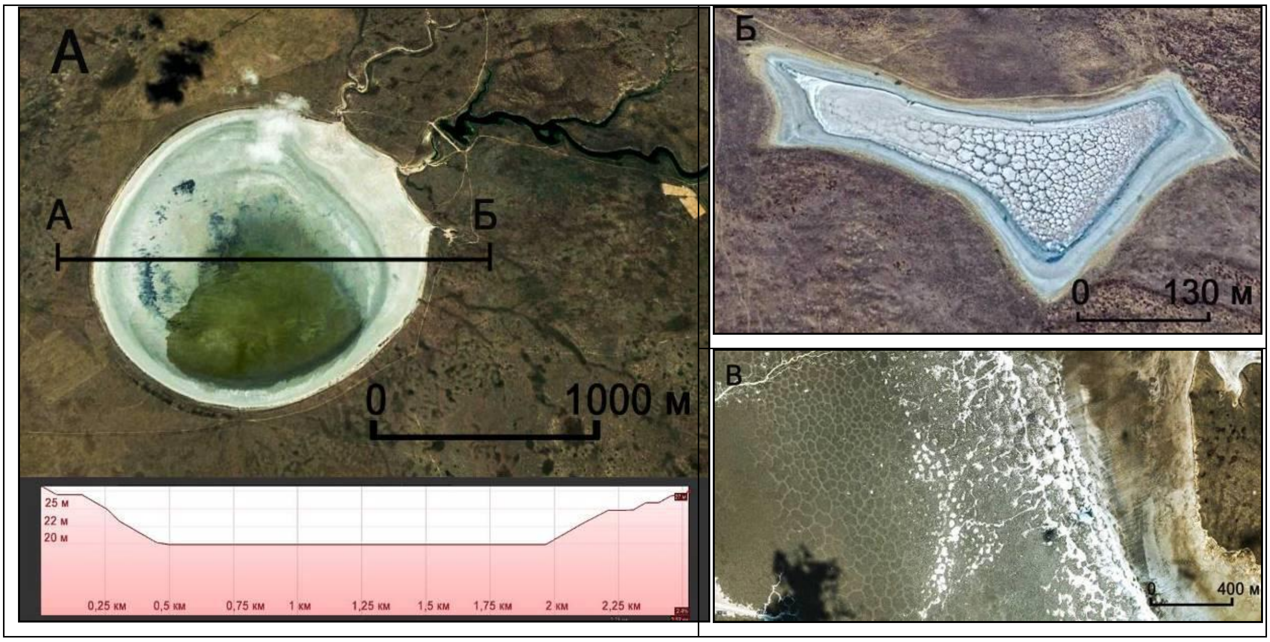

Рис. 7. Фрагмент космического снимка Прикаспийской низменности: А) озеро Альжан (50°16'01,71"С, 51°40'51,23"В), профиль по линии АБ; Б) сор в Рын-песках (47°12'20.09"С, 48°19'35.23"В); В) части озерной котловина озера Нижний Баскунчак.

Диаметр падин колеблется от 100 м до 1-1,5 км, глубина – от 0,5 м до 5 м, они не связаны с современной или древней речной сетью. Плоское дно падин, как правило, покрыто более влаголюбивой растительностью, чем окру-

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

жающие пространства. Такие понижения рельефа используются населением под сенокосы, а иногда и как пахотные угодья. По своему генезису крупные плоскодонные понижения, занятые мелководными озерами и морфологически весьма сходные с аласами Якутии, являются реликтовыми термокарстовыми озерами [1, 4].

Как известно, термокарст является самым распространенным процессом в криолитозоне. В процессе термокарста небольшие озерки углубляются, расширяются, соединяются между собой и превращаются в крупные озерные котловины, после спуска и осушения которых возникают плоскодонные заболоченные котловины. Начинается же процесс термокарста, чаще всего, с вытаивания ледяных жил, над которыми образуются четко выраженные канавы. В местах пересечения канав возникают небольшие по ширине, но глубокие озерки. Вся первоначально плоская поверхность расчленяется на плосковершинные блоки или бугры, разделенные канавами. Со временем ширина канав увеличивается, они превращаются в плоскодонные ложбины, увеличивается и площадь озерков в крестовинах. Если льдистость верхних горизонтов мерзлых толщ большая, то термокарстовый процесс движется дальше, охватывая все новые территории, и наконец, «съедает» возвышенные блоки между ложбинами, в результате чего образуются обширные плоскодонные озерные котловины [21, 22].

