

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

На правах рукописи

КУРБАНОВ РЕДЖЕП НУРМУРАДОВИЧ

**МОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО  
ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ  
И ГОЛОЦЕНЕ**

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата географических наук по  
специальности 25.00.25

Геоморфология и эволюционная география

Научный руководитель: д.г.н., профессор А.А. Величко

Москва 2014

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b>	C. 4
<b>ГЛАВА 1. История изучения юго-восточного побережья Каспийского моря</b>	C. 11
<b>ГЛАВА 2. Методы исследования</b>	C. 25
2.1. Современные подходы к реконструкции развития побережий морей и океанов в условиях колебания уровня	C. 25
2.2. Дистанционные и картографические методы	C. 29
2.3. Методы полевых исследований	C. 34
2.4. Аналитические методы:	C. 38
2.4.1. Гранулометрический анализ	C. 38
2.4.2. Минералого-петрографический анализ	C. 39
2.4.3. Анализ малакофауны	C. 41
2.4.4. Методы физического датирования	C. 44
<b>ГЛАВА 3. Физико-географическая характеристика</b>	C. 48
3.1. Ландшафтно-климатические условия и основные факторы формирования прибрежных экосистем	C. 48
3.2. Геологическое строение района исследования	C. 53
3.2.1. Тектоника	C. 53
3.2.2. Стратиграфия	C. 58
3.3. Колебания уровня Каспийского моря	C. 74
<b>ГЛАВА 4. Строение четвертичных отложений в разрезе «Западный Челекен»</b>	C. 82
4.1. Разрез «Западный Челекен»	C. 84
4.2. Анализ малакофауны	C. 88
4.3. Механический состав и минералого-петрографический анализ	C. 92
4.4. Физическое датирование отложений	C. 99

4.5. Реконструкция природных условий полуострова Челекен в позднем неоплейстоцене и голоцене	С. 100
<b>ГЛАВА 5. Геоморфологическое строение побережья</b>	С. 107
<b>ГЛАВА 6. Типы берегов и прогноз их развития</b>	С. 118
6.1. Динамика берегов п-ова Челекен	С. 121
6.2. Прогноз развития берегов	С. 130
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b>	С. 133
<b>ЛИТЕРАТУРА</b>	С. 135

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы.** Каспийское море является крупнейшим в мире замкнутым бассейном внутреннего стока, для которого характерны высокоамплитудные длинно- и короткопериодные колебания уровня, зафиксированные как в геологическом прошлом, так и в историческое время. Развитие трансгрессий и регрессий определяется сочетанием ряда географических и геологических факторов, среди которых ведущую роль играет баланс речного стока и испарения с поверхности моря.

Уникальность Каспийского бассейна для изучения морфодинамики берегов заключается в возможности «вживую», за годы и первые десятилетия, наблюдать значительные (более 3 метров) изменения уровня и реакцию на них береговой зоны, что делает Каспий своего рода природной лабораторией, вносящей весомый вклад в развитие учения о берегах. Вместе с теоретическими вопросами на побережье Каспия возникает и ряд прикладных задач, связанных с защитой от опасных процессов и явлений, спровоцированных резкими колебаниями уровня моря. Так, флуктуации уровня Каспийского моря в XX веке стали причиной массы негативных последствий для народного хозяйства региона. В условиях катастрофического подъема уровня в середине XX столетия произошло затопление значительных пространств прибрежной суши, усилилась абразия, уменьшился вылов рыбы, а сосредоточенные на побережье объекты транспорта и нефтегазодобычи, промышленные предприятия и населенные пункты оказались подтопленными, в результате чего резко обострилась социально-экологическая ситуация. В условиях происходящего в настоящее время понижения уровня Каспия ожидается повторение негативных последствий характеризовавших регрессию первой половины XX века: формирования широкой полосы осушения, развития эоловых процессов, обмеления судоходных каналов и др.

Проводимое в настоящее время комплексное хозяйственное освоение юго-восточного побережья Каспийского моря требует создания научно-обоснованного прогноза развития рельефа береговой зоны, при различных сценариях изменения уровня. Такой прогноз не может быть построен без ретроспективного анализа динамики уровня и трансформации береговой зоны за десятки, сотни и тысячи лет, что составляет одну из главных задач данного исследования.

В настоящее время накоплен значительный материал по истории Каспийского моря и морфологии его берегов. Однако основное внимание исследователей долгие годы привлекали западное и северное побережья, в то время как восточное побережье, и особенно его юго-восточная часть, затрагивались мало, и описаны часто в общих чертах.

Туркменское побережье является наименее изученным на современном уровне. Последние значимые работы по стратиграфии и палеогеографии морского плейстоцена-голоцена и изучению геоморфологического строения Туркменского побережья проводились более 50 лет назад - еще в 1930-1960е годы. И это несмотря на то, что данный район представляет огромную ценность для решения ряда вопросов палеогеографии Каспия и геоморфологии его берегов. Еще П.В. Федоров (1948), Л.А. Невеская (1958) и Б.А. Федорович (1983) указывали в своих работах на большое значение разрезов четвертичных отложений, вскрывающихся в обнажениях антиклинальных структур Прибалханского района, которые по своей полноте могут быть сопоставимы лишь с классическими разрезами Азербайджана, а отсутствие крупных впадающих рек позволяет изучать развитие береговых процессов без влияния флювиального привноса наносов.

Таким образом, возникли объективные предпосылки для постановки исследования морфологии и эволюции юго-восточного побережья Каспийского моря в позднем плейстоцене и голоцене.

**Цель исследования** – реконструировать эволюцию рельефа побережья в позднем неоплейстоцене и голоцене, выявить закономерности развития берегов исследуемого района в условиях колебания уровня Каспия и дать прогноз развития берегов в контексте ожидаемых изменений уровня Каспийского моря на ближайшие десятилетия.

Для достижения поставленной цели потребовалось решить следующие **задачи**:

1. Проанализировать имеющиеся в литературе представления о морфологии, возрасте и истории формирования юго-восточного побережья Каспийского моря.
2. Изучить строение поздне-неоплейстоценовых и голоценовых отложений на примере ключевого участка Челекен и выявить основные закономерности эволюции береговых экосистем.
3. Выделить современные генетические типы берегов для ключевого участка Челекен, и на основании анализа данных дистанционного зондирования, картографических материалов и собственных полевых исследований определить реакцию различных типов берегов на прогнозируемые изменения уровня Каспийского моря в связи с динамикой климата.
4. Составить прогнозную карту динамики берегов Юго-Восточного побережья Каспийского моря на ближайшую перспективу.

**Объекты и состав исследования.** Изучение поздне-неоплейстоценовых и голоценовых отложений и наблюдение за развитием береговых процессов проводились на ключевом участке - полуострове Челекен, Западно-Туркменская низменность.

**Методы исследования.** На начальном этапе исследования проводился анализ разновременных топографических карт и материалов дистанционного зондирования с целью изучения эволюции берегов и динамики береговой линии при разных уровнях Каспийского моря с 1975 по 2012 гг. Полевой этап включал в себя следующие виды работ: изучение строения морских четвертичных отложений, включая инструментальную фиксацию границ стратиграфических подразделений; послойное описание разреза и отбор проб; характеристику геоморфологического строения побережья с выделением основных типов берегов. На камеральном этапе исследования выполнялись лабораторные анализы отобранных проб отложений (гранулометрический, минералого-петрографический) и образцов морской фауны (малакофаунистический), а также проводилось радиоуглеродное датирование раковин моллюсков из отдельных горизонтов изученного разреза; проводилась корреляция выделенных горизонтов с общей стратиграфической схемой Каспийской области; оценивалась реакция различных типов берегов на прогнозируемые изменения уровня Каспийского моря; строились прогнозные карты.

**Научная новизна:**

1. Детально изучено строение верхне-неоплейстоценовых и голоценовых отложений полуострова Челекен: выделены фаунистические комплексы, характеризующие данные отложения, проведен минералогический анализ слагающих осадков, получены первые радиоуглеродные датировки для хвалынских отложений юго-восточного побережья Каспийского моря.

2. Проведено детальное изучение современной морфологии берегов юго-восточного побережья, выделены генетические типы берегов.

3. Впервые составлена карта генетических типов берегов для юго-восточного Прикаспия.

4. Составлена прогнозная карта развития берегов юго-восточного Прикаспия в условиях колебания уровня Каспийского моря.

**Защищаемые положения:**

1. В сводном разрезе морского неоплейстоцена полуострова Челекен установлены четыре фаунистически охарактеризованных комплекса отложений, образующих его стратиграфическую основу: бакинский, урунджикский, хвалынский и новокаспийский.

2. Ранне- и позднехвалынский возраст отложений средней части разреза «Западный Челекен» определяется по фаунистическим характеристикам и подтверждается радиоуглеродными датировками раковин *Didacna praetrigonoidas* и

*Didacna umbanata* (табл.): 11830±160 л.н. (13750±170 кал.л.н.) и 13870±230 л.н. (17260±160 кал.л.н.).

3. Обилие перерывов и следов размыва в разрезе четвертичных отложений Челекена, а также деформированность морских террас побережья свидетельствуют о высокой новейшей тектонической активности Челекенской складки. Установлено, что амплитуда деформации уровня береговой линии максимальной стадии новокаспийской трансгрессии достигает 6,5 м (до -13,6 м абс.), а средняя скорость тектонического воздымания превышает 1 мм/год.

4. В ходе развития хвалынской и новокаспийской трансгрессий в акватории моря господствовали условия, способствовавшие формированию устойчивого поперечного перемещения наносов, результатом которого стало широкое распространение аккумулятивных форм, сложенных в основном за счет материала поступавшего с берегового склона, а также хемогенного и биогенного генезиса. На побережье поперечное перемещение наносов господствует и в настоящее время, о чем свидетельствуют: морфология аккумулятивных форм, вещественный состав пляжевых отложений, широкое распространение бенча.

5. На Юго-Восточном побережье Каспийского моря выделяются следующие генетические типы берегов: аккумулятивные пляжевые (преобладают), аккумулятивные лагунные, абразионные и осушные.

6. Исторический анализ развития берегов юго-восточного побережья Каспия и современные представления по трансформации береговой зоны в условиях трансгрессивно-регрессивных циклов позволяют прогнозировать широкое развитие аккумулятивно-лагунных берегов при подъеме уровня на 1-2 метра выше современного. Размыв новокаспийской террасы и переход значительной части современных аккумулятивных берегов в абразионные ожидается при подъеме уровня до 5 м. Падение уровня моря на 1-2 метра ниже современно вызовет резкое сокращение абразионных берегов, повсеместную аккумуляцию материала и формирование широкого пляжа вдоль всего побережья. Падение уровня моря больше чем на 2 метра ниже современного выразится в широком развитии аккумулятивных берегов, осушении значительных участков мелководий с повсеместным развитием эоловых процессов.

**Практическая значимость.** Наличие в регионе крупных месторождений нефти и газа в сочетании с увеличением мирового спроса на нефть и газ и снижением их запасов, вызвали значительный рост интереса к региону. В настоящее время претворяется в жизнь программа комплексного развития Туркменского побережья, освоения ряда нефтегазовых месторождений, создается международный туристический центр «Аваза», строятся и

расширяются промышленные предприятия, морские порты, нефте- и газохранилища, нефтеналивные пристани.

Нефтедобыча в районе полуострова Челекен (месторождения Западный и Восточный Челекен), на территории Западно-Туркменской низменности (Окарем, Чекишлер, Гограньдаг и др.) и в близлежащей акватории Каспийского моря (банки Жданова, Губкина и ЛАМ), транспортировка нефти и газа по трубопроводам и танкерами, - оказывают неблагоприятное воздействие на экологическую обстановку региона, биоразнообразие и экосистемы в целом. Экологическая ситуация осложняется наличием на побережье Туркменбашинского комплекса нефтеперерабатывающих заводов и ряда химических предприятий (йодо-бромный завод, завод технического углерода и др.). Высокая концентрация на побережье нефтедобывающих и химических предприятий требует особого внимания к проблемам окружающей среды и экологической безопасности, поскольку существует угроза не только загрязнения вод и атмосферы, но и затопления промышленных объектов в случае подъема уровня моря.

Таким образом, в настоящее время сложилась необходимость оценки современного состояния берегов и прогноза их развития на ближайшую перспективу, что требует детального палеогеографического и геоморфологического анализа состояния береговой зоны, в том числе для выявления наиболее уязвимых территорий.

**Личный вклад автора.** Автор принял личное участие в сборе и обработке материалов, положенных в основу диссертации. В ходе экспедиционных работ в 2006-2012 гг. выполнялись следующие работы: выбор, расчистка и описание разрезов, фиксация уровней морских отложений в береговых обнажениях, отбор образцов на комплекс анализов, описание геоморфологического строения побережья, профилирование береговой зоны, изучение морфологических типов берегов и наблюдение за их динамикой.

Непосредственно автором выполнен гранулометрический и минералогический петрографический анализы для ряда опорных разрезов полуострова Челекен. Гранулометрический анализ проведен с использованием лазерного анализатора размеров частиц в лаборатории кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ. Автором произведено дешифрирование космических снимков побережья для разных лет. Проведен сравнительный анализ данных дешифрирования с натурными наблюдениями, на основании которого выявлены основные закономерности трансформации береговой зоны для второй половины XX и начала XXI столетия.

**Достоверность** работы обусловлена использованием большого объема фактического материала, применением современных методик его обработки и интерпретации,

сопоставимостью полученных данных с опубликованными материалами по другим берегам Каспия, апробацией результатов работы на ряде конференций. Результаты работы докладывались и обсуждались на VI геоморфологической конференции «Щукинские чтения» (Москва, 2010), международной конференции “The Caspian region: environmental consequences of the climate change” (Москва, Географический ф-т МГУ, 2010), международной конференции «Марковские чтения 2010 года» (Москва, Географический ф-т МГУ, 2010), школе-конференции молодых ученых «Land-Ocean-Atmosphere Interactions in the Changing World» (Балтийская коса, 2011), международном симпозиуме «Каспийский экологический форум» (Туркменбаши, Туркменистан, 2011), VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (Ростов-на-Дону, 2013).

**Публикации.** По теме диссертации опубликовано 15 научных работ, из них 3 статьи в рецензируемых изданиях, рекомендованных ВАК.

**Объем и структура.** Работа состоит из 6 глав, введения, заключения (148 страницы текста), списка литературы (208 наименований). Содержит 49 рисунков и 10 таблиц.

**Благодарность.** Автор выражает сердечную благодарность своему научному руководителю, д.г.н., профессору А.А. Величко за ценные научные консультации, поддержку, терпение и постоянное внимание к данной работе; профессору Г.И. Рычагову за неоценимую помощь в понимании закономерностей развития береговой зоны, профессору А.А. Свиточу и д.г.н Т.А. Яниной за постоянные консультации по вопросам истории Каспийского региона, помощь в проведении малакофаунистического и радиоуглеродного анализов, проф. А.А. Тишкову, А.Л. Чепалыге, сотрудникам и аспирантам Лаборатории эволюционной географии ИГ РАН (С.Н. Тимиревой, О.К. Борисовой, Е.И. Куренковой, Ю.М. Кононову, В.В. Семенову, В.В. Писаревой, М.А. Фаустовой, Е.А. Константинову, П.Г. Панину, И.Г. Чубарову) за помощь в подготовке работы и важные замечания по тексту диссертации; сотрудникам кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ, за помощь в проведении полевых и лабораторных работ, доценту Кафедры литологии и морской геологии Геологического факультета МГУ Г.М. Седаевой за помощь в проведении минералогического анализа, сотрудникам и студентам кафедры картографии и геоинформатики Географического факультета МГУ (А.А. Сучилину, В.В. Куликовой) за помощь в работе с космическими снимками и картографическими материалами, сотрудникам Академии наук Туркменистана проф. А.Б. Бабаеву, Г.Б. Худайназарову, П.Э. Эсенову и А. Нигарову за консультации и помощь в организации и проведении полевых работ, Совету Молодых Ученых ИГ РАН и лично член-корр. РАН О.Н. Соломиной; также Н.Х. Курбанову, Г.А.

Курбановой, М.К. Курбановой, и Д.Я. Нурлыеву за помощь в организации и проведении полевых работ.

## Глава 1. История изучения юго-восточного побережья Каспийского моря

Первые сведения по геологии и геоморфологии юго-восточного побережья Каспийского моря появляются в XVIII в., когда туркменское побережье Каспийского моря стало посещаться русскими экспедициями (Леонтьев, Халилов, 1956). На первом этапе, на протяжении XVIII в., исследованиями была охвачена узкая полоса побережья Каспийского моря. Работы ограничивались обычно топографической съемкой и описаниями берегов, сбором общих географических сведений (Зонн, 2005). Заслуживают внимания данные об очертании берегов, свидетельствующие об изменениях уровня Каспийского моря, а также первые указания о наличии на острове (ныне полуострове) Челекене полезных ископаемых (нефти, серы, озокерита и соли).

Начало непосредственным исследованиям юго-восточного побережья Каспийского моря положила организованная в 1715 году Петром I экспедиция А. Бековича-Черкасского (Леонтьев, Халилов, 1956). В ходе экспедиции был впервые описан восточный берег Каспийского моря, составлена карта от Астрахани до Красноводского залива. Балханский залив на карте довольно больших размеров, отчетливо обозначены острова Нефтяной (Челекен) и Дервиш, что, по-видимому, свидетельствует о более высоком по сравнению с современным положением уровня Каспия. Особенно интересным представляется существование в Балханском заливе обособленного о-ва Дервиш (ныне корневая часть Южно-Челекенской косы), который за историческое время неоднократно соединялся с Челекеном вслед за очередным снижением уровня моря.

