

УДК 551.4 (574.1)

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭКОЛОГО-
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРИКАСПИЙСКИХ
РАВНИН КАЗАХСТАНА**

Канд. геол.-мин. наук Ф.Ж. Акиянова

С применением современных ГИС-технологий на основе анализа материалов разновременной цифровой космической съемки изучено и картографировано геоморфологическое строение Прикаспийских равнин Казахстана. Проведен факторный анализ формирования и развития современного рельефа казахстанской части шельфа и побережья, выявлена роль рельефа в пространственной локализации трансгрессивно-регрессивных условий позднего плейстоцена и голоцена. Показана возможность изучения колебаний уровня моря в прошлом с применением геоморфологического метода.

Каспийский регион является классическим примером макрорегиональной геоморфосистемы, длительное время развивающейся в условиях неустойчивых состояний окружающей среды. Причем адаптация природно-хозяйственных систем Прикаспия до середины 70-х годов 20 столетия к низким отметкам уровня моря привела к селитебному и промышленно-хозяйственному освоению территории осушки. В связи с этим в зоне непосредственного воздействия современной трансгрессивной фазы Каспия оказались населенные пункты, освоенные земли, промышленные объекты. Особенно негативным фактором явилось затопление и подтопление разрабатываемых месторождений углеводородного сырья.

Разведанные в настоящее время запасы углеводородного сырья на мелководном шельфе Каспийского моря (Кашаган, Кайран, Актоты и др.), планируемые быстрые темпы их освоения выводят на первый план экологические проблемы этого региона и необходимость всесторонней оценки природно-антропогенной среды в целях предотвращения возможных негативных последствий. Одним из немаловажных компонентов геосистемы Каспия является рельеф шельфа и береговой зоны, от направленности и интенсивности развития которого зависит состояние взаимосвязанных с ним ком-

понентов природной среды, а также жизнеспособность социальной и хозяйственной инфраструктуры побережья.

Одним из существенных факторов, определяющих развитие Прикаспийской геоморфосистемы в целом, являются колебания уровня Каспия, обуславливающие основные трансгрессивно-регрессивные циклы плейстоцен-голоценового времени [7, 10].

Анализ опубликованных данных свидетельствует о том, что за последние 10 тыс. лет амплитуда колебаний уровня бассейна достигала 25 м), от минус 9 до минус 34 м (в среднем до 0,25 см/год) [5]. В период инструментальных наблюдений (с 1837 г.) амплитуда колебаний уровня составила 3,8 м, от минус 25.2 м в 80-х годах 19 века до минус 29 м в 1977 г. (до 2,5 см/год). За это время положительные годовые приращения уровня превышали 30 см трижды (в 1867 – 38 см, в 1979 – 32 см, в 1991-39 см), а отрицательные - дважды (в 1851-32 см, в 1937 – 31 см). Аномальные значения в два-четыре раза превышают среднемноголетние приращения в 20 столетии. Среднее положительное приращение годового уровня за 1978...1995 гг. составило 14,3 см, а среднее отрицательное приращение за 1930...1941 гг.-16 см. Эти данные свидетельствуют о достаточно быстрой смене знака для этого самого крупного внутриматерикового водоема, что порождает различные толкования причин. В исследовании причин современного резкого подъема уровня Каспия, который является рекордным по длительности и скорости за время инструментальных наблюдений, наметились два основных направления - климатологическое и геологическое, по которым имеются многочисленные публикации [2, 9, 11, 12].

Распространилось мнение, что начавшийся в 1978 г. подъем уровня связан с существенным изменением климатического режима, происходит смена эпох циркуляции, рост частоты широтной формы и сокращение меридиональной. В первую очередь, начиная с 1976 г., увеличивается циклональная деятельность в среднем на 12 % по сравнению с предыдущим десятилетием. Увеличилось число Атлантических (на 48 %) и Западно-Европейских (31 %) циклонов с одновременным ростом их водности на 35 и 18 % соответственно. Это привело, на фоне глобального повышения температуры воздуха, к росту облачности, увеличению атмосферных осадков (следовательно, речного стока) и сокращению испарения. Большинство исследователей сходятся на том, что повышение уровня Каспийского моря продлится, по крайней мере, до 2010 г., так как должна продолжаться синоптическая циркуляционная эпоха, начавшаяся в 70 годах. В связи с изложенным существенную значимость приобретают

детальные геоморфологические исследования, которые, наряду с изучением литолого-стратиграфических свойств рельефообразующих пород, позволяют проведение палеогеографических, в том числе палеоклиматических реконструкций.