Важным доказательством термокарстового генезиса многих озерных котловин Прикаспийской низменности является полигональный рисунок на их дне, в виде системы светлых ячеек, ограниченных темными линиями, (рис. 7Б и В). Размеры ячеек 20-30 метров, ширина разграничивающих их линий 1-2 метра. В результате дешифрирования КС в разных районах Прикаспийской низменности выделено около 200 озерных котловин с одинаковым полигональным рисунком на дне. С нашей точки зрения, единственным объяснением происхождения данного рисунка являются позднеплейстоценовые полигональные системы морозобойных трещин, перешедшие в реликтовое состояние (вытаявшая решетка полигонально-жильных льдов).

Полигонально-валиковый рельеф. Феноменально широкая позднеплейстоценовая дельта реки Урал (треугольник, протяженностью с севера на юг 150-180 км, с шириной основания 80-100 км), по-видимому, также является перигляциальным наследием Прикаспия. На наш взгляд, эта дельта реки формировалась в условиях многолетней мерзлоты по типу прибрежно-

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

морских лайдов в условиях низменных, заболоченных участков побережья моря с неглубоко залегающей мерзлотой, которые периодически заливались водой в сильные нагоны. В условиях заболоченных пойм (лайдов), сложенных сверху песчаными глинами и глинистыми песками с большим количеством растительных остатков, процессы морозобойного растрескивания были очень интенсивны и хорошо выражены [10]. В результате в дельте р. Урал сформировался *полигонально-валиковый рельеф*, который, хорошо читается на космических снимках (рис. 8).