По повелению Петра I, в целях изучения побережья Каспия, были проведены три экспедиции под руководством капитан-лейтенанта Карла Ван Вердена (рис. 1) и лейтенанта Федора Соймонова (соответственно в 1719, 1720 и 1721 гг.). В результате французским картографом Г. Делилем была гравирована в 1721 году (рис. 2), на тот момент, самая современная карта побережья (Леонтьев, Халилов, 1956). На карте показаны два обособленных острова – Нефтяной и Дервиш.

На карте английского торгового общества, изданной в 1753 году (рис.3), остров Нефтяной имеет уже значительно большие размеры, по сравнению с предыдущими картами, что может свидетельствовать о понижении уровня моря в этот период.

В 1764—1765 гг. восточное побережье моря обследовалось экспедицией под руководством капитана И.В. Токмачева и инженер-майора М. Лодыженского (Леонтьев и др., 1977).

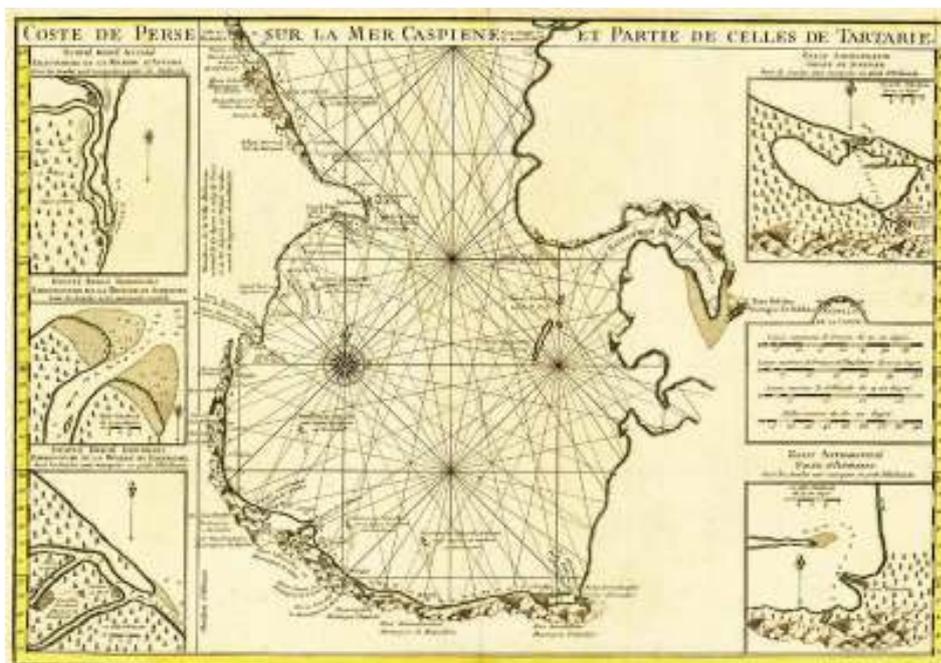


Рисунок 1. Карта Каспийского моря Ван Вердена и Ф.И. Соймонова, 1720.

Остров Дервиш (длиной 8,5 верст, т.е. 9 км) на карте И.В. Токмачева обособлен от Нефтяного, но если во время экспедиции Т. Вудруфа острова разделял глубокий пролив, то сейчас глубины здесь составляли всего 6-7 метров, остров Нефтяной на карте с востока окружен обширной полосой мелководья, где невозможно было пройти даже на лодке.

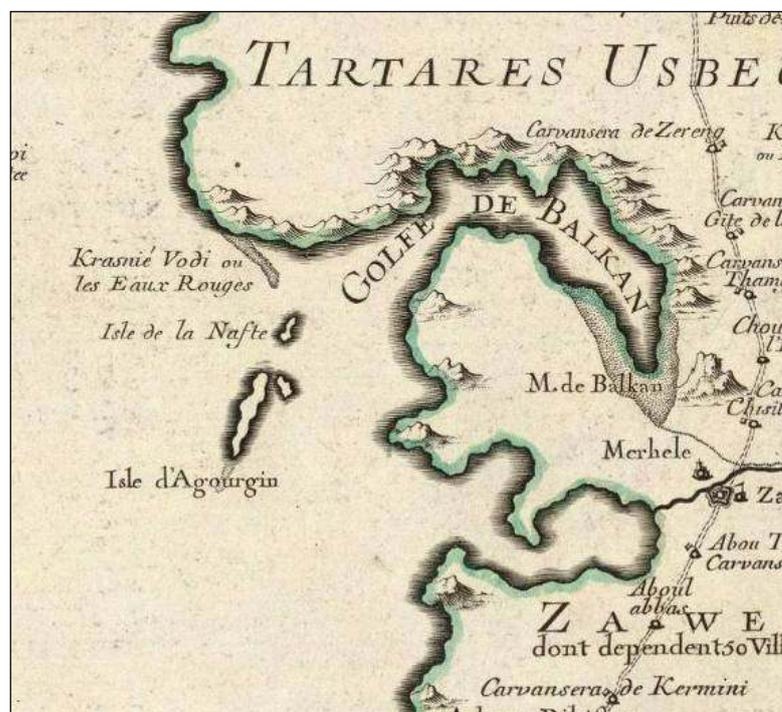
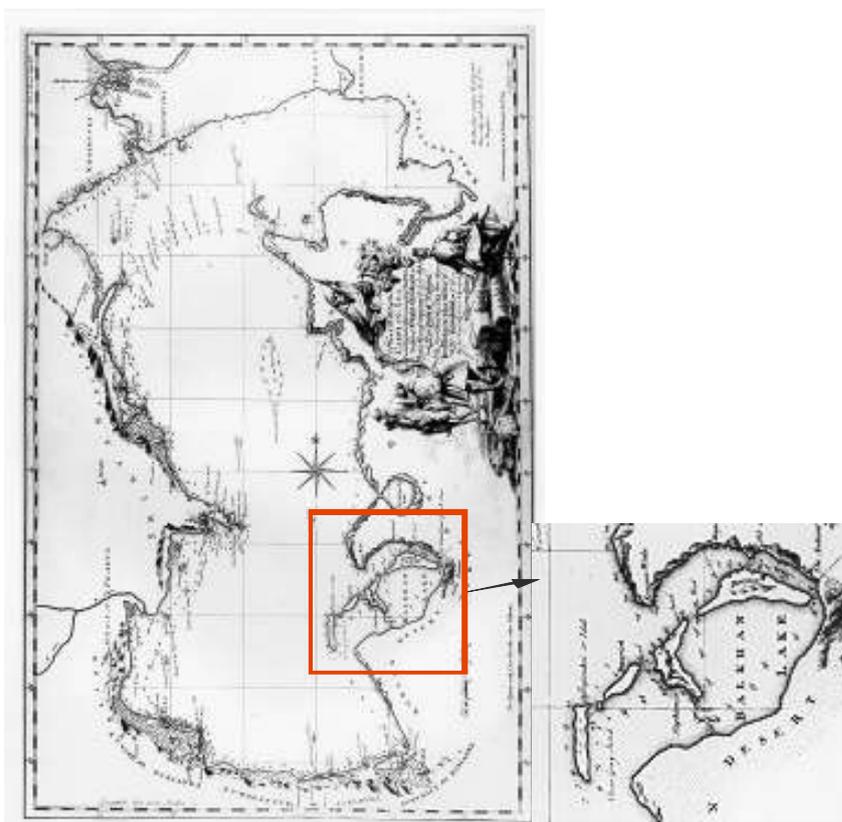


Рисунок 2. Фрагмент карты Каспийского моря из альбома «Atlas de Geographie» Гильома Делиля (Париж), 1723.

В 1796 году Нагаевым была составлена наиболее точная морская карта Каспийского моря (рис. 4), с промерами глубин у островов Нефтяной, Дервиш и др.

В 1808 г. штурман Колодкин получил приказание «сочинить» полный атлас Каспийского моря, приняв за основу съемки астрономически вычисленные пункты вокруг моря. Он же должен был определить долготу по хронометрам, описать все берега, которые окажутся неверными на прежних картах, измерить глубины и собрать гидрографические и морские сведения, полезные для мореплавания (Зонн, 2004).



*Рисунок 3. Карта Каспийского моря. Английское торговое общество, 1753.*

Получив очень небольшие средства от казны и всего только одного помощника, Колодкин проработал девять лет. Несмотря на большие трудности, он издал свой труд – атлас Каспия на 17 листах, основанный на определении координат 48 астрономических пунктов (Леонтьев, Халилов, 1956). Эта карта (рис. 5) получила высокую оценку, приближаясь по точности к современным картам Каспийского моря. Остров Дервиш показан отдельно от Нефтяного (Челекена), но между ними сплошное мелководье, как и к востоку от Нефтяного, где глубины достигают всего 3—3,5 сажени (6—7 м, у Войновича 20 м).



Рисунок 4. Фрагмент морской карты Каспийского моря Нагаева, 1796 год.

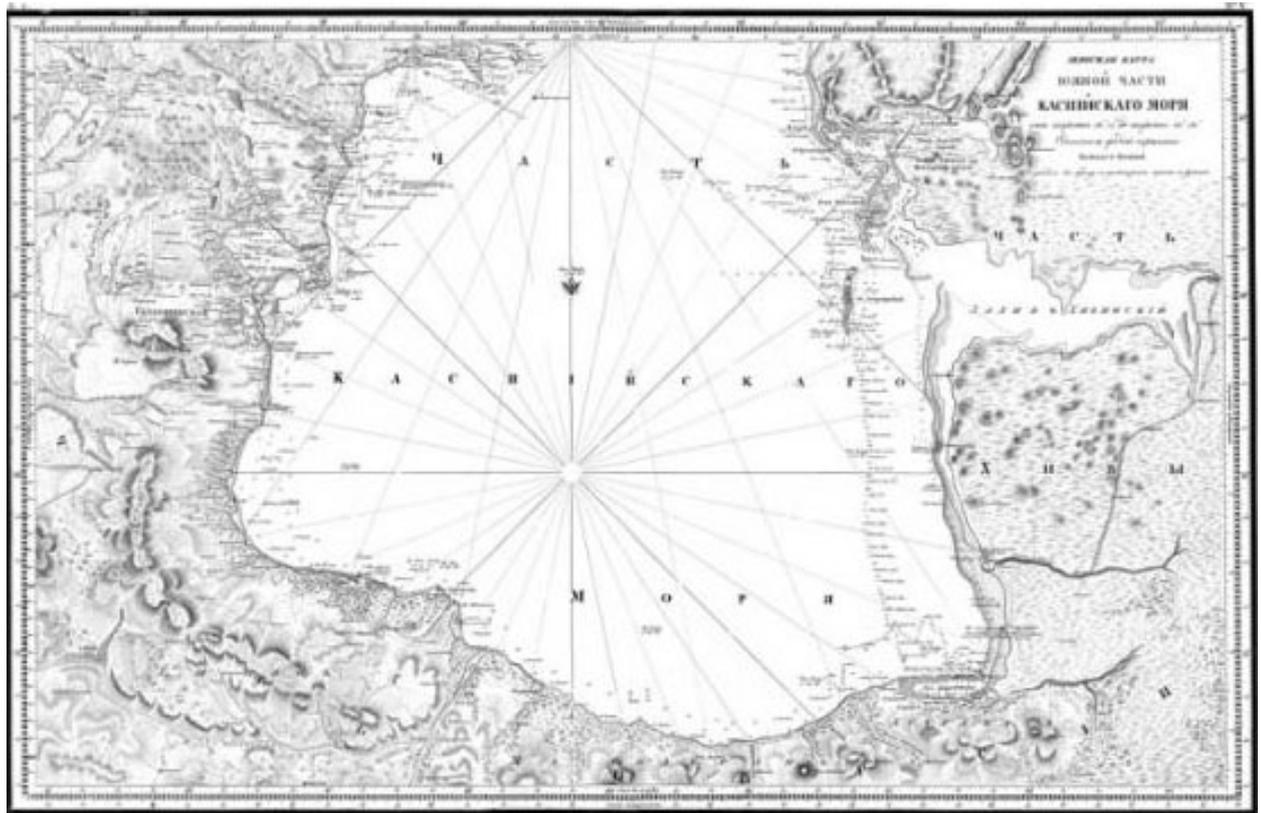


Рисунок 5. Фрагмент карты Колодкина.

В 1819—1821 гг. изысканиями на восточном берегу Каспийского моря занималась экспедиция под начальством Н.Н. Муравьева. В обнаруженном отчете «Образование

Балханского залива в 1821 г.» Н.Н. Муравьев приводит доказательства происшедшего снижения уровня Каспия. Он сообщает, что п-ов Дервиш, 20 лет тому назад бывший островом, сейчас соединился с Челекеном, вдоль восточного берега которого вода также исчезла (Леонтьев, Халилов, 1956).

В начале XIX в. были получены первые геологические и более точные картографические данные о некоторых участках Туркменского побережья Каспийского моря. В 1836 году Г.С. Карелин первым из европейцев проник в Кара-Богаз-Гол, описал берега от Красноводского и Астрабадского заливов до Гасан-Кули. Работы экспедиции Г.С. Карелина (1832-1836 гг.) вносят значительный вклад в гидрографическое изучение восточного берега Каспия. В ходе экспедиции выполнены промеры глубин на подходах к Кара-Богаз-Голу, нанесены на карту Красноводский и Астарабадский заливы, берега в районе Гасан-Кули (Леонтьев и др., 1977).

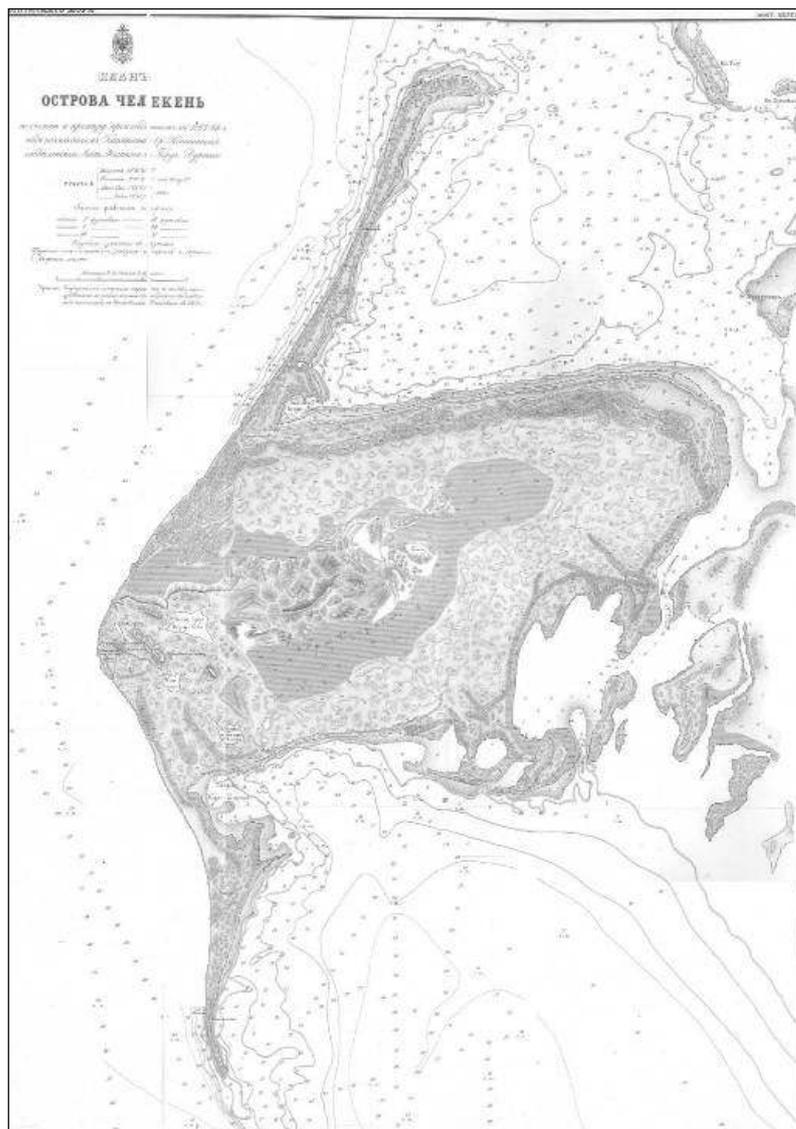
Первым геологом, посетившим Туркмению, был Э. Эйхвальд, который в 1825 г. высаживался на Челекене и на берегах Красноводского и Балханского заливов. В своей работе Эйхвальд (Eichwald, 1834) приводит отрывочные сведения о наблюдавшихся им выходах изверженных и осадочных пород. Более удаленные участки Каспийского побережья Туркмении в этот период были пересечены лишь маршрутами Н. Н. Муравьева в 1821 г., А. Бернса в 1831—1832 гг. и А. Вамбери в 1863 г., в работах которых не содержится геологических сведений, но приводятся общие сведения по географии района.

Во второй половине XIX века (1856-71 гг.) состоялось научная экспедиция под руководством Н.А. Ивашинцева. В 1867 году составлена лоция Каспийского моря и план о. Челекен (рис. 6, рис. 7).