Исходным материалом явились полевые и камеральные исследования казахстанской части шельфа и побережья Каспийского моря в пределах Атырауской и Мангистауской областей и материалы предшественников [6]. Методический подход изучения современного рельефа в целом базировался на традиционных методах, новым явилось широкое привлечение ГИС-технологий. На основе дешифрирования разновременных цифровых космических снимков изучено и картографировано в ArcView3.2 а и в некоторых модулях ArcGIS 8.3. геоморфологическое строение и процессы природно-антропогенного рельефообразования для всего побережья и ключевых участков береговой зоны. На основе векторизации гипсометрических и батиметрических данных по региону построена цифровая модель рельефа (ЦМР или DEM - Digital Elevation Model), являющаяся одним из многофункциональных современных средств построения и цифрового представления трехмерных пространственных объектов, применяемых и в тематическом картографировании. Широчайшие возможности визуализации и пространственного морфометрического и морфологического анализа позволяют применять их в геоморфологических, палеогеографических и эколого-геоморфологических исследованиях.

Геоморфосистема прикаспийских равнин Казахстан делится на две крупные системы – *Северо-Каспийскую*, включающую аккумулятивные низменные морские и аллювиально-дельтовые равнины и мелководный шельф Северного Каспия, а также *Бозащи-Мангистаускую*, в пределы которой входят аккумулятивно-денудационные и денудационные равнины полуостровов Бозащи, Мангистау и шельф Среднего Каспия. Развитие Северо-Каспийской геоморфосистемы подчинено смене трансгрессивных и регрессивных режимов рельефообразования и выражается системой «море-суша» или «берег-суша».

Аккумулятивные четвертичные морские, аллювиально-дельтовые и эоловые низменные равнины северного побережья и равнины прилегающего мелководного шельфа относятся к Прикаспийской впадине допалеозойской Русской платформы. Прикаспийская впадина или синеклиза является областью развития солянокупольной тектоники и имеет докембрийско-раннепалеозойский фундамент, который на широте пос. Каратон

залегает на глубинах 10...12 км, а на широте г. Атырау около 7...8 км. Фундамент здесь сложен преимущественно кислыми гнейсами и в рельефе его поверхности выделяются выступы и прогибы второго порядка. В разрезе осадочного чехла Северо-Каспийского района выделяются подсолевой, солевой и надсолевой комплексы. Подсолевой комплекс разделен на две части: нижнюю песчано-сланцевую толщу, с участием эффузивно-осадочных пород и верхнюю терригенную, карбонатно-терригенную. Средняя мощность соленосного горизонта достигает 2 км. Остальная поверхность, за исключением небольших выходов соляных куполов, сложена горизонтально залегающими песчано-детритово-глинистыми отложениями четвертичного времени, которые накопились в результате трансгрессий уже обособившегося внутриконтинентального морского бассейна. Особенностью тектонического строения Прикаспийской впадины является развитие солянокупольных структур. Сокращение или отсутствие на сводах структур осадков неоген-четвертичного возраста, выраженность в современном рельефе свидетельствуют о тектонической их активности в новейший этап [8].

Типичный для рассматриваемой площади разрез четвертичных отложений имеет мощность 30...35 м и представлен по материалам бурения (снизу-вверх):

- бакинским (нижнечетвертичным) горизонтом, вскрытым на глубине 15...28 м, мощностью 5...10 м. Серые и бурые плотные, жирные, известковистые глины, местами песчанистые и ожелезненные с прослоями мелкозернистых кварцево-слюдистых песков.

- хазарским (среднечетвертичным) горизонтом, расположенным на глубинах 10...18 м. Глины бурые и коричневые, огипсованные, прослой и линзы мелкозернистых песков и алевритов. Вверху прослой ракушечника 0,5...1 м.

- хвалынским (верхнечетвертичным) горизонтом, мощностью 5...7 м. Коричневато-бурые плотные, бесструктурные глины и суглинки с прослоями легких известковистых супесей и мелкозернистых песков. Супеси и пески обводнены. Засоление хлоридное и сульфатно-хлоридное.