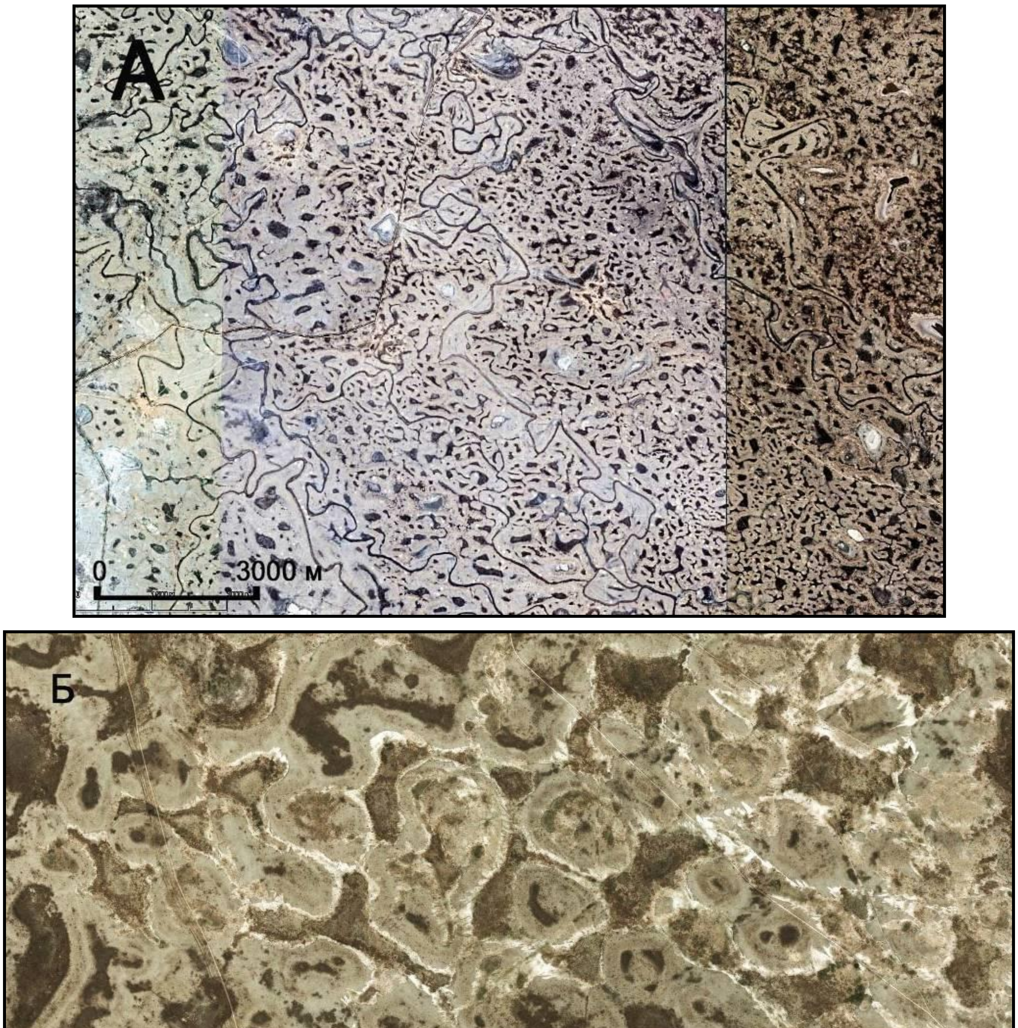

Рис. 8. Фрагмент космического снимка дельты р. Урал, с полигонально-валиковым рельефом: А) (47°30'18,54"С, 52°07'13,91"В); Б) (48°03'27,09"С, 51°49'53,07"В).

Полоса накопления лайдово-дельтовых отложений смещалась в пространстве за отступающим берегом моря. Особенно широкие территории эта полоса занимает, если осушающееся морское дно имеет незначительные уклоны. Известно, что Каспийское море имеет почти плоское дно и очень

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

слабые уклоны. В результате образовалась широкая позднеплейстоценовая дельта реки Урала.

Грядовый рельеф. Генезис рельефа Бэровских бугров, дискуссионные вопросы о происхождении которого не потеряли актуальности в настоящее время, хотя ни одна точка зрения не является общепринятой, по мнению автора, связан с перигляциальным наследием Прикаспийской низменности и является разновидностью грядового трещинно-полигонального мезорельефа [25].

Изучение морфологии Бэровских бугров по крупномасштабным снимкам приводит к выводу, что главными (рельефообразующими) их элементами являются не сами «бугры-гряды», а межгрядовые ложбины (рис. 9).