Интенсификация исследований отмечается с 1869 г. – года основания города Красноводска. С этого времени на территорию Туркмении стали проникать русские военные отряды и вскоре последовало полное присоединение Туркмении к России, что обусловило возможность широкого развития исследовательских работ на всей площади страны (Геология..., 1972). Наиболее характерной чертой этих работ было развитие обзорных маршрутных исследований, позволивших получить первое представление о географических особенностях и геологическом строении территории (Пушин, 1877). Первые относительно точные топографические данные были получены в результате работ экспедиции А.И. Глуховского, которым в 1879-1883 гг. производились детальные съемки и нивелировки от низовьев Аму-Дарьи через Сарыкамышскую впадину по Узбою к Каспийскому морю.

В это же время начал свои исследования горный инженер А.М. Коншин, охвативший в 1882—1886 гг. своими маршрутами обширную территорию от Каспийского моря до

Мургаба и от Сарыкамышской впадины до Атрека (Геология..., 1972). В работах А.М. Коншина (1883-1887) наряду с физико-географическими сведениями содержатся геологические данные, как по центральным, так и по западным районам Туркмении. Им, в частности, установлен верхнетретичный возраст отложений, развитых по Узбою и Унгузу. А.М. Коншиным сделана первая попытка дать общий геологический очерк Закаспийского края (1886) и сводку его полезных ископаемых (1888). Большое внимание уделено им вопросу о древнем течении Аму-Дарьи и взаимоотношении Сарыкамышского бассейна, Узбою и Каспия (Геология..., 1972).



*Рисунок 6.. План о. Челекен 1865-1866 года по съемке Ивашинова*

С 1886 г. в равнинных областях Центральной и Западной Туркмении начал свои исследования В.А. Обручев, его маршруты охватили значительную площадь Каракумов. В.А. Обручевым (1887—1890) дано обстоятельное физико-географическое описание Центральных и Юго-Восточных Каракумов, намечено геоморфологическое

районирование Каракумской пустыни и приведен ряд геологических сведений (Геология..., 1972). Полемизируя с А.М. Коншиным по вопросам генезиса Узбоя и новейшей геологической истории Каракумов, В.А. Обручев справедливо отводит существенную роль в первоначальном формировании рельефа пустыни деятельности речных потоков. Работы В.А. Обручева не потеряли своего значения до настоящего времени.

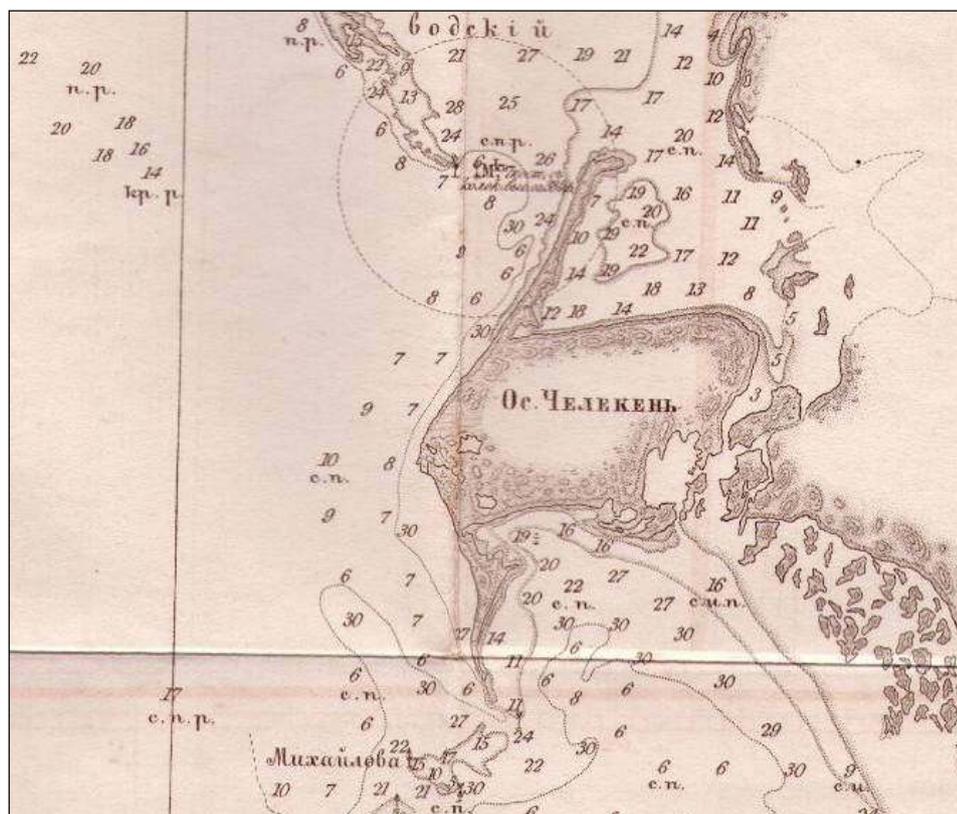


Рисунок 7. Фрагмент карты Ивашинова, 1867 год.

В 1887 г. Н.И. Андрусов (Андрусов, 1905) совершил маршрут из Красноводска вокруг Кара-Богаз-Гола на Мангышлак и дал в своих статьях (1888, 1889) первое, еще весьма неполное представление о геологии Красноводского полуострова, Туаркырского района и Юго-Западного Устюрта. Особенно важно отметить открытие Н.И. Андрусовым дислоцированных мезозойских отложений в районе Туаркыра и своеобразных отложений на Красноводском плато, позднее, выделенных им же в акчагыльский ярус (Андрусов, 1905).

Исследования А.М. Коншина, В.А. Обручева, К.И. Богдановича и Н.И. Андрусова позволили И.В. Мушкетову (1900) дать сводный геологический очерк и составить первую геологическую карту всей Туркмении (а также более северных районов Закаспия) в котором был обобщен весь накопленный к тому времени материал (Леонтьев, Халилов, 1956).

Наблюдения Н.И. Андрусова (1895, 1896, 1900, 1902), в течение ряда лет посещавшего различные районы Западной Туркмении, дали ряд важных сведений по геологии Красноводского полуострова, Большого и Малого Балхана и Челекена. В опубликованной им в 1905 г. сводной работе подытоживаются также все имевшиеся на тот момент материалы по Туаркырскому району и Устюрту. Результаты исследований Н.И. Андрусова сыграли большую роль в изучении указанных районов. Огромная заслуга Н.И. Андрусова заключается в том, что им заложена основа стратиграфии прикаспийского неогена и геологической истории Каспийского бассейна в неогеновое и четвертичное время, которые разработаны в значительной степени на материале, собранном в том числе по Туркмении (Андрусов, 1905).

Во второй половине первого десятилетия и в течение большей части второго десятилетия XX в. исследования территории Туркмении в физико-географическом и геологическом отношениях значительно усилились. Были проведены специальные геологические исследования в основном в виде геологических съемок отдельных районов, которые производились по заданию Геологического комитета.

Первой из серии этих работ была детальная геологическая съемка Челекена, выполнявшаяся в 1907-1909 гг. В.Н. Вебером и К.П. Калицким (Вебер, Калицкий, 1911). Опубликованная в 1911 г. фундаментальная работа этих геологов, содержащая подробное описание стратиграфии, тектоники и нефтеносности третичных отложений, не потеряла своего значения до настоящего времени, а приложенная к работе геологическая карта по точности выполнения может и в наше время служить образцом.

В 1908-1913 гг. К.П. Калицким были произведены геологические исследования на других участках Прикаспийской низменности: Небит-Даге, Монжуклах, Кум-Даге и Боя-Даге, а также в районе Чикишляра (Калицкий, 1914). Из работ этого автора наибольшее значение имеет работа по Небит-Дагу, содержащая подробное геологическое описание и детальную геологическую карту Небитдагской складки.

Широкие систематические исследования геологического строения каспийского побережья Туркмении связано с началом освоения многочисленных нефтегазовых месторождений района, начиная со второй четверти XX в. С этого времени начался период особенно многочисленных и разносторонних исследований, характерной особенностью которых является широкое и планомерное развитие геолого-съемочных работ, постепенно охвативших всю территорию Туркмении. Наряду с ними большое значение приобрели геоморфологические исследования, особенно на равнинных и приморских площадях туркменских пустынь (Петров, 1978; Щукин, 1983).

Наиболее детальные исследования выполнялись коллективами Геологического комитета (Геология Закаспия, 1958) и его преемника - Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт (Геологическое строение, 1968), экспедициями Академии наук СССР, наряду с которыми большую работу выполняли также Средне-Азиатский геолого-разведочный трест (Геологическое строение, 1960), Нефтяной геолого-разведочный институт, трест Туркменнефть, Туркменское геологическое управление (организовано в 1938 г.), Туркменский филиал Академии наук СССР (организован в 1941 г.) и др.

В эти годы организовывается ряд академических экспедиций, охвативших в течение ряда лет своими маршрутами значительную часть Каракумской пустыни и Закаспийской низменности. Среди участников экспедиций Академии наук СССР, работавших в 1926-1932 гг., необходимо указать А.Е. Ферсмана (1960), Д.И. Щербакова, С.Ю. Геллера (Геология..., 1972), И.П. Герасимова (1938) и Б.А. Федоровича (1983). Большое внимание было обращено на маршрутную съемку, нивелировку и определение астрономических пунктов. Обстоятельно описывались формы рельефа и высказывались различные, нередко противоречивые взгляды на генезис этих форм. В ряде работ (Герасимов, 1937; Федорович, 1983) приведены геологические данные по Узбою, Унгузу и некоторым другим районам.

Особенно важны в геологическом отношении работы И.П. Герасимова, освещающие четвертичные отложения и современные геологические процессы в Каракумах (Герасимов, 1937), Б. А. Федоровича (1983), в которых обстоятельно освещаются геоморфология Унгуза и субэвральная дельта Мургаба (Геология..., 1972), и составленные С.Ю. Геллером (1940), В.Н. Куниным (1934) и Б.А. Федоровичем (1983) гидрогеологические очерки Каракумов и северо-западных районов Туркменской ССР.

В Прикаспийской низменности с 1926 г. Геологическим комитетом, а позднее Нефтяным геолого-разведочным институтом возобновились детальные геологические исследования нефтяных и газовых месторождений, начатые еще в дореволюционное время. Эти исследования, в которых главная роль принадлежала В.Б. Порфирьеву (1930-1932) и А.И. Косыгину (Геология, 1957), позволили получить существенные новые данные по геологии, нефтеносности и газоносности рассматриваемой площади.

Организованная в 1934 г. Академией наук Туркменская (с 1937 г. Средне-Азиатская) комплексная экспедиция в 1934-1938 гг. проводила свои исследования на обширной площади страны, далеко выходящей за пределы прежде изучавшихся академическими экспедициями Центральных Каракумов. Характерной особенностью этих работ являлся переход от маршрутных к маршрутно-площадным исследованиям. Особенно важные

результаты были получены Туркменской экспедицией в северных и отчасти центральных районах Туркменистана, получены новые материалы по геоморфологии Сарыкамышской впадины (Герасимов, 1937; Мурзаев, 1940) и Узбоя (Федорович, 1940; Кесь, 1939). Работы Туркменской экспедиции (1934-1937 гг.) составили важный этап в изучении Западного Туркменистана. Наибольшее значение их заключается в том, что они позволили увязать разрозненные данные предшествовавших исследований и заложили основу современных представлений о формировании рельефа и новейшей геологической истории туркменских пустынь.

В этом отношении особенно следует отметить работы И.П. Герасимова (1937, 1938), в которых дан первый опыт реконструкции палеогеографической обстановки территории Туркменской ССР в четвертичный период, Б.А. Федоровича (1940), освещающие вопросы генезиса и развитие рельефа песчаных пустынь, и А.С. Кесь (1939), в которой обстоятельно освещается генезис и история долины Узбоя.

В это же время отмечается начало широкого развития аэрофотосъемочных работ, которые проводились Центральным научно-исследовательским институтом аэрофотосъемки, в 1934-1935 гг. были охвачены большие площади в западных, южных и отчасти центральных районах Туркменистана (Можаев и др., 1988). Одновременно с аэрофотосъемкой тем же институтом были проведены в некоторых районах специальные работы по изучению методики геологического и геоморфологического дешифрирования аэрофотоснимков Челекена и Западно-Туркменской низменности (Кобец, 1960), выявивших большое значение материалов аэрофотосъемки для повышения точности геологических и геоморфологических исследований.

Изучением морских четвертичных отложений западных районов Туркменской ССР в 1943-1945 гг. по заданию Туркменского геологического управления занимался П.В. Федоров (1946, 1950, 1957а, 1957б, 1978, 1983), исследования которого существенно дополнили существовавшие представления об истории геологического развития прилегающих к Каспийскому морю районов в четвертичном периоде.

Исследованиями экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста и одновременно производившимися геоморфологическими (А. С. Кесь, Б. А. Федорович) и археологическими исследованиями Арало-Каспийской экспедиции Академии наук СССР внесены важные коррективы в представления о последних этапах истории Аму-Дарьи, Сарыкамыш и Узбоя (Кесь и др., 1980).

Одновременно с геолого-съемочными работами, давшими большой материал по стратиграфии осадочных толщ, в тех же районах различными организациями производились специальные стратиграфические исследования. В первую очередь

необходимо отметить работы по изучению стратиграфии третичных отложений в северных и западных районах. Исследованиями А.Г. Эберзина, и Л.А. Невесской значительно расширены и пополнены знания по стратиграфии и палеогеографии неогена (Геология, 1957).

На территории Прикаспийской низменности работами А.А. Али-Заде (1961, 1967), Г.И. Попова (1961), А.И. Смолко (1948), А.В. Данова (Геология, 1957), и др. впервые после работ В.Н. Вебера и К.П. Калицкого внесены существенные уточнения в стратиграфию нефтеносных неогеновых отложений и освещены их фациальные особенности.

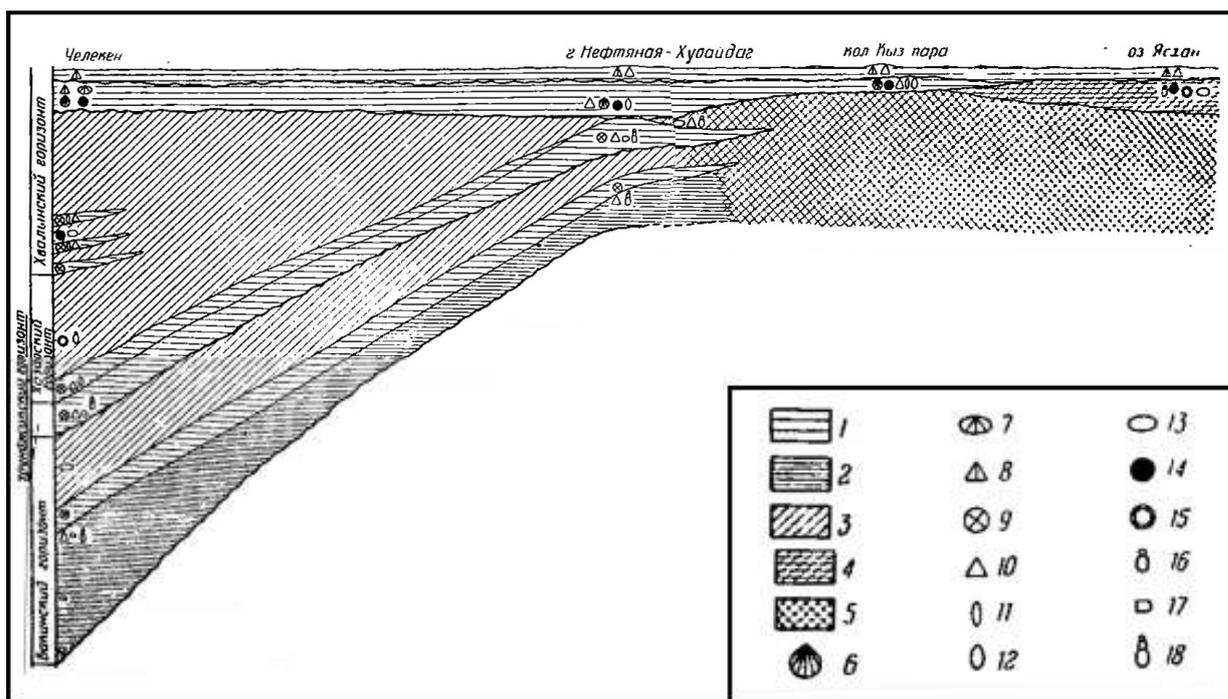


Рисунок 8. Схема фациальной изменчивости четвертичных отложений в районе полуострова Челекен – г. Нефтяная – Худайдаг – Ясхан, Невеская, 1958. Условные обозначение: 1. Морские отложение с *Didacna*; 2. Осадки опресненного моря начала нижнебакинского времени; 3. Пресноводные отложения; 4. Нижнехвалынские речные отложения; 5. «Каракумская свита»; 6. *Didacna umbanata* Ebers.; 7. *D. subcatillus* Andrus; 8. *D. praetrigonoides* Nal; 9. Дидакна, относящиеся к другим видам; 10. *Dreissena polymorpha*; 11. *Dr. celekenica* Andrus; 12. *Dr. rostriformis* Desh.; 13. *Unio* и *Anodonta*; 14. *Corbicula fluminalis* Mull; 15. *Planorbis* sp.; 16. *Limnaeus* sp.; 17. *Theodoxus* Sp.; 18. Другие гастроподы.