- новокаспийским (голоценовым) горизонтом. Серые мелкие и пылеватые пески, супеси, суглинки, опесчаненные илы и глины, ракушечники, мощностью до 7 м. Отложения связаны с последней трансгрессией Каспийского моря, максимум которой достигал – 22 м. Отложения палеонтологически охарактеризованы малакофауной, залегают несогласно на

хвалынских. Выделяются современные каспийские отложения (верхневокаспийские), которые на побережье распространены до отметок –25 м.

К континентальным четвертичным отложениям относятся суглинки, супеси и пески современных дельт рек Урала и Эмбы, мощностью до 10 м, отложения пойм и русел, а также разнородные пески и супеси долин временных водотоков. Отложения соросов представлены буровато-серыми засоленными супесями, песками, суглинками и глинами. По размерности материала преобладают частицы 0,25...0,1 мм (60...70 %). Глины весной текучие, летом – мягкопластичные. Мощность 1...2 м. Эоловые пески, с поверхности сухие, с глубиной слабовлажные, слабо засолены. Мощность до 2...4 м.

Среди форм антропогенного рельефа низменного побережья выделяются рельефоиды – искусственные формы рельефа: протяженные дамбы, защищающие населенные пункты и нефтяные промыслы от наводнений и часто используемые как дороги, насыпи железных и автомобильных дорог, карьеры, ирригационные каналы. Высота дамб в зависимости от рельефа местности 2...8 м, ширина по основанию не менее 10 м, протяженность – до нескольких сот км.

Бозащи-Мангистауская геоморфосистема, согласно ее развитию в новейший этап, делится на 2 подсистемы: Бозащинскую, с преобладанием в современном рельефообразовании аккумулятивных процессов и Мангистаускую, включающую денудационные пластовые равнины побережья с крупными переуглубленными котловинами, а также шельф Среднего Каспия. В целом развитие этой сложной региональной геоморфосистемы можно представить по упрощенной схеме взаимосвязей как «водораздел – склон – днище».

В структурном отношении Бозащи-Мангистауский район относится к Туранской плите, палеозойский складчатый фундамент находится на глубинах 4...7 км и выходит на поверхность лишь в ядре Каратауских поднятий. В осадконакоплении преимущественно терригенных слабодислоцированных мезозой-кайнозойских толщ платформенного чехла отмечаются многочисленные перерывы. Структурам платформенного чехла в современном рельефе соответствуют возвышенные структурно-денудационные плато на относительно литифицированном неогеновом субстрате, обрамленные чинками, абразионными и абразионно-аккумулятивными берегами [3, 4]. Исключением является полуостров Бозащи, тяготеющий по рельефу к структурам Прикаспийской низменности,

что подчеркивает его приграничное положение между двух крупных структур.

Одним из показателей неотектонической активности Северо-Бозашинского свода и Култукского прогиба является наличие грязевых вулканов, связанных с разрывными нарушениями. Мелководный шельф Северного Каспия (менее 20 м) отделен от погруженного шельфа Среднего Каспия (до 200 м) выраженным Мангышлакским порогом - продолжением п-ва Тупкараган.

Анализ данных повторного нивелирования в регионе показывает, что большая часть территории, включая низменное побережье, за последние 30...50 лет испытывает поднятие от + 0,2 до + 2 мм/год, в соответствии с рисунком. Значения увеличиваются в Мангышлак-Устюртском районе от + 1,6 до + 3,8 мм/год. Максимальные скорости вертикальных движений (более + 4 мм/год) приурочены к северу полуострова Тупкараган и югу полуострова Бозаши. Незначительное современное опускание от - 0,3 до - 0,6 мм/год испытывает Южно-Эмбенское побережье северо-восточного Каспия.

Абсолютные отметки поверхности структурно-денудационных равнин уменьшаются с востока на запад и с севера на юг от 280 м до 100 м. Характерной особенностью являются глубокие бессточные впадины, площадью в десятки и сотни км², в том числе Каракия (Карагие) с абсолютной отметкой днища в - 132 м, Ащысор (-38 м), Кошкарата (-34 м), Озен (31 м), Карамандыбас (40 м), Тунгракшин (30 м) и др. В расположении впадин наблюдается определенная закономерность, они образуют цепочки, параллельные каратауской структуре, кроме того впадины как правило приурочены к сводам антиклинальных структур. По наиболее распространенным представлениям образование впадин началось после отступления последнего неогенового (понтического) бассейна в пределах брахисинклинальных складок платформенного чехла. На сводах складок бронирующие равнину известняки были разбиты сетью трещин, по которым развивался карст. Дальнейшее расширение и углубление впадин происходило под воздействием сорových, суффозионных и более всего - дефляционных процессов.