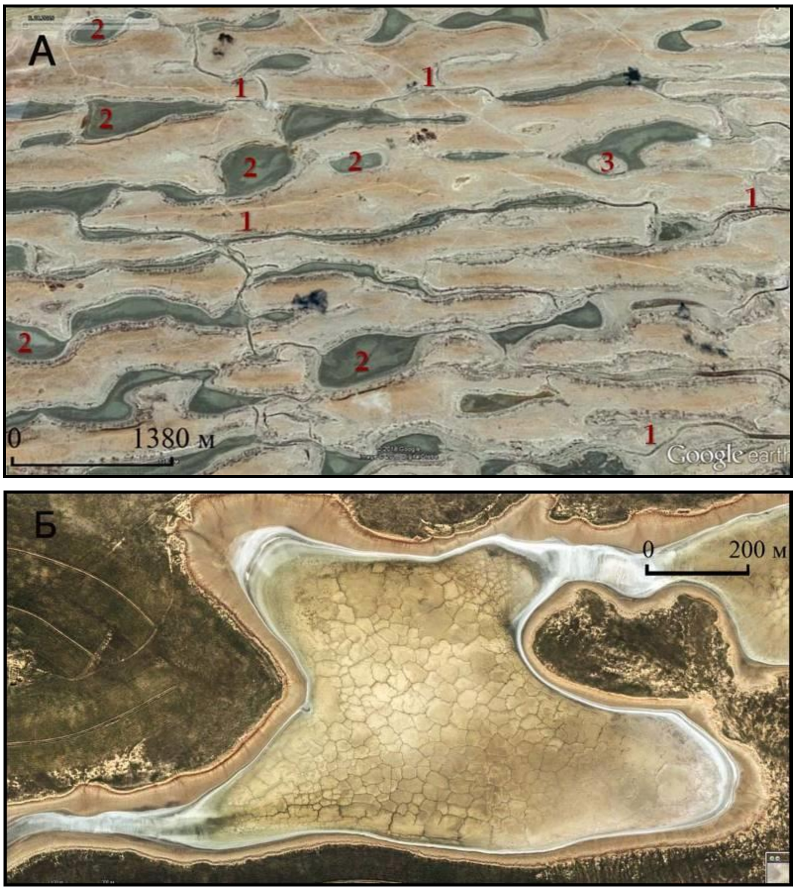

Рис. 9. Фрагмент космического снимка Прикаспийской низменности: А) юго-западная часть позднехвалынской дельты р. Урал (47°16'35,19"С, 50°50'02,14"В), 1 – реликтовые мерзлотные трещины; 2 – реликтовые термокарстовые озера; 3 – реликтовый термоэрозионный останец; Б) Западная ильменно-бугровая равнина (46°16'11,01"С, 47°10'57,22"В).

Эти ложбины – прямолинейные и параллельные, и на них, «нанизаны» расширения – озера-ильмени. Эти озера часто имеют угловатую, прямоугольную, идеально круглую, каплевидную, эллиптическую и треугольную форму (рис. 9А). Их форма позволяет провести аналогию с ориентированными тер-

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

мокарстовыми озерами, которые образовались в результате дифференцированного протаивания мерзлоты под действием преобладающих ветров [5, 6].

Механизм их образования следующий: после завершения позднехвалынской трансгрессии обширная, выровненная, однородная в геологическом отношении, сильно увлажненная поверхность Прикаспийской низменности начинает промерзать с образованием крупнополигональной системы мерзлотных трещин или трещин напора. Размеры полигонов-блоков были значительны и достигали нескольких сот метров в поперечнике. Развитие рельефа Бэровских бугров в позднем плейстоцене шло на основе полигональных сетей мерзлотных трещин или трещин напора, которые предопределяли проявление термокарстовых и термоэрозионных процессов вдоль своих депрессий. В результате последние расширялись и между ними возникали грядообразные формы, высота которых завесила от интенсивности термоэрозионной деятельности. Особенно интенсивно термокарстовые процессы развивались на пересечениях мерзлотных трещин, что привело к образованию просадочных котловин, очертания и расположение которых определялись в общих чертах полигональной сетью. В последующем происходило увеличение размеров озер за счет термических и термоабразионных процессов [5].

Наряду с мерзлотными, решающее значение при формировании системы закономерно ориентированных, параллельных и прямолинейных элементов рельефа районов распространения ББ имели эоловые процессы (сильные ветры с выраженным преобладанием одного или близких направлений). Под действием ветра, в результате дифференцированного протаивания мерзлоты образовывались параллельно вытянутые, эллиптические в плане озера, которые постепенно росли в направлении господствовавших в позднем плейстоцене ветров западных румбов. На дне многих озер и депрессии хорошо видна полигональная сеть, охарактеризованная выше (9Б).

Заключение

В позднем плейстоцене криогенез играл решающую роль в формировании мезо- и микрорельефа Прикаспийской низменности. Подавляющее большинство ландшафтных комплексов Прикаспийской низменности имеют позднеплейстоценовые перигляциальные «корни», в основе формирования которых лежала решетка полигонально-жильных льдов, расчленившая однородную поверхность Прикаспийской низменности на блоки (различных генераций от нескольких сот метров до нескольких метров) и межблочья, кото-

DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009

рые в дальнейшем направили ход экзогенных процессов: эрозии, выветривания, денудации и аккумуляции, термокарста как вдоль земной поверхности, так и в глубину, а позднее оказали решающее влияние на формирование современной ландшафтной структуры региона. Проведенные исследования с использованием данных дистанционного зондирования выявили широкое распространение на территории Прикаспийской низменности крупноблочного, ложбинного, западинного, палеоаласного, полигонально-валикового, грядового (Бэровские бугры) палеокриогенного рельефов.