Большие работы производились в Юго-Восточном Прикаспии по изучению полезных ископаемых. При этом были получены новые данные и по геологическому строению отдельных районов. На территории Прикаспийской низменности, помимо

собственно стратиграфических исследований, в широком масштабе производились работы по изучению геологического строения и разведке нефтеносных антиклинальных структур (Челекен-Боядагская и Чикишляр-Окаремская группы). Следует отдельно отметить работы В.В. Семеновича (1960), в которой подробно рассмотрена тектоническая структура, литология и стратиграфия Челекенской брахиантиклинали, и В.А. Низьева (1971), которым обобщены данные по строению ряда антиклинальных структур Апшеронского порога (банки Жданова, ЛАМ и др.) и Челекен-Небитдагской группы. В работе В.А. Низьева рассмотрены особенности тектонического строения полуострова Челекен, его место в морфоструктурном плане Западно-Туркменской низменности.

Трудами большого коллектива геологов были сформированы представления об общих чертах стратиграфии осадочных толщ, развитых на территории Западной Туркмении, их распространение и основные фациальные особенности составляющих их стратиграфических комплексов.

Существенные успехи достигнуты в отношении изучения четвертичных отложений и геоморфологии юго-восточного побережья Каспийского моря. Работами И.П. Герасимова (1938), Б.А. Федоровича (1940), А.С. Кесь (1939), П.В. Федорова (1946, 1957, 1959), Л.А. Невеской (1956, 1959) и др. освещены основные черты осадконакопления, палеогеографии и процессов рельефообразования на территории района в четвертичное время. Работы П.В. Федорова, Г.И. Попова, Л.А. Невеской (рис. 8) позволили составить общую схему строения четвертичных отложений Восточного Прикаспия, была разработана биостратиграфическая основа расчленения морских отложений и обоснована их корреляция с континентальными отложениями.

С 1946 года проводятся специальные работы по изучению морфологии и типологии берегов юго-восточного побережья Каспия. В этих исследованиях активное участие приняли сотрудники Института океанологии АН СССР под общим руководством основателя советской школы береговой геоморфологии В.П. Зенковича, который лично принял участие в экспедиции 1948 года на берегах Западно-Туркменской низменности (Зенкович, 1957). Создается специальная береговая экспедиция под руководством В.В. Лонгинова, в которую входят О.К. Леонтьев, Е.Н. Невеский (1967) и др. Результатом работы этой группы стало установление зависимости форм рельефа побережья от структуры и литологии коренных пород дна, выявлено широкое распространение абразионных поверхностей на дне моря, изучена морфология аккумулятивных форм.

Во второй половине XX века большое значение имели работы Комплексной Южной Геологической Экспедиции АН СССР (КЮГЭ), в составе которой был организован специальный береговой отряд, в который вошли О.К. Леонтьев, Л.Г. Никифоров (1960;

Никифоров и др., 1970), Т.А. Добрынина (1970), П.В. Федоров, Г.И. Рычагов, Е.И. Игнатов (1970а, 1970б), В.С. Мякокин (Леонтьев и др., 1960); Т.А. Абрамова (1977; Абрамова, Варущенко, 1989), С.И. Варущенко (Варущенко и др., 1987) и другие (Геология..., 1962). Результатом работ отряда стало детально описание крупных аккумулятивных форм рельефа восточного берега Каспия, в общих чертах изучена история их формирования и развития.

Значительной вехой в геологическом изучении региона стала вышедшая в 1972 году фундаментальная «Геология СССР, том 22, Туркменская ССР», в которой обобщен огромный фактический материал по тектоники, геологии, стратиграфии, геоморфологии и палеогеографии.

В последней четверти XX века работами сотрудников Географического факультета МГУ Е.И. Игнатова (1970б), С.А. Лукьяновой (1970, 1979), Г.Д. Соловьевой было продолжено изучение геоморфологии и динамики юго-западного побережья Каспийского моря. Результаты этих работ были учтены при составлении общей схемы развития берегов Каспийского моря при колебаниях уровня моря (Никифоров, Рычагов, 1988; Каплин, 1997; Игнатов и др., 1992; Игнатов и др., 1993; Лукьянова, Соловьева, 1983).

Изучение истории развития рельефа юго-восточного побережья Каспийского моря проводилось и туркменскими географами и геологами (Одеков, 1968; Бегенджев, 1960; Дурдыев, 1969; Дурдыев, 1976; Геология..., 1985; Бабаев, Кубасов, 1993; Бабаев и др., 1994). Коллективом Института геологии АН Туркменской ССР под руководством О.А. Одекова и Х.Д. Дурдыева (Одеков, Дурдыев, 1990а; Одеков, Дурдыев, 1990б) проведен детальный анализ реакции туркменских берегов Каспия на происходившие во второй половине XX века изменения уровня, предложены различные сценарии развития рельефа побережья. В рамках этих работ особое внимание уделяется геологическим факторам, определяющим колебания уровня моря, при этом, тектонический фактор провозглашен важнейшим в формировании морфологического строения побережья. Авторами предложен ряд мер по минимизации негативных последствий происходившего в конце XX века подъема уровня, в первую очередь – запрет на строительство в зоне возможного затопления ниже уровня -20 м. абс. и ряд мер по защите берегов от размыва. Однако необходимо отметить отсутствие анализа трансформации берегов, не приводится их типологии и не обосновывается выбранный авторами уровни возможного влияния трансгрессий и регрессий Каспия для ближайшей перспективы. Предложенные авторами мероприятия по защите берегов от абразии плохо соотносятся с современными методами защиты берегов.

Особенно интересным представляется изучение развития природной среды в зоне влияния Каспийского моря и истории развития человеческого общества. Известно, что в древности юго-восточное побережье Каспия осваивалось человеком, о чем свидетельствует ряд стоянок и городищ (Кесь и др., 1980). Эта проблема, отчасти затронутая в работах П.М. Долуханова (Dolukhanov и др., 2010), требует дополнительного исследования.

Последней крупной работой, посвященной проблемам геоморфологии и палеогеографии юго-восточного побережья, стала вышедшая в 1995 году монография К.Н. Аманниязова (1995). В работе приводятся общие данные по тектонике, геологии и геоморфологии полуострова Челекен, в общем виде проанализированы возможные катастрофические последствия подъема уровня моря.

Таким образом, к настоящему времени накоплен значительный материал по четверичной геологии, стратиграфии, палеогеографии и геоморфологии юго-восточного побережья Каспийского моря. Однако, наиболее детальные исследования проводилось в середине XX века, со времени которых произошли значительные изменения в морфологии берегов, разработаны и внедрены новые методы изучения, такие как радиоуглеродное и OSL датирование; получены новые данные по палеогеографии Каспийского бассейна. При этом до настоящего времени отсутствовал системный анализ эволюции юго-восточного побережья Каспия и уровня моря, морфологии и типологии берегов с целью прогнозирования развития береговой зоны на ближайшую перспективу.

## ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### 2.1. Современные подходы к реконструкции эволюции побережья морей и океанов в условиях колебания их уровня

На протяжении всего четвертичного периода происходили значительные колебания уровня Мирового океана, вызванные изменениями климата планеты. Проблеме эволюции берегов в условиях колебания уровня Мирового океана и тектонических движениях побережья посвящено значительное количество работ, предложены различные схемы эволюции побережий при изменении уровня морей и океанов, наиболее признанной из которых стала схема Брууна-Зенковича («правило Брууна») (Bruun, 1989; Зенкович, 1962).

Для реконструкции условий природной среды, уровня бассейна в прошлом и положения береговой линии применяется комплекс методов, включающих в себя геоморфологический, литологический, палеомагнитный, фаунистический, физические методы датирования отложений и др.

Во второй половине XX века остро встала необходимость всестороннего изучения механизмов развития берегов при изменении уровня, ввиду резкого подъёма уровня Каспийского моря и рядом негативных последствий для экологии берегов и их народнохозяйственного значения (Геоэкологические..., 1997). Интенсификация исследования побережий с целью создания обоснованного прогноза развития берегов отмечается в конце XX века, когда была осознана реальная угроза подъема уровня Мирового океана в связи с таянием льдов полярных регионов планеты (Каплин, 1973; Сафьянов, 1978; Бёрд, 1990; Каплин, 2010).

Особое значение приобрели работы по изучению морфологии и эволюции побережья Каспийского моря, уровень которого испытал значительные колебания в XX веке: высокий уровень (-26 м. абс.) в 1929 г.; снижение уровня на 3 м к 1977, достигнув отметки -29 м; повышение уровня моря с 1978 г до 1995 г на 2,4 м и новое понижение уровня с 1996 (в 2013 г. минус 27,69 абс., г.п. Махачкалы). Столь резкие колебания уровня позволили провести детальные исследования реакции различных генетических типов берегов на изменение уровня. Изучение закономерностей динамики береговой зоны имело и имеет большое значение не только для народнохозяйственной деятельности на побережье Каспия, но и для понимания эволюции всей береговой зоны Мирового океана. Изменения в морфологии берегов сложно изучать и прогнозировать, ввиду растянутости их во времени (Cowell и др., 1995). И в этом смысле побережье

Каспийского моря служит модельным регионом для изучения процессов перестройки берегов, в условиях современного подъёма уровня Мирового океана, который происходит со скоростью ~1,5 мм в год (Каплин, 2010; Селиванов, 1996).

Изучением морфолитодинамики береговой зоны Каспийского моря в условиях колебания уровня в разное время занимались В.П. Зенкович (1962), П.В. Федоров (1950), П.А. Каплин (1997), О.К. Леонтьев (1988, Леонтьев и др., 1960), Л.Г. Никифоров (Новые..., 1971), Г.И. Рычагов (Рычагов и др., 1996), Е.И. Игнатов (1992), С.А. Лукьянова (Лукьянова и Никифоров, 1970; Лукьянова, 1979; Лукьянова и др., 2000), Н.А. Айбулатов (1993), Л.А. Жиндарев (Жиндарев, Никифоров, 1997), Е.Н. Бадюкова (Бадюкова и др., 1996; Бадюкова, Калашников, 2009) и другие (Развитие..., 1966). Результатом этих исследований стала общая схема развития трансгрессивных берегов Каспийского моря, существенно дополнившая «правило Брууна-Зенковича» (рис. 9).

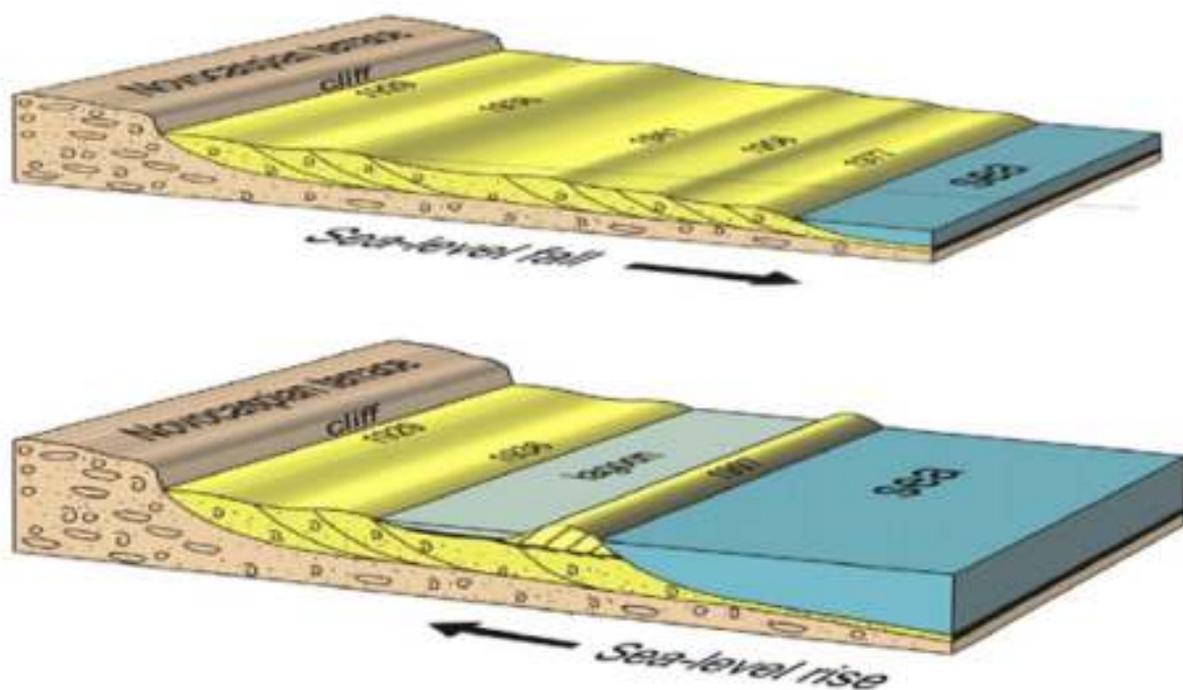


Рисунок 9. Реконструкция этапов развития Дагестанского побережья в XX веке (Kroonenberg и др., 2000).

В настоящее время применяется ряд методов для изучения закономерностей развития береговой зоны (Рихтер, 1965; Исследования..., 1966; Спиридонов, 1970; Ингл, 1971; Исследования, 1979). Наиболее распространенным является повторное нивелирное профилирование берега, совмещенное с замерами глубин прилегающего подводного

берегового склона. Полученный в результате таких работ профиль береговой зоны позволяет отнести его к тому или иному генетическому типу берега и получить общие данные о строении береговой зоны (Буданов, 1964). Повторное нивелирование и замеры глубин позволяют проследить изменение профиля берега во времени и сопоставить выявленные изменения, связанные с изменением уровня моря.

Важнейшей составляющей комплексного изучения морфологии берега является исследование его динамики, включающее определение основных направлений и объема транспорта наносов, выявление типа их перемещения (Сафьянов, 1996). Данные исследования проводятся путём оценки изменений в морфологии береговой зоны и подводного берегового склона и расчета перенесенного вдольбереговыми течениями материала.

К настоящему времени проанализировано влияние последней трансгрессии Каспия (1975-1995) на морфологию берегов (Проблемы..., 1989; Рычагов и др., 1996; Каплин, 1997). В связи с резким изменением обстановки, сменой регрессивного режима на трансгрессивный, произошли перестройки в динамике береговой зоны.

Значительные пространства на побережьях Каспия занимают отмельные участки, обсохшие в результате регрессии бассейна в 30-70-е годы и подвергавшиеся частичному воздействию моря только во время нагонов (высота до 0,5-1 м). Осушенные берега занимали практически всю северную часть Каспия, были широко распространены в районе Красноводского залива и к югу от п-ова Челекен (Игнатов, 1993). Аккумуляция в береговой зоне происходила с большой скоростью, так для разных участков западного побережья нарастание суши достигало 150-200 м/год, в то время как на восточном побережье этот процесс протекал менее интенсивно. Так, к югу от п-ова Челекен средний прирост берега в 1929-1957 гг. составлял 34-36 м/год.

П.А. Каплиным (1997) и Е.И. Игнатовым с соавторами (Игнатов и др., 1993; Игнатов и др., 1992), построена схема изменения морфологии берегов при подъеме уровня, которая зависит от профиля береговой зоны и подводного берегового склона:

А. При минимальных уклонах береговой зоны (0,0001) происходит пассивное затопление морем края суши без существенной переработки берега морским волнением. Подъем уровня не только приводит к затоплению суши, но и сопровождается поднятием зеркала грунтовых вод, их засолением и заболачиванием прибрежных низменностей. Линия уреза неустойчива, её положение зависит от ветрового нагона. Формируются берега пассивного затопления.

В. При несколько больших уклонах подводного склона (0,0005-0,001), в условиях повышения уровня моря в большем или меньшем удалении от уреза, в полосе разрушения

волн формируется береговой вал, который отчленяет, в виде широкой лагуны, часть акватории, и постепенно сдвигается в сторону суши. Основным морфологическим признаком трансгрессивного развития этого вала (бара) являются надвигание его на лагуну и оттеснение ее в сторону низменной суши.

С. При еще больших уклонах береговой зоны (0,005-0,01), размыв дна смещается в самую верхнюю часть профиля подводного берегового склона и зачастую сопровождается размывом фронтальных участков береговых аккумулятивных форм или постройкой близ уреза берегового вала, который по мере подъема уровня моря превращается в бар с лагуной за ним. В этом случае лагуна образуется в пределах понижения суши за счет перехлестывания через бар морских волн и подъема зеркала грунтовых вод.

Д. При значительных начальных уклонах дна (более 0,01) волновой размыв происходит за пределами уреза и охватывает надземную часть профиля береговой зоны с образованием клифа.

В дальнейшем, приведенная выше схема была дополнена Г.И. Рычаговым с соавторами (1996) с учетом значения рельефа прилегающей к береговой зоне суши, которая во многом предопределяет трансформацию берега при подъеме уровня: 1. Даже при самых незначительных уклонах (0,0007-0,01) берег развивается не по типу А приведенной выше схемы, а по типу В. Различия в морфологии таких берегов заключается лишь в высоте и ширине береговых валов, в ширине и глубине расположенных за ними лагун, а также в составе материала слагающего валы и днища лагун. Данный вывод подтверждается повсеместным распространением лагунных берегов, особенно на восточном побережье Каспия. 2. При подходе уреза к подножию клифа начинается интенсивная абразия. Этот процесс развивается не только при углах наклона подводного берегового склона  $>0,01$ , но даже при самых минимальных уклонах, т.е. абразия будет развиваться и на участках с незначительными уклонами подводного склона если урез подойдет к уступам аккумулятивных террас и клифу.