По чинкам впадин обнажается горизонт известняков, мощностью до 30 м, который бронирует поверхность равнины. Известняки перекрыты четвертичными элювиальными отложениями, представленными супесью, мощностью 1...2 м. Известняки подстилаются глинами, мергелями и пес-

ками неогенового возраста и перекрываются четвертичными элювиальными отложениями, представленными супесью.

В понижениях впадин обнажены преимущественно глинистые породы неогена, в глубоких впадинах также палеогена, а в Каракия - даже верхнего мела. Песчанистые породы частично переработаны ветром. На углубленных участках днищ накапливаются четвертичные суглинистые осадки мощностью 2...4 м, по которым развиты современные соры и такыры. Борты впадин изрезаны овражной сетью, осложнены оползнями и местами выположены до 10...15°

Почвообразующими породами на поверхности денудационной равнины служат элювиальные и элювиально-делювиальные образования. Их мощность, степень щебнистости, супесчаности или суглинистости зависят от состава материнских пород. Относительно устойчивыми являются плотные оолитовые известняки, а пористые известняки-ракушечники, часто используемые в строительных целях, имеют небольшую прочность.

Обработка и анализ новых картографических материалов и дешифрирование разновременных космических снимков позволили выявить динамику развития описанных выше основных типов рельефа в пределах так называемой «истинной суши» и приуроченных к ним ведущих экзогенных процессов с учетом характера и степени антропогенного вмешательства, а также влияния современной трансгрессии Каспийского моря [1]. Но наибольшая трансформация рельефа характерна для береговой зоны, развивающейся в условиях тесного взаимодействия рельефообразующих сил суши и моря. Изучение и сравнение разновременных многоканальных цифровых космических снимков: Spot (1982 г), Ресурс (1998, 1999 гг.), Landsat-7 (.2000, 2001 гг.), Aster (2001, 2002 гг.), которые позволяют определить направленность перестройки берегов и выделить их наиболее динамично развивающиеся участки. Например, формирование современного бара у западного побережья п-ва Тупкараган, или активные обвально-оползневые и абразионные процессы северного побережья. На относительно углубленных участках возможно формирование вдольбереговых баров, как например, в З и СЗ частях п-ова Бозащи. Такие бары отчленяют узкие и длинные (до 3...5 км) лагуны, быстро осваиваемые тростниковой растительностью, которая ранее здесь полностью отсутствовала. На отмелях берегах осушенного происхождения, выровненных в результате сгонно-нагонной ветровой деятельности, важно определить границы часто повторяемых и максимальных нагонов. От этого зависит

сохранность защитных береговых дамб, автодорожных и железнодорожных насыпей.

Мангышлакский тип берега, обрывающийся, как правило, к морю на протяженных участках высокими крутыми уступами (чинками), в результате современной трансгрессии на 2,4 м вновь подвержен активной абразии. Например, на участке мыса Сагиндык высота чинка составляет почти 100 м, профиль ступенчатый с перепадом высот до 70 м. В верхней части чинка - отвесный уступ 12...15 м, в основании которого скапливаются глыбы обломочного материала. Ниже располагается наклонная поверхность, образованная денудационными процессами, ширина до 400 м. В ее пределах развит останцово-овражно-оползневой рельеф и возможны фрагменты древнекаспийских террас. Эта поверхность снизу ограничена активным клифом, высотой до 10 м. Клиф выработан в коренных известняках, в нижней его части образован бенч – слабонаклонная поверхность коренных пород абразионного происхождения, неровности которой выступают над водой.

Результатом проведенных исследований явились геоморфологические карты и карты рельефообразующих процессов, на которых показаны классы и типы рельефа, отражающие историю развития региона в новейший этап. Анализ реконструированных уровней за голоценовый (10 тыс. лет), исторический (2,5...3,0 тыс. лет) и инструментальный (1835...2003 гг.) периоды позволил по материалам Клиге Р.К. [5] выделить максимальные, средние и минимальные значения уровней, обозначенные в табл.