(Работа выполнена в рамках темы НИР ИС УрО РАН № ГР АААА-А18-118011190104-1)

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас Казахской ССР. Том 1. Природные условия и ресурсы. М., ГУГК. 1982. 81 с.
2. Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф. и др. Новые данные о биостратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Каспия. Матер. VIII Всеросс. совещ. по изучению четвертичного периода. Ростов-на Дону, 2013: 56-57.
3. Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В. и др. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия. Стратиграфия. Геол. Коррелеция. 2004. 12 (1): 114-124.
4. Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976. 126 с.
5. Бойцов М.Н. Генезис и эволюция трещинно-полигонального рельефа. Тр. ВСЕГЕИ. 1963. 90: 55-80.
6. Бойцов М.Н. О формировании рельефа в условиях подземного оледенения. Тр. ВСЕГЕИ. 1961. 64: 27-36.
7. Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья. Тр. геологического ин-та АН СССР. М.: Изд-во АН СССР. I961. Вып. 49. 127 с.
8. Величко А.А. Криогенный рельеф позднеплейстоценовой перигляциальной зоны (криолитозоны) Восточной Европы. В сб. Четвертичный период и его история. М.: Изд-во АН СССР, 1965: 104-120.
9. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
10. Данилов И.Д. Подземные льды. М.: Недра, 1990. 140 с.
11. Доскач А. Г. Природное районирование Прикаспийской полупустыни. М.: Наука, 1979. 142 с.
12. Иванов И.В., Васильев И.Б. Человек, природа и почвы Рын-песков Волго-Уральского междуречья в голоцене. М.: ИНТЕЛЛЕКТ, 1996. 264 с.
13. Карандеева М.В. Геоморфология Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1957. 314 с.
14. Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. Пояснительная записка. С.-П.: Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология», 2010. 220 с.
15. Коломийцев Н.В. Условия формирования ательских пород Прикаспийской впадины и их инженерно-геологические особенности. Дис. ...канд. геолого-минералогических наук. М., 1985. 233 с.
16. Конищев В.Н., Курбанов Р.Н., Курчатова А.Н., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Таратунина Н.А., Янина Т.А. Отражение криогенеза в составе и микростроении лессов в разрезе Средняя Ахтуба.: Матер. Всеросс. научн. конф., посвящ. памяти профессора А.А. Величко. Пути эволюционной географии. М.: ИГ РАН, 2016: 483-488.
17. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лессовых водоразделов Русской равнины.

М.: Молнет, 2012. 260 с.
18. Николаев В.А., Копыл И.В., Пичугина Н.В. Ландшафтный феномен солянокупольной тектоники в полупустынном Приэльтонье. Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1998. 2: 35-39.
19. Николаев В.А., Копыл И.В., Пичугина Н.В. Фациальная структура полупустынного ландшафта в Северном Прикаспии. Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1995. 2: 74 -83.
20. Попов А.И. Блочный рельеф на севере Западной Сибири и в Большеземельской тундре. Вопросы физической географии полярных стран. М.: Изд-во МГУ, 1958. 1: 146-154.
21. Попов А.И. Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы. Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960: 10-36.
22. Попов А.И. Покровные суглинки и полигональный рельеф Большеземельской тундры. Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. М.: Изд-во МГУ, 1962: 109-130.
23. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267 с.
24. Рычагов Г.И. Хвалынский этап в истории Каспийского моря. Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2014. 4: 3 9.
25. Рябуха А.Г. Перигляциальная гипотеза происхождения рельефа Бэровских бугров Прикаспийской низменности. Матер. восьмого междунар. симпоз. Степи Северной Евразии. Оренбург, 2018: 837-840.
26. Рябуха А.Г. Перигляциальное наследие позднего плейстоцена в ландшафтах Прикаспийской низменности. Сб. трудов конф. «Палеопочвы, палеоэкология, палеоэкономика». Пущино, 2017: 172-177.
27. Свиточ А.А., Клювиткина Т.С. Бэровские бугры Нижнего Поволжья. М.: Изд-во МГУ, 2006. 159 с.
28. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М., МГУ им. Ломоносова, 1998, 292 с.
29. Свиточ А.А. Четвертичная геология, палеогеография, морской плейстоцен, соляная тектоника. М., РАСХН, 2002. 650 с.
30. Янина Т.А. Эволюция природной среды Понто-Каспия в условиях глобальных изменений климата в позднем плейстоцене. Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2013. 1: 3-17.