Анализ эволюции берегов Каспия в течение второй половины XX века не выявил значительного увеличения протяженности абразионных берегов. Абразия продолжилась на тех участках, где этот процесс имел место и до начала последней трансгрессии Каспия. Возникновение новых участков активной абразии вызвано чаще всего деятельностью человека. Самым распространенным типом берегов оказались лагунные берега. Обусловлено это в первую очередь тем, что море наступает на сформированную им же территорию, здесь имеет место явление унаследованности береговых процессов (Леонтьев и др., 1960; Леонтьев и др., 1975б), когда в условиях многократно повторяющихся трансгрессивно-регрессивных этапов на побережье формируется профиль равновесия.

Важным условием возникновения унаследованных процессов на берегах восточного Каспия могут являться особенности очертания береговой линии, положение которой с хвалынского времени практически не претерпело существенных изменений. И в хазарское время общие очертания береговой линии в целом напоминали современные (Леонтьев, 1960). Такое совпадение практически невозможно без сохранения в течение длительного этапа эволюции побережья основных факторов воздействия волновых процессов, т.е. сохранения гидрометеорологического режима.

Резкое изменение морфологии побережья, по современным представлениям (Каплин и др., 1991; Рычагов и др., 1996; Kroonenberg и др., 2000; Castedo и др., 2012; Gornitz, 1991; Cooper, Pilkey, 2010; Houser и др., 2008), следует ожидать лишь в случае повышения абсолютной отметки до -26 м. В этом случае резко интенсифицируются абразионные процессы и начнется размыв голоценовых аккумулятивных форм. Особенно интенсивное разрушение террас будет происходить в случае значительной эоловой переработки осадков.

На берегах с уклонами подводного берегового склона 0,0001 в большинстве случаев не наблюдается процесс пассивного затопления, что подтверждает ряд фактов (Рычагов и др., 1996). Берега пассивного затопления формируются в небольших по площади полузакрытых водоёмах (залив Кендерли, Сулакская бухта и др.).

Таким образом, современные представления о развитии морских берегов в условиях трансгрессии можно сформулировать в следующих положениях: 1. Развитие отмелых песчаных берегов Каспийского моря определяется не столько уклонами подводного берегового склона, сколько рельефом суши, прилегающей к береговой линии; 2. На современном этапе наиболее распространенным типом берегов в пределах Каспийского побережья является лагунный, что объясняется незначительным уклоном сформировавшейся в предшествующую регрессивную фазу и затапливаемой ныне поверхности; 3. Процессы перестройки берега под воздействием волнения отмечаются и в пределах чрезвычайно отмелых берегов с уклоном подводного берегового склона  $<0,0005$ .

## **2.2. Дистанционные и картографические методы**

Для изучения строения современного рельефа юго-восточного побережья Каспийского моря автором был проведен анализ картографического материала. Для изучения динамики берегов были проанализированы топографические карты масштаба 1:100000 и 1:50000.

В рамках проведенного исследования изменения положения береговой линии и морфологии побережья изучались на основе анализа крупномасштабных разновременных карт. К разновременным мы относим карты, составленные и изданные в разные годы и карты на одну и ту же территорию в разные сезоны года. Широко использовались также палеогеографические и историко-географические карты (Башенина и др., 1962; Башенина, 1976).

Основным материалом для анализа современной морфологии и динамики рельефа района исследований послужили разновременные топографические карты, морские навигационные карты и данные дистанционного зондирования.

В рамках работы были проанализированы топографические карты различного масштаба и лет. Топографические карты строятся по законам проектирования физических тел на плоскость, имеют опорную геодезическую сеть и регламентированную систему обозначений, что в совокупности обуславливает возможность получения по ним наглядной, точной и сопоставимой (для различных масштабов, районов и лет съемки) общегеографической информации о местности. Документальность топографических карт позволяет использовать их как источник детальных данных о той или иной территории и надежное средство ориентирования, вести по ним изучение местности и проявлений естественных процессов и человеческой деятельности, устанавливать содержание, границы и площади различных элементов рельефа, плановое и высотное положение точек, расстояния и уклоны между ними и выполнять различные измерения и расчеты (Спиридонов, 1985).

Топографические карты составляют в таких картографических проекциях, которые позволяют получать полное геометрическое подобие очертаний местности и практически по любым направлениям сохранять постоянство масштаба. Связано это тем, что искажения за счёт проектирования остаются в данном случае за пределами возможной точности измерений по картам. В Советском Союзе и странах-членах СЭВ для топографических карт была принята равноугольная поперечноцилиндрическая проекция Гаусса-Крюгера, вычисленная по элементам эллипсоида Красовского (исключение – карта масштаба 1:1000000, которая во всём мире строится в видоизменённой поликонической проекции, используемой как многогранная). Соответственно на топографических картах, в отличие от других географических карт, даётся не только градусная сетка долгот и широт, но и прямоугольная километровая сетка. Эти свойства топографических карт делают их лучшими источниками для решения поставленных задач исследования (Башенина, 1976).

В настоящей работе были использованы следующие топографические карты:

1. Крупномасштабные – листы топографических карт масштаба 1:100 000:J–39–11, J–39–23, J–39–35 издания 1959 года; листы топографических карт J–39–11, J–39–23, J–39–35 издания 1988 года (состояние местности на 1984 год). Карты данного масштаба были подготовлены к использованию по материалам картографического фонда кафедры картографии и геоинформатики Географического факультета МГУ.

2. Среднемасштабные карты – листы топографических карт масштаба 1:200 000:J–39-VI и J–39-XII издания 1943 года; листы топографических карт J–39-VI и J–39-XII издания 1987-1988 годов (состояние местности на 1982 год), а также топографические карты масштаба 1:500 000:J-39-Б издания 1934 года; лист топографической карты J-39-Б издания 1977 года (составлена в 1966 году).

3. Обширный материал по рельефу прибрежной акватории Каспийского моря получен в результате анализа морских навигационных карт (рис. 10). Наиболее ценными источниками являются следующие карты и планы:

План о.Челекен по съемке и промерам в 1865 – 1866 годах под начальством капитана 1-ого ранга Ивашинцова, издана в 1872 году Гидрографическим Департаментом Морского Министерства. Масштаб 1: 84000 (хранится в Фонде картографических изданий Российской Государственной Библиотеке)

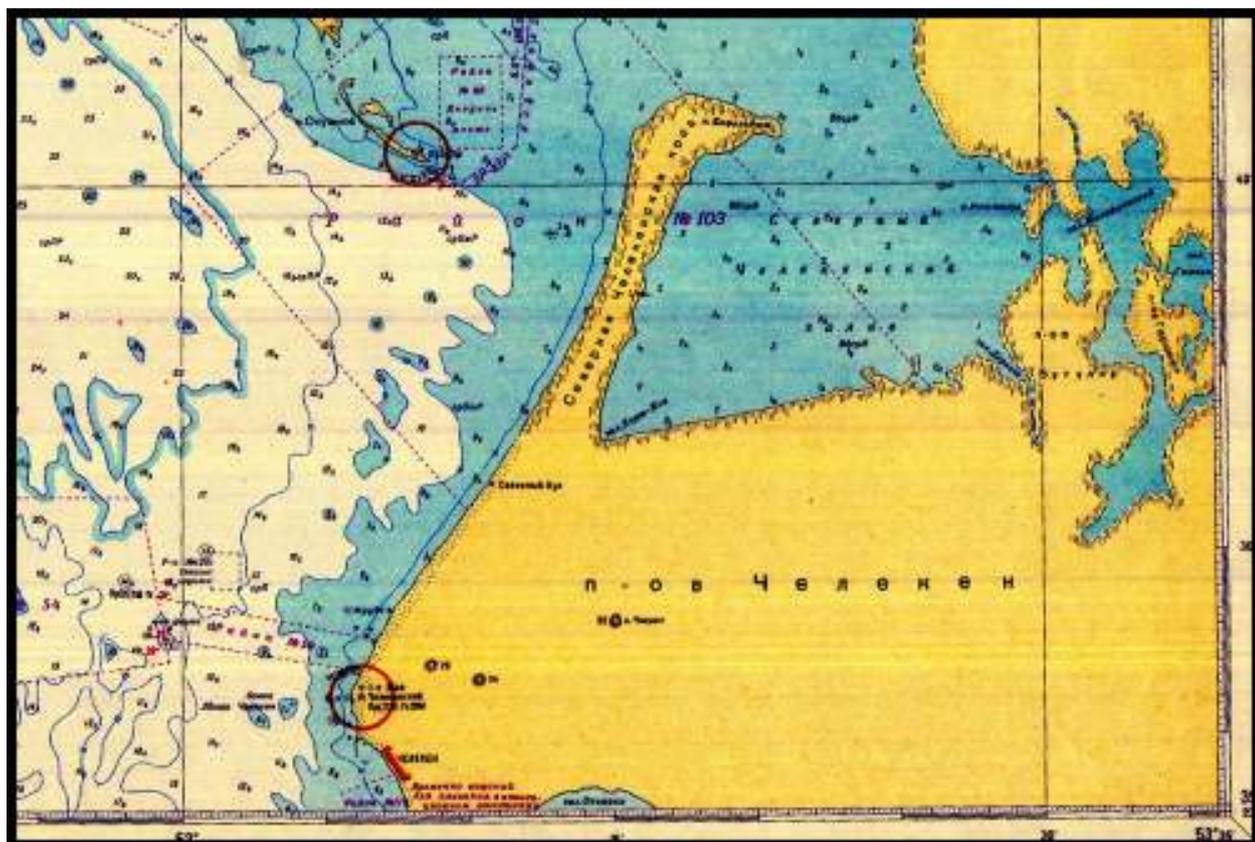


Рисунок 10. Фрагмент Морская навигационная карта: «Каспийское море. Восточный берег. Подходы к Красноводскому заливу»

Карта Южной части Каспийского моря по съемке, произведенной в 1856 – 1867 годах под начальством капитана 1-ого ранга Ивашинцова, издана в 1867 году Гидрографическим Департаментом Морского Министерства. Масштаб 1:1000000, хранится в Центральной научной библиотеке Академии наук Туркменистана.

Морская навигационная карта: «Каспийское море. Восточный берег. Подходы к Красноводскому заливу». Карта издана в 1984 году Главным управлением навигации и океанографии Министерства обороны СССР. Масштаб 1:200000 по параллели 42° (хранятся в Военно-топографическом управлении Генерального штаба ВС РФ)

Таким образом, картографический материал позволил проследить изменения в положении береговой линии для различных этапов начиная с 1810 года по настоящее время (Комарова, 1980). Особенно интересным является рассмотрение положения уровня моря на древних картах (Колодкина, Нагаева, Ивашинцева). Анализ положения уреза и плановых очертаний ряда объектов восточного побережья (п-ов Дервиш в корневой части Южной Челекенской косы; Кара-Богазская пересыпь и др.) позволяет оценить возможное положение уровня моря для времени, когда не проводилось инструментальные измерения.

Для периода с 1977 года наиболее информативными стали данные дистанционного зондирования, которые дают представление о современных ландшафтах, позволяющих с большой детальностью прослеживать изменения происходящие в рельефе и ландшафтах.

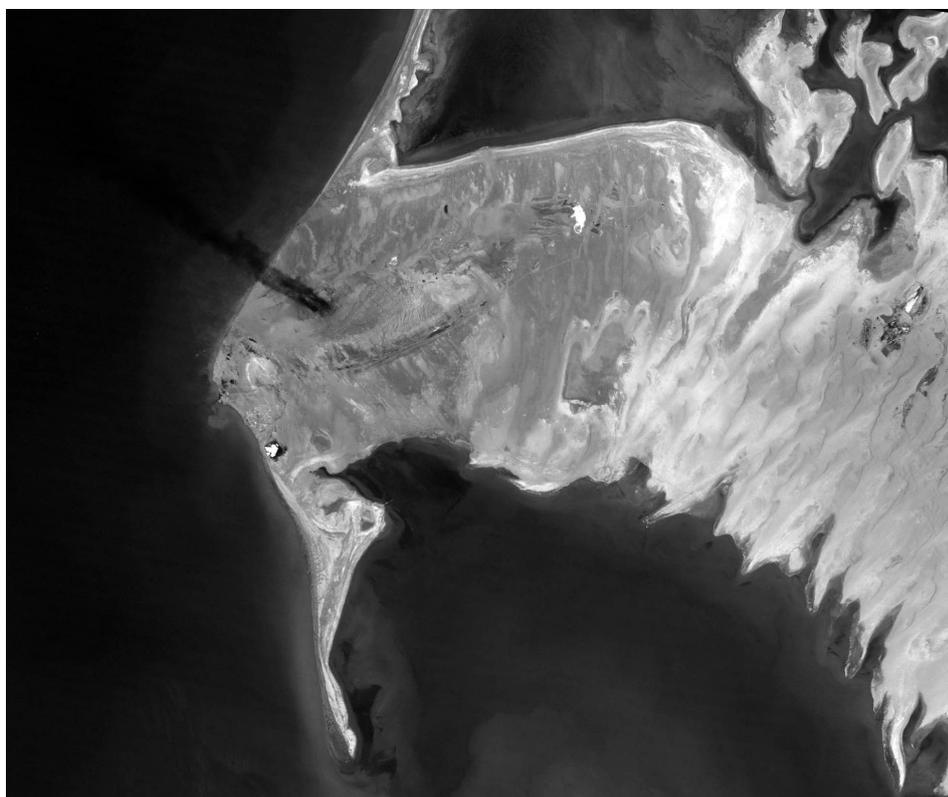


Рисунок 11. Полуостров Челекен на космическом снимке Landsat, 1985 г.

Данные дистанционного зондирования (ДДЗ), являются уникальным инструментом при изучении и прогнозе экзогенных процессов и позволяют оперативно и с незначительными затратами отслеживать изменения рельефа и ландшафтов (Кравцова и др., 1983).

Основным материалом дистанционного зондирования для исследования динамики берегов изучаемого района стали снимки американских ресурсных спутников Landsat, первые снимки с которых получены начиная с 1972 года.

Для некоммерческих исследовательских работ возможно бесплатное использование космических снимков, размещенных на картографическом сервисе GoogleMaps. На исследуемую территорию с использованием этого сервиса были получены снимки со спутника GeoEye 2011 года.



*Рисунок 12. Полуостров Челекен на космическом снимке GeoEye, 1985 г.*

Анализ данных дистанционного зондирования проводился для дешифрирования береговых линий и гребней эоловых форм рельефа. Разрешающая точность нанесения данных объектов зависит от точности снимков 80 (LandsatMSS), 30 (LandsatTM) и 15 метров (LandsatETM+) и менее метра для снимков (GeoEye) (рис.11 и 12). Затем данные дешифрирования были сопоставлены между собой при помощи геоинформационных пакетов MapInfo и Arcgis. Проведенный анализ изменения морфологии берегов позволил проследить трансформацию различных генетических типов берегов, изменение положения линии уреза, а также закономерности распространения террасовых уровней и лагунных комплексов.

### **2.3. Методы полевых исследований**

Для проведения полевых работ был выбран наиболее интересный по полноте геологической летописи и разнообразию типов берегов участок – полуостров Челекен. Развитие формирующей полуостров брахиантиклинальной складки на протяжении четвертичного периода происходило в условиях активного трансгрессивно-регрессивного режима Каспия и активного тектонического воздымания (со времени бакинской трансгрессии), что обусловило наличие в четвертичном разрезе отложений практически всех крупных трансгрессивных эпох Каспия: акчагыльской, апшеронской, бакинской, хазарской, хвалынской и новокаспийской (Федоров, 1948). Такая полнота разреза, вскрывающегося в клифе, делает его одним из наиболее представительных объектов на побережье Каспийского моря для целей палеогеографических реконструкций, позволяя использовать материалы по динамике береговой зоны полуострова для дополнения схемы трансформации берегов при колебаниях уровня моря (Геология..., 1962). Выбор ключевого участка был обусловлен и относительной доступностью полуострова Челекен для проведения полевых работ, обнаженностью четвертичных отложений в клифе западного побережья (Федоров, 1948), а также необходимостью прогнозирования развития берегов полуострова ввиду его высокой хозяйственной значимости: наличия объектов нефтедобычи и химической промышленности, развитой транспортной инфраструктуры.

В рамках полевых работ на полуострове автором был детально изучен разрез поздненеоплейстоценовых и голоценовых отложений на западе «Челекенского Лбища». Главной задачей работы на обнажении была инструментальная фиксация границ стратиграфических подразделений. Высотная привязка границ стратиграфических уровней производилась с помощью нивелира и измерительной ленты (рис. 13). Плановая привязка осуществлялась при помощи GPS приемника. По характерным изменениям стратиграфии вскрытых в обнажении отложений морского плейстоцена разрез «Западный

Челекен» был разбит на 18 участков, для каждого из которых была выполнена зачистка, детальное описание, зарисовка и фотофиксация текстурных особенностей отложений (рис. 14, 15, 16).



*Рисунок 13. Геодезическая привязка бровки клифа, «Западный Челекен».*



*Рисунок 14. Фотофиксация стратиграфических уровней, разрез «Западный Челекен»*



*Рисунок 15. Зачистка обнажения, разрез «Западный Челекен».*

Для восьми наиболее полных в стратиграфическом плане участков, охарактеризованных наличием фауны каспийских моллюсков, были выполнены подробные описания слоев с привязкой их подошвы к уровню Каспийского моря путём нивелирной съёмки, и произведен отбор проб на комплекс анализов.

В ходе изучения разреза отбирались образцы морских и континентальных отложений на комплекс анализов. Особое внимание уделялось поиску фауны каспийских моллюсков и их отбору. Отдельно были отобраны образцы для проведения радиоуглеродного и OSL-датирования. Протяженность изученного разреза составила 6 км.