Таблица

Амплитуды колебаний уровня Каспийского моря

| Уровень моря в метрах | Период | | |
|-----------------------|------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| | голоценовый (10 тыс. лет) | исторический (2,5-3,0 тыс. лет) | инструментальный (1835-2003 гг) |
| максимальный | -9 | -20 | -25,2 |
| средний | -25 | -27 | -26,6 |
| минимальный | -34 | -34 | -29 |
| амплитуда колебаний | 25 (0,35 см/год) | 14 (0,55 см/год) | 3,8 (2,3 см/год) |

Амплитуда колебаний за инструментальный период основан на данных многих гидропостов и составляет 3,8 м, в среднем 2,3 см/год.

Для анализа пространственно-временных изменений картографированы наиболее подтвержденные и долговременные стояния Каспия: -34, -29, -27, -25, -22, -9, 0, 50 м (Рис.).

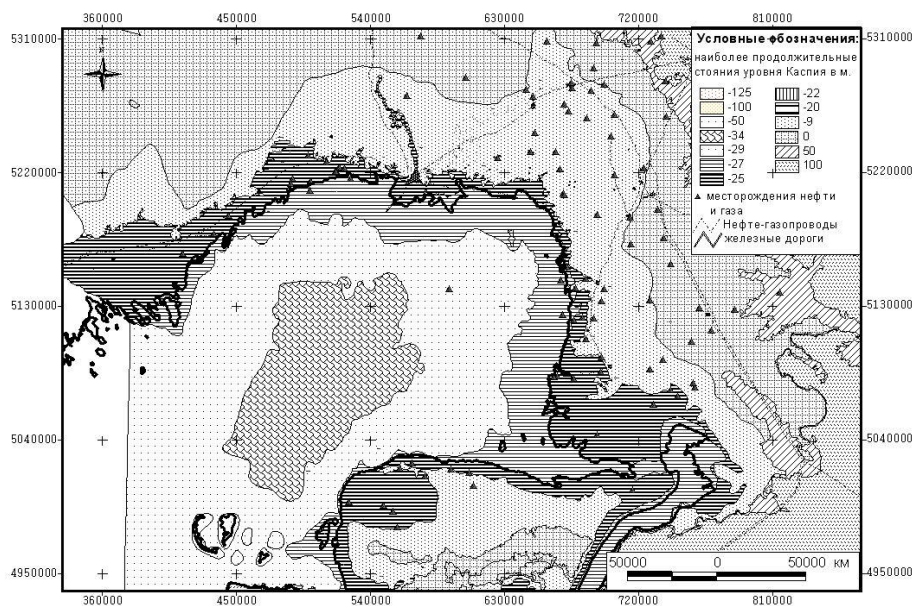


Рис. Фрагмент карты наиболее продолжительных стояний уровня Каспийского моря в позднем плейстоцене и голоцене.

Карта позволяет охарактеризовать риски затопления и подтопления селитебных объектов, месторождений углеводородного сырья и общей инфраструктуры нефтегазового сектора при различных сценариях колебания уровня. Судя по карте, в зоне подтопления и воздействия сгонно-нагонных вод расположены многие действующие нефтегазовые месторождения (Мартыши, Камышитовое, Жанаталап, Западная Морская Прорва, Терензек, Ботахан, Карсак, Тенгиз и др.), которые обвалованы дамбами в основном из местных грунтов, характеризующихся высокой проницаемостью и подверженностью абразионным и эрозионным процессам. Проблема загрязнения вод и почв нефтепродуктами является очень актуальной для полностью затопленных месторождений Восточная Кокарна, Тажигали, Прибрежное, Пустынное, Морское.

Для более детального выделения геоморфологических уровней полигенетических равнин казахстанского Прикаспия составлена цифровая модель рельефа (ЦМР) казахстанского Прикаспия, основанная на топографических и тематических картах, цифровых космических снимках и нескольких снимках DEM (Aster). Для привязки и уточнения абсолютной отметок местности в поле с помощью прибора глобального позициониро-

вания (GPS) определялись координаты пунктов триангуляционной сети или наиболее выразительных объектов.

Цифровая модель рельефа включает казахстанскую часть шельфа и побережья региона и отражает основные геолого-тектонические и геоморфологические особенности строения. Модель выполнена в наиболее распространенных форматах представления пространственных данных, основанных на сети TIN (Triangulated Irregular Network) и GRID. Анализ модели в формате TIN и GRID четко выделяет и дифференцирует по уровням наиболее широко развитые здесь поверхности аккумулятивных морских и денудационных равнин, показывает участки их расчленения. Уровни рельефа хорошо читаются на профиле.