Получена 28.09.2018

(*Контактная информация:* **Рябуха Анна Геннадьевна** – кандидат географических наук, Врио директора Института степи УрО РАН, адрес: 460000, г. Оренбург, ул. Пионерская, 11; тел.: +7(3532)77-44-32, e-mail: annaryabukha@yandex.ru).

LITERATURA

1. Atlas Kazahskoj SSR. Tom 1. Prirodnye usloviya i resursy. M., GUGK. 1982. 81 s.
2. Bezrodnyh YU.P., Deliya S.V., Romanyuk B.F. i dr. Novye dannye o biostratigrafii i paleogeografii pozdnego plejstocena Kaspiya. Mater. VIII Vseross. soveshch. po izucheniyu chetvertichnogo perioda. Rostov-na Donu, 2013: 56-57.
3. Bezrodnyh YU.P., Romanyuk B.F., Deliya S.V. i dr. Biostratigrafiya, stroenie verhnechetvertichnyh otlozhenij i nekotorye cherty paleogeografii Severnogo Kaspiya. Stratigrafiya. Geol. Korreleciya. 2004. 12 (1): 114-124.
4. Berdnikov V.V. Paleokriogennyj mikrorel'ef centra Russkoj ravniny. M.: Nauka, 1976. 126 s.
5. Bojcov M.N. Genezis i ehvolyuciya treshchinno-poligonal'nogo rel'efa. Tr. VSEGEI. 1963. 90: 55-80.
6. Bojcov M.N. O formirovanii rel'efa v usloviyah podzemnogo oledeneniya. Tr. VSEGEI.