*Рисунок 16. Описание стратиграфических горизонтов, разрез «Западный Челекен»*

Результатом изучения разреза «Западный Челекен» стал профиль, на котором нанесены все зачистки, стратиграфия и литология выделенных слоев, фаунистические комплексы, а также полученные радиоуглеродные даты.

Берега полуострова Челекен изучались путем маршрутного описания их морфологии, оценки протяженности выделенных типов берегов, а также нивелирного профилирования на протяжении ряда лет с 2007 по 2012 года. В ходе маршрутных исследований были выделены основные элементы современного рельефа полуострова, а также оценены современные рельефообразующие процессы. На основании этих материалов, а также данных дешифрирования космических снимков была составлена геоморфологическая карта полуострова Челекен и прилегающей территории, карта типов берегов Юго-Восточного побережья Каспийского моря, а также прогнозная карта развития берегов.

## 2.4. Аналитические методы

### 2.4.1. Гранулометрический анализ.

Гранулометрический анализ является основой любого литологического исследования осадочных пород. Этот метод позволяет определить размеры частиц, слагающих рыхлую породу, а также степень сортировки отложений по крупности (Крашенинников и др., 1988). Распределение частиц по крупности отражает динамические условия среды накопления изучаемых отложений. Таким образом, используя данные гранулометрического анализа можно реконструировать обстановку седиментации (Рухин,



Рисунок 17. Ситовой анализ отложений из разреза «Западный Челекен»

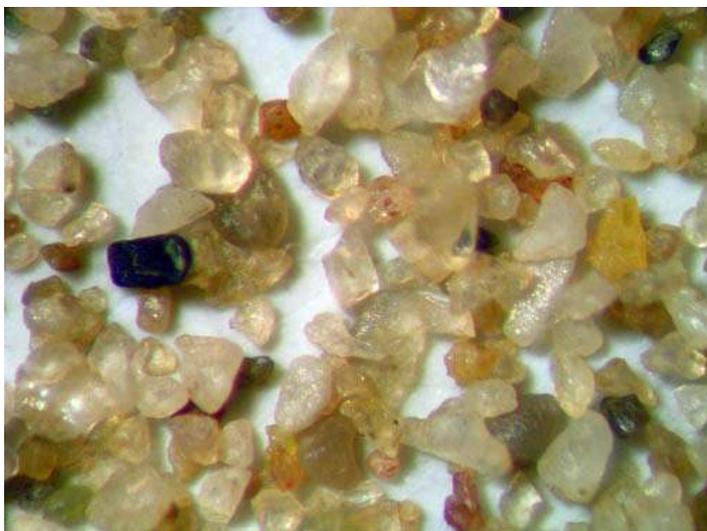
1947). Анализ основан на разделении зерен на отдельные фракции путем просеивания через сита с уменьшающимися размерами отверстий (рис. 17). Для анализа песчано-алевритовых пород применялся стандартный ситовой анализ (Крашенинников и др., 1988): 100 г навеска просеивалась через сита размерностью 2; 1; 0,5; 0,25; 0,1 и 0,05 см. Полученные в результате фракции, взвешивались на весах с точность

$\pm 0,01$ . Гранулометрический анализ глинистого остатка (фракция  $< 0,05$ ), а также образцы тяжелых суглинков и глин проводился с применением лазерного анализатора размеров частиц Fritsch *Analysette 22*. Анализатор позволяет проводить определение размеров частиц в диапазоне от 0,00016 до 1,25 мм. Всего было обработано 42 образца из разреза Западный Челекен.

#### *2.4.2. Минералого-петрографический анализ песчаной фракции и морфоскопия песчаных кварцевых зерен.*

Комплексный минералого-петрографический анализ состоял из: 1. Получения характеристик формы зерен и особенностей их поверхности, которые позволяют делать выводы относительно дальности путей переноса обломочного материала или продолжительности их транспортировки; 2. Установления минерально-петрографического состава, что даёт возможность судить о характере пород, развитых в области сноса, и соответственно о палеогеографических обстановках осадконакопления; 3. Изучения органических остатков.

Фракции, полученные при гранулометрическом анализе, изучались под биноклем, как в отраженном, так и в проходящем свете, позволяющем рассмотреть форму, размер и цвет зерен, и таким образом, с большей вероятностью определить их



*Рисунок 18. Образец песчаной фракции из разреза СН-3.*

минеральный состав. Изучению были подвергнуты крупно- и среднеспесчаная фракции 15 образцов из опорной зачистки СН-3 разреза «Западный Челекен» (рис. 18).

На первом этапе под биноклем изучались морфология обломков, характер и степень их окатанности, вторичные (гипергенные) изменения. Анализ проводился по методу Рухина (1961). Окатанность обломков определялась

по классам. В классе неокатанных обломков выделялись: 1. неокатанные с входящими углами (т.е. с отрицательной кривизной) и 2. неокатанные обломки с выступающими углами (т.е. с положительной кривизной). В классе окатанных обломков: 3. Угловато-окатанные (окатаны только выступающие вершины зерен); 4. Окатанные (положительная плоскость граней с сохранением кристаллографического облика минерала – габитуса); 5.

Хорошо окатанные (в основном округлые без сохранения габитуса). Для каждого образца выделялась сотня обломков, для которой подсчитывалось количество зерен каждой градации окатанности (Рухин, 1961).

Для обломков биогенной природы подсчитывалось соотношение цельнораковинных органогенных остатков, детрита и биокластов (окатанные биогенные остатки). Обломки литокластов (Рухин, 1961) для изученных образцов представлены вулканокластами (обломки основной массы эффузивных пород), метакластами (обломки различных метаморфических пород: микрокварцитов, биотит-кварцевых сланцев и др.), седикластами (обломки алевролитов, в основном кварцевого состава, реже глинистых пород). Особый интерес представляют кристаллокласты: полевые шпаты (плагиоклазы и калиевые полевые шпаты), слюды (биотит, мусковит, хлорит), зерна глауконита, гипса и др., наиболее четко отражающие условия среды – обстановку и условия седиментации, а также состав материнских пород в области размыва.

Целью второго этапа исследования являлось определение соотношения автохтонного и аллохтонного материала. В первом случае осадочным материалом сформировался в самом бассейне седиментации, во втором – привнесен извне эоловым или флювиальным путем. Автохтонный материал представлен почти исключительно, биогенным, а именно зоогенным, известкового состава, материалом, и, крайне редко, фитогенными остатками, в основном травянистой и кустарно-травянистой растительности. Биогенный материал представлен в основном остатками целых раковин (единично), их детритом (основная масса) и биокластами (окатанные обломки) двустворок. Аллохтонный материал – это привнесенный в бассейн седиментации палеопотоками материал (Крашенинников и др, 1988). Для определения общего содержания биогенного материала известкового состава образцы дважды обрабатывались 5% раствором соляной кислоты до полного его растворения, и неоднократно промывался дистиллированной водой. После этого проводилось взвешивание некарбонатного остатка преимущественно кварц-силикатного состава.

Третий этап анализа заключался в изучении полученного после растворения карбонатов кальция биогенного материала. По морфологии и микростроению обломков среди них выделялись обломки кварца, кристалло- и литокластов, рассматриваемых как аллохтонный материал. Из расчета на 100 зерен подсчитывалось количество зерен для каждой группы, анализировалась их форма, состав и изменения. В изученных образцах не удалось получить тяжелую фракцию, так как её количество не превышало десятой доли процента.

На основании полученных данных было выявлено 3 группы характерных образцов, сходных по минералогическому составу, для каждой из которых по стандартной методике (Крашенинников Г.Ф., 1988) составлены кумулятивные кривые для каждой фракции, таблицы соотношения зёрен различной окатанности, таблицы минералого-петрографического состава лёгкой фракции.

Полученные в ходе минералого-петрографического изучения образцов данные, позволяют в общем виде реконструировать закономерности развития процессов осадконакопления. Анализ минералого-петрографического состава и характеристики окатанности зерен позволяют определить характерные скорости осадконакопления, а также выявить области сноса и особенности динамики экзогенных и субаквальных процессов, принимавших участие в формировании четвертичных отложений (Рухин, 1962).

#### *2.4.3. Анализ малакофауны.*

Биостратиграфической основой расчленения морского плейстоцена Каспийского региона является фауна моллюсков рода *Didacna* (Невесская, 1958; Федоров, 1978; Янина, 2005; Свиточ, Янина, 1997; Свиточ, Янина, 2007; ). Основу плейстоценовой и голоценовой малакофауны Каспийского региона составляют моллюски рода *Didacna* (74 вида и подвида) (рис. 19, 20). Основным методом исследования образцов морской фауны является малакофаунистический, заключающийся в изучении таксономического состава, тафономии, биостратиграфического распределения, исторического развития и биогеографии каспийских моллюсков (Методы..., 1999; Свиточ, 1987). Особенностью рода *Didacna* является быстрое эволюционное развитие на видовом и подвидовом уровне, определившее важнейшее значение этого рода для стратификации морского плейстоцена Понто-Каспия и палеогеографических реконструкций его бассейнов (Янина, 2005). Представители других родов и семейств, которые являются сопутствующими видами широкого временного диапазона, являются моллюски родов *Monodacna*, *Adacna*, *Cardium*, *Dreissena*, а также представители класса *Gastropoda* (Янина, 2005). В своем распределении по разрезу морского плейстоцена Каспийской области (Янина, 2012) дидакны образуют следующие фауны: бакинскую (b), урунджикскую (ur), раннехазарскую (hz1), позднехазарскую (hz2), хвалынскую (hv) и новокаспийскую (nk). Критерием выделения комплексов фауны в разрезах является таксономический состав фаунистической группировки с широким развитием в ней определенной группы дидакн (*crassa*, *trigonoides*, *catillus*), присущие ей руководящие и характерные виды, и ее приуроченность к толще каспийских отложений, отделенной от других аналогичных толщ перерывом в морском

осадконакопления, характеризующей определенную трансгрессивную эпоху в истории Каспия (Свиточ и др., 2000). Все комплексы фауны неразрывно связаны между собой: им присущи как доживающие или исчезающие виды, являющиеся «наследием» более древних эпох, так и первое появление редких форм, получивших свое широкое распространение в более позднее время; ряд видов являются транзитными для нескольких комплексов фаун.

Фаунистические комплексы имеют общие для фауны признаки и характеризуют разновозрастные пачки отложений, отвечающие отдельным стадиям развития трансгрессии. Для комплексов характерен определенный таксономический состав дидакн, руководящие, характерные и показательные виды. Бакинская, урунджикская и новокаспийская трансгрессивные эпохи представлены каждая одним комплексом фауны. Раннехазарская фауна включает три фаунистических комплекса; позднехазарская и хвалынская – по два комплекса (Янина, 2005).

Новокаспийский комплекс состоит из трех подкомплексов (Свиточ, 1995): они включают примерно одинаковый состав дидакн, однако, ранний из них отличается отсутствием черноморского вида *Cerastoderma glaucum* (Poir.), а поздний включает еще два черноморских вида – *Mytilaster lineatus* (Gmel.) и *Abra ovata* (Phil.).

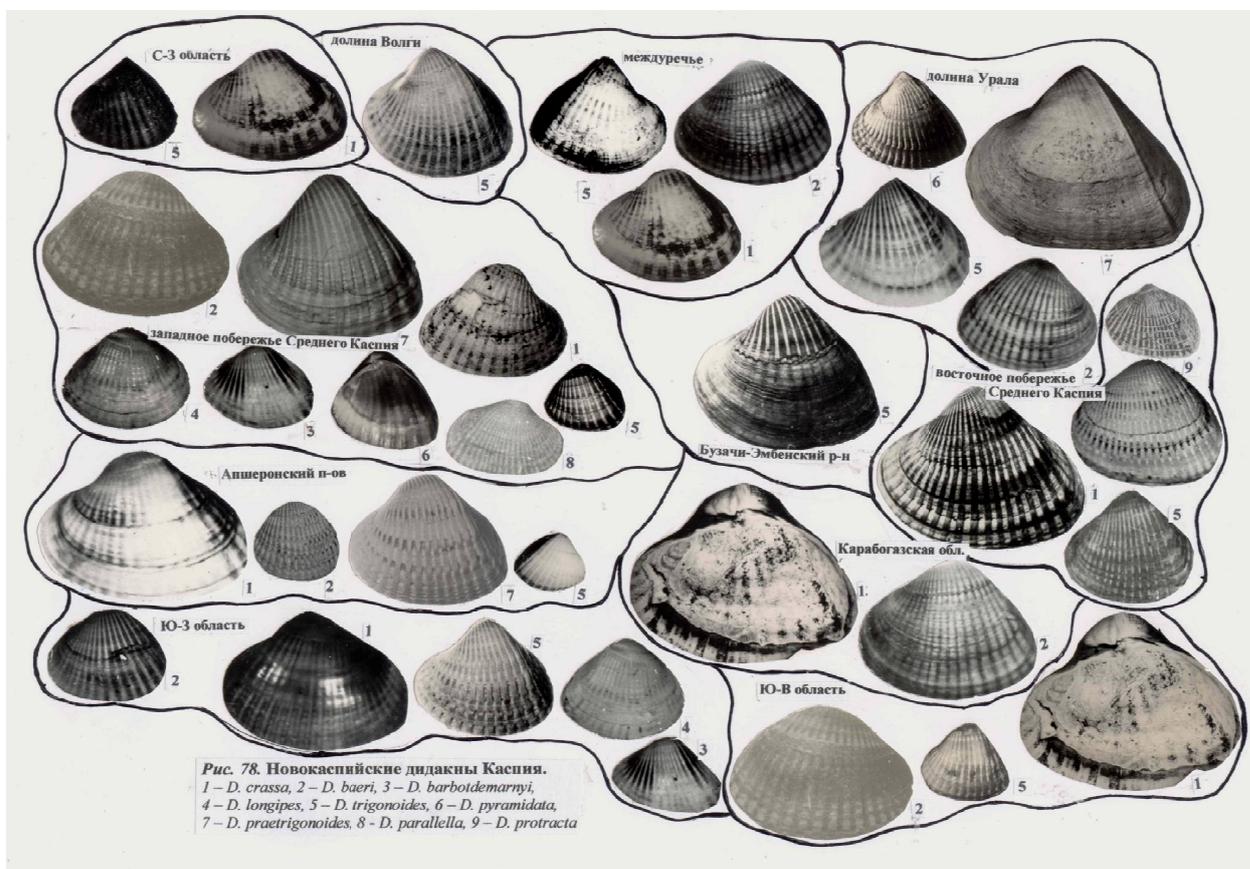


Рисунок 19. Каспийские моллюски рода *Didacna* Eichwald (Янина, 2005).

Природные области Каспийского региона в распространении представителей фаунистических комплексов (подкомплексов) имеют особенности, вызванные различием палеоэкологической среды бассейна. На этом основании в их составе выделены фаунистические ассоциации (Янина, 2006). Наиболее разнообразны на площади региона позднебакинский подкомплекс, раннехазарские и раннехвалынский фаунистические комплексы, включающие несколько ассоциаций.

Каспийский плейстоцен представляет собой биозону *Didacna* – совокупность отложений, которая охватывает полный стратиграфический интервал распространения этого таксона. По временному развитию в ней фаун зона разделяется на подзоны, составляющие биостратиграфическое основание для выделения горизонтов. Им отвечают совокупности пород, сформировавшиеся в соответствующий этап геологической истории региона, нашедший отражение в особенностях осадконакопления и в смене фаун, населявших Каспий. По результатам малакофаунистического анализа в разрезе морского плейстоцена Челекена выделены следующие комплексы: бакинский, урунджикский, нижнехазарский, верхнехазарский, хвалынский и новокаспийский горизонты, по палеогеографическому содержанию отвечающие одноименным трансгрессивным эпохам в истории Каспия. Для горизонтов выделены руководящие и характерные виды, для которых учитывался накопленный к настоящему времени материал по каспийским дидакнам восточного побережья Каспийского моря (Федоров, 1946; Невеская, 1956; Свиточ, 2002; Янина, 2005; Попов, 1961; Али-Заде, 1961 и др.).



*Рисунок 20. Скопления морской фауны в разрезе «Западный Челекен».*

Собранная в 2010 году в ходе полевого изучения разреза «Западный Челекен» коллекция ископаемой фауны моллюсков была подвергнута малакофаунистическому анализу. Определения образцов фауны каспийских моллюсков для разреза «Западный Челекен» выполнены профессором А.А. Свиточем.

В сводном разрезе морского плейстоцена установлены четыре фаунистически охарактеризованных горизонта, образующих его биостратиграфическую основу. Фаунистические комплексы моллюсков определены и описаны для урунджикских, хвалынских и новокаспийских отложений.

#### *2.4.4. Методы физического датирования.*

*Радиоуглеродный анализ* – разновидность радиоизотопного датирования, применяемого для определения возраста биологических останков, предметов и материалов биологического происхождения путём измерения содержания в материале радиоактивного изотопа  $^{14}\text{C}$  по отношению к стабильным изотопам углерода. Предложен Уиллардом Либби в 1946 году (Вагнер, 2006).

Метод основан на измерении соотношения первоначальной и оставшейся концентрации радиоактивных изотопов  $^{14}\text{C}$ . В настоящее время этот метод является наиболее надежным и удобным, а поэтому широко применяется при датировании и корреляции палеогеографических событий Каспийской области для второй половины позднего неоплейстоцена и голоцена (Методы, 1999).