Анализ модели в формате TIN и GRID показывает, к каким морфометрическим и морфологическим типам рельефа приурочены те или иные очаги нефтегазового загрязнения, а литологическая карта рельефообразующего слоя вкуче с анализом климато-гидрологических условий показывает, какие рельефообразующие процессы участвуют в транзите и аккумуляции тех или иных загрязняющих веществ.

Следующим шагом в обработке и анализе ЦМР было построение карт уклонов, на которых конкретизируются ареалы сноса и аккумуляции загрязнителей территории. Анализ карты показал ряд закономерностей в строении морских равнин, не отмеченных нами ранее. Полученные данные были дополнены картой экспозиции склонов, где экспозиции склонов могут быть показаны азимутами или румбами. Наложение всех полученных цифровых материалов позволило оценить и картографировать эколого-геоморфологические условия района исследований.

Таким образом, полученные в результате работ материалы свидетельствуют о том, что геоморфологическое строение и современная трансформация рельефа побережья и шельфа подчинены определенным природным закономерностям, среди которых существенная роль отводится колебаниям уровня Каспийского моря, на которые в целом накладывается усиливающееся в последние годы антропогенное воздействие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акиянова Ф.Ж. Закономерности современного рельефообразования Казахстанского Прикаспия и проблемы экологии. // Первый Центрально-Азиатский геотехнический симпозиум. – Астана, 2000. - С. 864-868.
2. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровней морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС. - 1999. – 298 с.

3. Каспийское море: Вопросы геологии и геоморфологии. - М.: Наука, 1990. – 150 с.
4. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза // Под. ред. В.Н. Холодова, Ю.П.Хрусталева и др.) – М.: Наука, 1989. - 184 с.
5. Кадукин А.И., Клиге Р.К. Многолетние колебания и современный уровень режим Каспийского и Аральского морей. // Тр. ГГИ. – 1990. – Вып. 338. – С.132-140.
6. Леонтьев О.К., Е.М.Маев и Г.И.Рычагов. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Издательство МГУ, 1977. – 208 с.
7. Маев Е.Г. Регрессии Каспийского моря (их место в четвертичной истории Каспия и роль в формировании рельефа дна) // Геоморфология. – 1994. – №2. –С.94 – 101.
8. Нурмамбетов Э.И. Прикаспийская аккумулятивная равнина // Кн.: Рельеф Казахстана. Часть 2. – Алма-Ата, Изд. «Ғылым». –1991. - С.144-155.
9. Родионов С.Н. Уровень Каспийского моря и климат. Человек и стихия // Гидрометеорологический сборник. - Л.: Гидрометиздат, 1991. - С. 97-100.
10. Свиточ А.А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание). // В кн.:Палеогеография и геоморфология каспийского региона в плейстоцене. М.: Наука. 1991. – С.5 – 100.
11. Сыдыков Ж.С., Голубцов В.В., Куандыков Б.М. Каспийское море и его прибрежная зона. – Алматы: Олке, 1995. - С. 211.
12. Шиварева С.П., Ивкина Н.И., Строева Т.П. и др. Многолетние колебания уровня моря // Каспийское море у берегов Казахстана. - Алматы: Изд-во "Информ. аналит. центр геологии, экологии и природных ресурсов РК", 2000. - С. 6-7. №3. - С. 66-72.

Институт географии

КАСПИЙМАҢЫ ЖАЗЫҚТАРЫНЫҢ ГЕОМОРФОЛОГИЯЛЫҚ ҚҰРЫЛЫМЫ ЖӘНЕ ЭКОЛОГИЯЛЫҚ - ГЕОМОРФОЛОГИЯЛЫҚ ЖАҒДАЙЛАРЫ

Геол.-мин. ғылымд. канд. Ф.Ж. Акиянова

Қазіргі заманға сай ГАЖ-технологиялары пайдаланылып, цифрлық ғарыштық съёмка мағлұматтарының негізінде қазақстандық Каспиймаңы жазықтарының геоморфологиялық құрылымы зерттелді, картаға түсірілді. Қазақстандық шельф пен жағалаумаңының қазіргі жер бедерінің түзілуі мен динамикасын факторларына талдау жасалып, плейстоцен мен голоценнің трансгрессиялық-регрессиялық жағдайларының кеңістіктік локализациясын-дағы ролі анықталды. Геоморфологиялық әдісті пайдалана отырып теңіз деңгейінің

өткен уақыттағы ауытқуларын зерттеу мүмкіншілігі көрсетілді.