1961. 64: 27-36.
7. Vasil'ev YU.M. Antropogen YUzhnogo Zavolzh'ya. Tr. geologicheskogo in-ta AN SSSR. M.: Izd-vo AN SSSR. I961. Vyp. 49. 127 s.
8. Velichko A.A. Kriogennyj rel'ef pozdneplejstocenovoj periglyacial'noj zony (krio-litozony) Vostochnoj Evropy. V sb. CHetvertichnyj period i ego istoriya. M.: Izd-vo AN SSSR, 1965: 104-120.
9. Velichko A.A. Prirodnyj process v plejstocene. M.: Nauka, 1973. 256 s.
10. Danilov I.D. Podzemnye l'dy. M.: Nedra, 1990. 140 s.
11. Doskach A. G. Prirodnoe rajonirovanie Prikaspijskoj polupustyni. M.: Nauka, 1979. 142 s.
12. Ivanov I.V., Vasil'ev I.B. CHelovek, priroda i pochvy Ryn-peskov Volgo-Ural'skogo mezhdurech'ya v golocene. M.: INTELLEKT, 1996. 264 s.
13. Karandeeva M.V. Geomorfologiya Evropejskoj chasti SSSR. M.: Izd-vo MGU, 1957. 314 s.
14. Karta chetvertichnyh obrazovanij masshtaba 1:2 500 000 territorii Rossijskoj Federa-cii. Poyasnitel'naya zapiska. S.-P.: Minprirody Rossii, Rosnedra, FGUP «VSEGEI», FGUP «VNIIOkeangeologiya», 2010. 220 s.
15. Kolomijcev N.V. Usloviya formirovaniya atel'skih porod Prikaspijskoj vpadiny i ih inzhenerno-geologicheskie osobennosti. Dis. ...kand. geologo-mineralogicheskih nauk. M., 1985. 233 c.
16. Konishchev V.N., Kurbanov R.N., Kurchatova A.N., Rogov V.V., Streleckaya I.D., Taratunina N.A., YAnina T.A. Otrazhenie kriogeneza v sostave i mikrostroenii lessov v razreze Srednyaya Ahtuba.: Mater. Vseross. nauchn. konf., posvyashch. pamyati professora A.A. Velich-ko. Puti ehvolyucionnoj geografii. M.: IG RAN, 2016: 483-488.
17. Makeev A.O. Poverhnostnye paleopochvy lessovyh vodorazdelov Russkoj ravniny. M.: Molnet, 2012. 260 s.
18. Nikolaev V.A., Kopyl I.V., Pichugina N.V. Landshaftnyj fenomen solyanokupol'noj tek-toniki v polupustynnom Priehl'ton'e. Vestn. MGU. Ser. 5. Geografiya. 1998. 2: 35-39.
19. Nikolaev V.A., Kopyl I.V., Pichugina N.V. Facial'naya struktura polupustynnogo landshafta v Severnom Prikaspii. Vestn. MGU. Ser. 5. Geografiya. 1995. 2: 74 -83.
20. Popov A.I. Blochnyj rel'ef na severe Zapadnoj Sibiri i v Bol'shezemel'skoj tundre. Voprosy fizicheskoj geografii polyarnyh stran. M.: Izd-vo MGU, 1958. 1: 146-154.
21. Popov A.I. Periglyacial'nye obrazovaniya Severnoj Evrazii i ih geneticheskie tipy. Periglyacial'nye yavleniya na territorii SSSR. M.: Izd-vo MGU, 1960: 10-36.
22. Popov A.I. Pokrovnye suglinki i poligonal'nyj rel'ef Bol'shezemel'skoj tundry. Voprosy geograficheskogo merzlotovedeniya i periglyacial'noj morfologii. M.: Izd-vo MGU, 1962: 109-130.
23. Rychagov G.I. Plejstocenovaya istoriya Kaspijskogo morya. M.: Izd-vo MGU, 1997. 267 s.
24. Rychagov G.I. Hvalynskij ehtap v istorii Kaspijskogo morya. Vestn. MGU. Ser. 5. Geografiya. 2014. 4: 3 9.
25. Ryabuha A.G. Periglyacial'naya gipoteza proiskhozhdeniya rel'efa Behrovskih bugrov Pri-kaspijskoj nizmennosti. Mater. vos'mogo mezhdunar. simpoz. Stepi Severnoj Evrazii. Orenburg, 2018: 837-840.
26. Ryabuha A.G. Periglyacial'noe nasledie pozdnego plejstocena v landshaftah Prikaspijskoj nizmennosti. Sb. trudov konf. «Paleopochvy, paleoehkologiya, paleoehkonomika». Pushchino, 2017: 172-177.
27. Svitoch A.A., Klyuvitkina T.S. Behrovskie bugry Nizhnego Povolzh'ya. M.: Izd-vo MGU, 2006. 159 s.
28. Svitoch A.A., Selivanov A.O., YAnina T.A. Paleogeograficheskie sobytiya plejstocena Ponto-Kaspiya i Sredizemnomor'ya (materialy po rekonstrukcii i korrelyacii). M., MGU im. Lomonosova, 1998, 292 s.
29. Svitoch A.A. CHetvertichnaya geologiya, paleogeografiya, morskoj plejstocen, solyanaya tek-tonika. M., RASKHN, 2002. 650 s.
30. Yanina T.A. Ehvolyuciya prirodnoj sredy Ponto-Kaspiya v usloviyah global'nyh izmenenij

klimata v pozdnem plejstocene. Vestn. MGU. Ser. 5. Geografiya. 2013. 1: 3-17.

Образец ссылки на статью:

Рябуха А.Г. Роль позднеплейстоценовых перигляциальных условий в развитии ландшафтов Прикаспийской низменности. Бюллетень Оренбургского научного центра УрО РАН. 2018. 3: 23 с. [Электр. ресурс] (URL: http://elmag.uran.ru:9673/ magazine/Numbers/2018-3/Articles/RAG-2018-3.pdf). DOI: 10.24411/2304-9081-2018-13009.