Для датирования используются раскисленные остатки, почвенный гумус, биогенные карбонаты, и др. Оптимальный возрастной диапазон метода до 30 т.л. (Свиточ, 2000). Впрочем, появление новейшей техники и технологий значительно расширяет диапазон радиоуглеродного датирования. Использование масс-спектрометрии, ускорителей, изотопное обогащение образцов, позволяет расширить диапазон применения метода до 60 тысяч лет (Вагнер, 2006). Физический предел метода составляет 100 тысяч лет (Свиточ, 2000).

Методика отбора образцов и собственно технология проведения анализа подробно описаны в литературе (Вагнер, 2006; Методы..., 2007).

При интерпретации радиоуглеродных дат необходимо учитывать их расхождение с астрономическим временем. Например, для дат около 10 тыс. лет астрономический (календарный) возраст превышает радиоуглеродный примерно на 1,5 тыс. лет. Для получения астрономического возраста проводится процедура калибровки.

Для голоцена, эта проблема решается путем соотнесения радиоуглеродных датировок с дендрохронологическими. На основании подобных сравнений создаются

калибровочные кривые, позволяющие преобразовывать радиоуглеродный возраст в календарный. При датировке доголоценовых отложений следует учитывать возможные отклонения полученных датировок от истинного возраста в первые тысячи лет (Методы..., 1999).

Полученный в результате радиоуглеродного анализа конвенциональный  $^{14}\text{C}$ -возраст подвергается калибровке. Для этого используются принятые научным сообществом кривые и программы, основанные на высокоточных радиоуглеродных измерениях дендрохронологически датированных последовательностей годовых колец деревьев. Для отличия калиброванного  $^{14}\text{C}$ -возраста от конвенционального, калиброванные даты указываются в нотации с «cal г., до н.э.» (Вагнер, 2006).

Особого внимания требует датирование геологических отложений, образованных в динамичных средах осадконакопления (пляжевые, аллювиальные, эоловые). Основной материал, используемый для датировок подобных отложений – древесина, древесный уголь, ракушечный детрит – может быть переотложенным. Их возраст, таким образом, далеко не всегда соответствует времени формирования того геологического тела, из которого они были отобраны. Часто такие датировки существенно увеличивают истинный возраст отложений. Поэтому следует осторожно относиться к интерпретации единичных датировок и подкреплять их независимыми методами датирования. Наиболее надежны серийные измерения либо по одному слою, либо по вертикальным разрезам с естественным увеличением возраста отложений книзу (Руководство по изучению..., 1976).

Можно констатировать, что в современном виде на историческом интервале (от десятков лет до 60-70 тысяч лет в прошлое) радиоуглеродный метод можно считать достаточно надёжным и качественно откалиброванным независимым методом датирования предметов биологического происхождения.

Радиоуглеродный анализ в настоящее время является общепризнанным методом абсолютного датирования Каспийских позднеплейстоценовых и голоценовых отложений, позволяющий проводить корреляцию отложений ниже-, верхнехвалынских и новокаспийских отложений для разных берегов Каспия.

В рамках данной работы были впервые выполнены радиоуглеродные датировки по морскому плейстоцену юго-восточного побережья Каспийского моря. Анализ выполнен в Лаборатории палеогеографии и геохронологии СПбГУ в 2013 году. Получены две радиоуглеродные даты: ЛУ-7111 по раковинам *Didacna praetrigonoidas*, разрез СН-3, слой 6 -  $11830 \pm 160$  ( $13750 \pm 170$  кал. BP) и ЛУ-7113 по раковинам *Didacna umbanata* (разрез СН-5, слой 2) -  $13870 \pm 230$  ( $17260 \pm 160$  кал. BP). Анализ значений календарного возраста приведен на основании калибровочной программы «CalPal» Кёльнского университета

2006 года (N.Weninger, O.Joris, U.Danzeglocke). Согласно полученным датам, возраст вмещающих отложений  $11830 \pm 160$  ( $13750 \pm 170$  кал. ВР), по-видимому, свидетельствует верхнехвалынскому возрасту вмещающих отложений, в то время как датировка  $13870 \pm 230$  ( $17260 \pm 160$  кал. ВР) однозначно относится к максимуму раннехвалынской трансгрессии Каспия, что подтверждается большим количеством датировок на всех участках Каспийского побережья полученных различными исследователями (Karlin и др., 1993).

Для бассейна Каспия рядом исследователей получены даты для разных этапов развития бассейна, наколен статистический объем датировок.

Анализ данных радиоуглеродного датирования позволил ряду исследователей, (Свиточ, 1997; Янина, 2012; Арсланов и др., 2013) прийти к выводу о том, что тонкостенные, часто мелкие, раковины из раннехвалынских отложений в большинстве случаев дают заниженный  $^{14}\text{C}$  возраст. Сводные данные датировок показывают занижение  $^{14}\text{C}$  возраста из раннехвалынских отложений: ряд образцов дают  $^{14}\text{C}$  возраст в пределах от  $10900 \pm 200$  (ЛУ-5952) до  $12270 \pm 140$  лет (ЛУ-7021), характерный для позднехвалынских раковин, залегающих стратиграфически выше.

Характерный  $^{14}\text{C}$  возраст датированных образцов толстостенных раковин *D. praetrigonoides* из позднехвалынских отложений (Арсланов и др., 2013; Бадюкова, 2007) находится в пределах от  $11340 \pm 100$  лет (ЛУ-479В) до  $12650 \pm 160$  лет (ЛУ-5801). Этот интервал возраста является синхронным интерстадиалам аллеред-беллинг ( $^{14}\text{C}$  возраст от 11000 до 12400 лет).

Заниженный  $^{14}\text{C}$  возраст тонкостенных раннехвалынских раковин и адекватный возраст толстостенных позднехвалынских раковин имеет геохимическое обоснование: загрязнение тонкостенных раковин происходит весьма быстро путем изотопного обмена между кристаллической решеткой  $\text{CaCO}_3$  раковин и растворенными более молодыми карбонатами грунтовых вод. В то же время диффузия загрязненных карбонатов внутрь толстостенных хорошо сохранившихся раковин происходит значительно медленнее. Установлено, что во внутренние слои древних толстостенных раковин путем диффузии проникает максимально до 2 % современного углерода, придавая древним раковинам кажущийся возраст около 32000 лет (Арсланов и др., 2013).

Интервал возраста раннехвалынских раковин ( $12480 \pm 230$  –  $13320 \pm 360$   $^{14}\text{C}$  л.н. и  $14710 \pm 420$  –  $16270 \pm 680$  кал. л.н.) является синхронным  $^{14}\text{C}$  возрасту нижнего дриаса ( $12400$ – $13000$  лет).

Имеющиеся  $^{14}\text{C}$  даты для раковин моллюсков *D. subcatillus*, *D. protracta* из кернов скважин в Северном Каспии составляют датировки  $30360 \pm 610$  (ЛУ-6884) и  $29200 \pm 1220$

(ЛУ–5953) лет относятся к начальным этапам раннехвалынской трансгрессии при уровне бассейна близком к современному Каспию (Свиточ, 2003; Свиточ, 2012).

## Глава 3. Физико-географическая характеристика

### 3.1. Ландшафтно-климатические условия и основные факторы формирования прибрежных экосистем

Юго-восточное побережье Каспийского моря расположено в туркменском сегменте восточного побережья (рис. 18) Каспийского моря и включает в себя два физико-географических района: Прибалханскую и Западно-Туркменскую низменности (Геология... 1957).

С севера изучаемая территория ограничена Красноводским плато, Кубадагским хребтом, Большебалханским горным массивом, с востока – горными массивами Западного Копетдага и Малого Балхана. Высотные отметки здесь колеблются от -27,6 м до +100 м БС (Бабаев, Горелов, 1990). Прилегающий к низменности участок Каспийского моря очень мелководен. Десятиметровая изобата лежит здесь в 10-20 км от береговой линии.

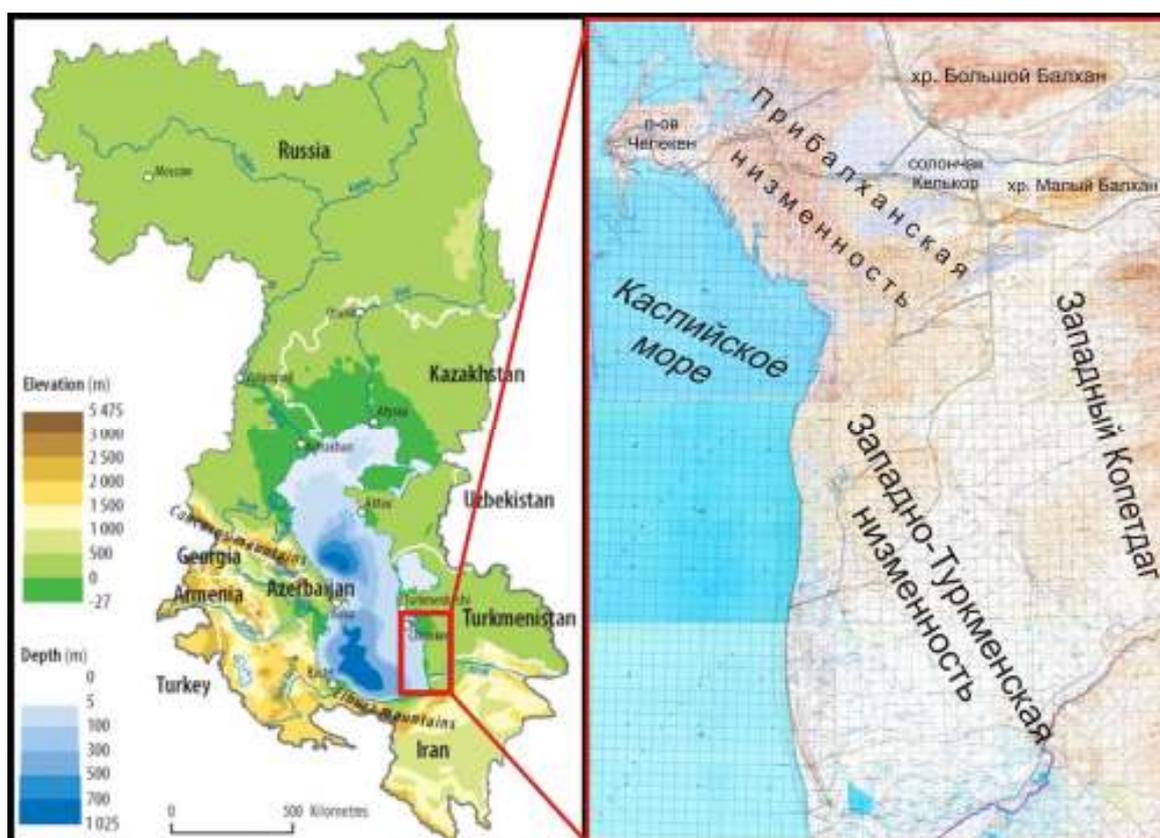


Рисунок 21. Обзорная схема района исследования.

Климатические условия многообразно влияют на формирование рельефа побережья. Степень увлаженности и теплообеспеченность обуславливает ход процессов выветривания и речной сток с суши, который является одним из основных источников поступления наносов в береговую зону (Леонтьев, Халилов, 1965). Климатические

условия определяют режим ветра и волнения, режим течений (Косарев, Жирнов, 1970), характер колебаний уровня водоема. Наконец, климат влияет на биологию моря, а морские организмы зачастую представляют собой существенный фактор развития береговой зоны.

Климат юго-восточного побережья Каспийского моря определяется географическим положением моря, характером переноса воздушных масс, непосредственно связанных с ближайшими к морю центрами действия атмосферы, и рельефом прилегающей суши (Косарев, 1975). В свою очередь, и сам Каспий благодаря огромному объему водной массы, обширной площади и протяженности является важным климатообразующим фактором. В климате побережья ощущается умеренное влияние моря. Средняя годовая температура воздуха: 15,4 С<sup>0</sup>; абсолютный максимум 44 С<sup>0</sup>, абсолютный минимум -18 С<sup>0</sup>, табл. 1. Продолжительность безморозного периода составляет 260 дней. Годовое количество осадков – менее 150 мм (Атлас..., 1968).

Весной и осенью преобладают континентальные полярные массы, эпизодически вторгается также тропический воздух. Летом главным климатообразующим фактором являются массы тропического воздуха. Массы континентального полярного воздуха поступают на Каспий из области сибирского антициклона. В зимнее время эти антициклональные массы создают умеренные морозы, несут осадки и устойчивую безветренную погоду (Леонтьев, Халилов, 1965). Летом континентальный полярный воздух создает сухую жаркую погоду. Вторжение арктического воздуха чаще всего происходит в начале и в конце зимнего периода. Приход арктического воздуха обычно сопровождается резким похолоданием, штормовыми северными и северо-западными ветрами (Добровольский и др., 1969).

*Таблица 1, Среднемесячные и годовые температуры воздуха, С<sup>0</sup> (Леонтьев, Халилов, 1965).*

Среднемесячные и годовые температуры воздуха, С <sup>0</sup>													
Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Годовые
Туркменбаши	2,4	4,0	8,0	14,0	21,0	26,0	29,0	28,5	24,0	17,5	11,0	7,0	15,8
Челекен	2,0	4,0	8,0	13,0	18,0	23,0	27,0	28,0	23,0	18,0	11,5	8,0	16,0
Чекишляр	1,5	5,0	9,0	14,0	20,5	22,0	27,0	27,0	23,5	17,5	11,0	7,0	15,8
Гасан-Кули	3,0	6,8	10,0	13,5	19,6	24,0	27,0	27,0	24,0	18,0	11,5	8,0	16,0
Количество осадков по сезонам и за год, мм													
Пункт	Зима			Весна			Лето			Осень			Год
Туркмебаши	34			40			11			18			103
Челекен	41			39			9			22			111
Гасан-Кули	79			33			30			53			195

Для района характерно уменьшение количества атмосферных осадков по мере отдаления от берега моря. Большая часть побережья попадает в зону недостаточного увлажнения и получает за год менее 150 мм осадков, что позволяет отнести ее к области с полупустынным и пустынным климатом, для которой характерна резкая континентальность климата. Средняя величина испарения с поверхности воды за год составляет 983 мм/м<sup>2</sup> (Бабаев, 1995).

Ветровой режим района играет значительную роль в развитие рельефообразующих процессов на побережье. Преобладают ветры муссонного характера. Наибольшая повторяемость характерна для северо-западных и восточных ветров, в меньшей степени, для, северных и юго-восточных ветров (табл. № 2).

Таблица 2: Средняя многолетняя повторяемость ветров за год, % (без учета штилей), (Леонтьев, Халилов, 1965)

Средняя многолетняя повторяемость ветров за год, % (без учета штилей)								
Пункт	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Туркменбаши	<b>21</b>	11	<b>20</b>	8	6	7	8	<b>19</b>
Туркменбаши, плавучий маяк	17	15	11	9	4	6	14	24
Челекен	<b>16</b>	11	<b>17</b>	16	4	4	10	<b>22</b>
Огурчинский	<b>21</b>	10	<b>24</b>	10	5	3	7	<b>20</b>
Чекишляр	14	12	8	3	3	11	<b>27</b>	<b>22</b>
Гасан-Кули	12	15	8	4	3	9	<b>27</b>	<b>22</b>
Средние скорости ветров по румбам по многолетним данным								
Туркменбаши	7,2	5,9	4,2	2,9	2,3	2,7	3,6	5,3
Тарта	4,5	3,9	5,3	5,3	3,3	3,2	4,9	6,5

*Волнение.* Каспийское море относят к беспокойным морям (Косарев, 1990). При частых сильных ветрах волнение развивается очень быстро и носит «неправильный» характер, нередко переходя в толчею. Наиболее беспокойное время года – с ноября по март, включительно (табл. 3). В этот период волнение достигает 6 баллов и более. Наиболее спокойным является период с мая по июль включительно.

Таблица 3: Повторяемость волнений различных направлений, % (Леонтьев, Халилов, 1965)

Повторяемость волнений различных направлений, %									
Пункт	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Челекен	10	5	13	9	4	7	22	30	0
Огурчинский	20	9	25	8	5	1	5	21	6

Красноводский, Северно- и Южно-Челекенский заливы характеризуются своеобразием гидрометеорологических условий, ввиду их изолированности и отсутствия нормального водообмена с морем. Максимальную повторяемость и наибольшую скорость здесь имеют ветры северного направления (Люция..., 1954). Наиболее редкие и слабые ветры наблюдается с юго-запада. Благодаря незначительной глубине и малой акватории этих заливов, ветровой режим полностью определяет характеристики волнения, обуславливая сгонно-нагонные явления. Кратковременные сгоны и нагоны происходят под влиянием главным образом северных и северо-западных ветров. При ветрах других направлений кратковременные колебания уровня происходят редко. В среднем сгонно-нагонные колебания уровня продолжаются 6-8 часов, иногда до 27 часов, не превышая при этом 40 см. На берегах Челекена сгонно-нагонные явления не очень значительны и колеблются в пределах  $\pm 0,6$  м, но на юге полуострова могут достигать  $\pm 1,2$  м (Леонтьев, Халилов, 1965). При волнении масса илистого материала, залегающего на дне, взмучивается и переносится волновыми течениями, отлагаясь на поверхности осушаемой полосы в особенности в местах с развитой растительностью. Широкое распространение низменных берегов и полу-изолированных заливов определяет существование на побережье участков со значительной (до 300 м) сгонно-нагонной осушкой (Леонтьев и др., 1977).

Для восточного побережья Каспия в целом характерно перемещение наносов в южном направлении, при этом, в районе полуострова Челекен наблюдается устойчивое перемещение наносов от Челекенского мыса к северу и к югу (Никифоров, 1970). Построения, выполненные для берегов полуострова Челекен (Леонтьев и др., 1975), позволяют сделать вывод, что в северной части восточного побережья имеется тенденция к перемещению наносов в северном направлении. Для Южно-Челекенской косы отмечается значительная продольная составляющая (табл. 4), обеспечивающая перенос материала в южном направлении (Никифоров, 1977). К югу от Челекена отмечается наличие ряда потоков различного направления, однако превалирует общее южное направление переноса, величина наносодвижущей силы сокращается в центральной части юго-восточного побережья, вновь возрастая у населенных пунктов Чекишляр и Гасан-Кули (Леонтьев и др., 1977).

Важнейшей характеристикой определяющей профиль берега является высота волн, которая отражает квадратическую зависимость между высотой и энергией волны. Для юго-восточного побережья высоты волн на открытых участках побережья достигают 4,4 м, для полуизолированных заливов не превышая отметки 1,6 м (Леонтьев, Халилов, 1965).

Табл. 4: Повторяемость волнений по градациям, м (Леонтьев, Халилов, 1965).

Пункт	Повторяемость волнений по градациям, м			Замеренная максимальная высота волны, м
	0-0,75	0,75-3,5	5,5-более	
Красноводский плавмаяк	38	58	4	2,5
Челекен	52	39	9	4,4
Огурчинский	76	22	2	3
Гасан-Кули	43	55	2	2,6

*Источники наносов.* В современную эпоху для юго-восточного Прикаспия характерно отсутствие постоянных водотоков на значительном протяжении берега, за исключением временных водотоков, а также маловодной реки Атрек, которая, начиная с третьей четверти XX века, не доносит своих вод до моря. Это обуславливает значительный дефицит наносов в береговой зоне.

Участки абразионных берегов на юго-восточном побережье Каспийского моря представлены мергелисто-известняковыми, легко истираемыми до алевритовой и пелитовой фракций, и глинистыми породами, в связи с чем, образуемый здесь терригенный материал выносится за пределы береговой зоны течениями и, как правило, не может служить в качестве компонента прибрежных наносов. Местное значение имеет материал, образованный в результате размыва участков берега, сложенных рыхлыми наносами (пески, алевриты и глины)

В таких условиях большое значение приобретает эоловый перенос. В ряде опытов было установлено, что даже на значительном удалении от берега отложившийся из пыли за год слой грунта составляет 0,28 мм (45). Ветровая эрозия на суше, достигает 6 см в год (Чередниченко, 1991). Поскольку развевание песков происходит здесь главным образом при восточных ветрах, основная масса выдуваемого песка, в основной своей части поступает в море.

Важным источниками наносов на побережье являются хемогенные процессы и жизнедеятельность морских организмов. В пределах мелководья главную роль в этом процессе играют моллюски, которые обогащают береговую и мелководную зоны известковым материалом (Леонтьев, Халилов, 1965). Скопления биогенного материала в пределах прибрежной зоны встречается в двух видах: скопления преимущественно целых или крупнобитых раковин и измельченный раковинный материал. Области распространения биогенного материала определяется ареалами биоценозов и

танатоценозов морских моллюсков. Скопления раковинного материала формирует особый тип донного грунта – ракушу, обширные поля которой составляют заметную часть всех донных отложений. В отложениях прибрежной зоны юго-восточного Прикаспия биогенный материал резко преобладает над прочими видами наносов, достигая 80, а иногда и 95% (Леонтьев и др., 1977).

Воды Каспия в районе исследования пересыщены карбонатом кальция. Химическое осаждение карбонатов является для Восточного побережья главным процессом поступления хемогенного материала. Другими незначительными источниками наносов могут быть гравитационные процессы, грязевой вулканизм (Глазовский, 1976; Глазовский и др, 1976), однако материал поставляемый данными процессами незначителен по объему и быстро перетирается до пелитовой размерности и выносится за пределы береговой зоны. Фактор ледового переноса также не оказывает влияния на баланс наносов ввиду крайне редкого явления ледового припая на восточном побережье, который имеет место лишь в исключительно холодные годы, но даже в это время продолжительность замерзания воды в прибрежной зоне не превышает 1-2 недель.

*Растительность.* Растительный покров изучаемой территории скудный, пустынный и полупустынный. Травяной покров (ковыль, мятлик, песчаная осока) разреженный, зеленеет только в период март-апрель, в мае травы уже выгорают. Песчаные массивы местами закреплены кустарниками, которые представлены в основном белым саксаулом, черкезом, селитрянкой и кандымом. Высота кустов от 0,8 до 3,5 м, расстояние между ними в среднем от 3 до 15 м (Аманниязов, 1995). Широко распространена галофитная растительность: шоратан, селитрянка и др. (Арнагельдыев, Костюковский, 1990). На солончаках, сорах и такырах растительность отсутствует (5).

## **3.2. Геологическое строение побережья**

### **3.2.1. Тектоника.**

Согласно современным представлениям (Казьмин, Вержбицкий, 2011), юго-восточному побережью Каспийского моря соответствует крупная региональная депрессия – Западно-Туркменская (Закаспийская) впадина, являющаяся западным обрамлением крупной Южно-Каспийской области прогибания (Алиханов, 1978). Современные контуры Закаспийской депрессии обозначились еще в конце палеогенового – начале неогенового времени (Геология..., 1957). Депрессия выполнена мощной толщей (от 3-5 км до 7-8 км) неогеновых и четвертичных терригенных отложений. Она четко выделяется в виде регионального минимума силы тяжести, со сложным распределением аномалий силы

тяжести в его пределах. К северу от него располагается огромный по площади Красноводский максимум силы тяжести, характеризующийся повышенными значениями магнитного поля. Такие крупные колебания аномалий силы тяжести свидетельствуют о значительных перемещениях в земной коре масс различной плотности, и являются, как и характер изменения магнитного поля, типичными для краевых депрессий альпийских геосинклинальных областей (Геология..., 1957).

Данные комплексных геофизических исследований позволяют выделить в пределах Западно-Туркменской впадины ряд тектонических зон второго порядка, характеризующихся специфическими особенностями глубинного геологического строения и геотектонического развития: 1) Прибалханская депрессия; 2) зона погружения антиклиналей Западного Копетдага; 3) Бугдайлинская переходная зона; 4) Мессерианская складчатая зона; 5) Кеймиро-Чикишлярская зона; 6) Кизылатрекская депрессия (Геология, 1957).

Отражение в рельефе Прибалханской депрессии, соответствует Прибалханская низменность, которая охватывает всю северную часть юго-восточного побережья Каспия и протягивается от предгорий Западного Копетдага в ЗСЗ направлении к югу от горных сооружений Куба-Дага и Большого Балхана. Южная ее граница проводится условно по широте грязевого вулкана Гогран-Даг, где она соприкасается с Бугдайлинской зоной (Геология..., 1985).

Согласно геофизическим данным, Прибалханская депрессия характеризуется погружением мезозойского ложа и мощным развитием кайнозойских отложений, образующих ряд складок. Большая часть поверхности депрессии перекрыта современными отложениями. На фоне равнины, сложенной с поверхности мощным комплексом современных отложений, выступают в виде отдельных небольших островков куполовидные, сильно разбитые тектоническими нарушениями антиклинальные поднятия: Челекен, Монджуклы, Боя-Даг, Сыртланли, в размытых сводах которых обнажены отложения челекенской свиты (красноцветная толща); Небит-Даг, сложенный с поверхности апшеронскими отложениями; Северный и Южный Урунджик, Кум-Даг и Каратепе (Худай-Даг), сложенные с поверхности бакинскими отложениями (Машрыков, 1973).

С севера Центральная зона поднятий (Челекен-Боядаг) отделена от Кубадаг-Большебалханской структуры обширной синклинальной зоной. Наиболее крупной из синклиналей, по данным сейсморазведки, является Келькорская, занимающая всю площадь одноименного солончака.



Для большей части Прибалханских структур характерно поднятие их центральных частей, обычно выступающих среди равнины в виде небольших изолированных возвышенностей. Углы падения на крыльях складок в присводовой части достигают 20—30°, а по мере удаления от свода убывают и уже в 3—5 км от оси складки не превышают 5—10°. Южные крылья обычно более крутые, чем северные. Для всех структур характерно резкое увеличение мощностей отдельных горизонтов (неогена и четвертичных) по мере продвижения от свода к крыльям и, соответственно, увеличение углов падения с глубиной. Весьма типично обилие дизъюнктивных нарушений, различных по амплитуде, простиранию и времени образования (Морфоструктуры..., 1992).

Материалы геофизические исследований и геологические данные позволяют установить наличие в пределах структур как размылов, связанных с формированием складок, так и региональной зоны разломов, связанной с развитием всей депрессии. Первые, как правило, фиксируются только в сводовых частях складок и быстро затухают к их периферии; вторые протягиваются далеко за пределы контуров складок и отчетливо прослеживаются в синклинальных прогибах (Геология..., 1957). К региональным разломам также относится система крупных Западно-Челекенских сбросов, имеющих простирание СЗ-ЮВ, разбивающих западную часть Челекенской складки на ряд блоков и образующих серию горстов и грабенов в отложениях от красноцветной толщи до четвертичных включительно.

Сложность тектонического строения восточной части депрессии, по-видимому, обусловлена наложением на основные региональные тектонические движения, охвативших всю область Западно-Туркменской низменности, локальных тектонических движений, связанных с формированием крупных мезозойских горных сооружений, которые расположены на небольших расстояниях друг от друга по окраинам депрессии (Геология..., 1968). К таким сооружениям относятся Большой и Малый Балхан, Кубдаг, Западный Копетдаг.

Сходное с Закаспийской депрессией строение имеет и прилегающая часть Южно-Каспийской котловины, которая характеризуется мощной толщей (до 10-12 км) осадочных пород, наличием многочисленных брахинатиклиналиных поднятий и сложной системой дизъюнктивных нарушений (Геология..., 1957).

*Явления грязевого вулканизма.* На Челекене, в Прибалханье и Западно-Туркменской низменности грязевые вулканы приурочены к антиклинальным складкам, часто венчают их, протягиваясь иногда цепочками вдоль наиболее крупных разломов (Морфоструктуры..., 1992). В современном рельефе явления грязевого вулканизма

проявляются в виде отдельных озерных котловин (Западный и Розовый Порсугели на п-ове Челекен) окруженных полями сопочной брекчии, останцов сцементированных минерализованными водами песчаников и сопочной брекчии, которые возвышаются над отдельными структурами в виде некков (Боядаг, Монджуклы и др.), а также многочисленных мелких сопутствующих грифонов. Наиболее крупные вулканы (Гёкпатлаук, Акпатлук, Порсу) формируют крупные кольцеобразные структуры диаметром до 3-5 км, возвышающиеся над окружающей территорией на 30-50 м. В настоящее время отдельные грязевые вулканы, а также поля сопков встречаются и на дне прилегающей каспийской акватории (Юнов, Мартиросян, 1990; Якубов и др., 1983).

Явления грязевого вулканизма, по-видимому, имели широкое распространение в районе исследования на протяжении всего четвертичного времени (Тачмурадов, 1970), играя иногда весьма значительную роль в рельефообразовании и геохимии каспийских вод (Глазовский, 1986). Выделявшиеся в ходе извержений минерализованные рассолы, нефть и нефтепродукты (Лебедев, Никитина, 1983) могли отравлять воды прилегающих акваторий, влияя на развитие биоты.

Показательной в этом плане может быть история крупного Челекенского вулкана Алигул (Тачмурадов, 1970), приуроченного к широтному разрыву, по которому южное крыло Челекенской складки опущено относительно сверленного на 270-300 м. Этап наиболее активной деятельности вулкана совпал со временем накопления отложений верхнего отдела красноцветной толщи (т.е. со средним плиоценом). Результат этой активности прослеживается на геофизических профилях, и в буровых скважинах, которые указывают на мощную толщу сопочной брекчии расположенную над средним отделом челекенской свиты, в толще среднего красноцвета.

Если говорить об истории развития Алигула, то, как отмечает Б. Тачмурадов (1970), сначала были сформированы условия концентрации газов на каком-то участке нижнего отдела красноцветной толщи. Над этой структурой должна была быть непроницаемая покрывка, преграждавшая движение газов. Постепенно, в результате нарастания давления а также в результате тектонических перестроек, формируется жерло вулкана (заложенное по разлому), через которое материал поднимается на поверхность, что является типичным примером проявления вертикальной струйной миграции флюидов. В ходе извержения газы захватывают значительное количество материала. Первоначально Алигул извергался в подводных условиях, когда верхний отдел красноцветной толщи еще только формировался (Тачмурадов, 1970). Об этом свидетельствует обнаруженное в ходе бурения закономерное замещение сопочной брекчии вулкана нормальными морскими осадками на границе верхнего и нижнего отделов (Вистелиус, 1966). После высвобождения

создавшейся энергии газа наступает период, когда происходит закупорка каналов вулкана вязкой глинистой брекчией и обломками коренных пород.

В последующие геологические этапы развития полуострова, указанные извержения Алигула неоднократно повторялись, в ходе тектонических подвижек по установившемуся ранее каналу вулкана (Тачмурадов, 1970).

### **3.2.2. Стратиграфия.**

*Строение мезо-кайнозойского основания.* На территории Западно-Туркменской депрессии развит мощный чехол осадочных пород, мощностью до 1-1,2 км, перерывающих более древние породы палеозоя и мезозоя. Наиболее древними отложениями района (Вистелиус, Романова, 1962) являются породы челекенской свиты (в большинстве источников за ней закрепилось не совсем точное название «красноцветная толща»), которые имеют среднеплиоценовый возраст и значительную мощность (Геология..., 1957). Данные геофизической съемки свидетельствуют о наличии на глубине свыше 4 км юрских и меловых отложений, вскрывающихся в горном обрамлении депрессии – на Большом и Малом Балхане, Кубадаге и в Западном Копетдаге. Ввиду отсутствия выходов мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложений в пределах Западно-Туркменской депрессии, рядом исследователей (Морфоструктуры..., 1992) изучение этих отложений проведено посредством анализа геофизических данных, материалов глубокого бурения и корреляции с разрезами Копетдага и Большого Балхана.

Горное обрамление Западно-Туркменской депрессии сложно дислоцировано и размыто. Вскрывающиеся в размытых сводовых частях складок Большого Балхана и Копетдага, юрские отложения представлены карбонатными, песчано-глинистыми и красноцветными породами (Кубадаг), песчаниками, сланцами и карбонатами (Большой Балхан). В Кубадаге вскрываются только верхнеюрские отложения, видимой мощности до 500 м. На Большом Балхане выделяются лейас, доггер, представленные терригенными породами видимой мощностью до 600 м (Геология..., 1957).

По современным представлениям (Хаин и др, 2007; Геология..., 1957) в эпоху ранней юры на территории Большого Балхана и, по-видимому, Западно-Туркменской впадины, существовал довольно глубоководный морской бассейн, к северу от которого располагалась суша. Во второй половине средней юры существовавшее здесь море несколько обмелело. Море Большого Балхана распространилось далеко на север, достигнув Мангышлака, южная граница проходила, по-видимому, в пределах Северного Ирана, где в Эльбурсе среднеюрские породы представлены континентальными угленосными толщами с отдельными слоями, охарактеризованными морской фауной

(Геология..., 1957). Море Большого Балхана, распространяясь и на площади Западного Копетдага, являлось частью Тетиса, и было отгорожено существовавшей в то время островной сушей Эльбурса.

*Породы палеогена* на территории Западной Туркмении повсеместно перекрыты толщей четвертичных отложений, мощностью в Кубадаге – до 300 м., Большом Балхане – до 400, Малом Балхане – до 500, Копетдаге – до 2000 м. Верхи палеогена повсеместно размыты (Геологическое..., 1960).

Имеющиеся данные позволяют установить непрерывное существование морского бассейна в эоценовое и нижнеолигоценое время в пределах Западной Туркмении. Повсеместно в пределах рассматриваемой территории отложения нижнего олигоцена представлены глинистыми осадками.

Морские отложения среднего и верхнего олигоцена сохранились в Западном Копет-Даге, где они представлены майкопской свитой. Их отсутствие в соседних районах, в Большом Балхане и на Красноводском полуострове, является, по-видимому, результатом последующего размывания, уничтожившего в пределах горного обрамления Западно-Туркменской впадины верхи морской палеогеновой серии (Машрыков, 1973).

*Неоген.* Неогеновые отложения представлены миоценовыми и плиоценовыми породами. В пределах Западно-Туркменской впадины отложения миоцена вскрыты бурением на востоке, в районе мессерианской ступени. Нижняя часть разреза мощностью в 300 м представлена глинистыми породами, отвечающими хорошо изученному в обнажениях Западного Копетдага и Большого Балхана чокракскому горизонту. Верхняя часть разреза мощностью до 400 м сложена чередующимися песчаниками, известняками, рукашечниками и глинами. Верхняя часть разреза предположительно соответствует караганскому, конкскому и сарматскому горизонтам (Геологическое..., 1960).

Начиная с чокракского времени наблюдается последовательное развитие трансгрессии миоценового морского бассейна, достигшей своего максимума в нижнесарматское время. Мелководное чокракское море вторглось в пределы Западной Туркмении, по Н.П. Луппову (Геология, 1957), в виде двух глубоко вдававшихся в сушу заливов – Устюртского и Туркменского (точнее Западнокопетдагского, включая Западно-Туркменскую депрессию). Чокракское море имело небольшие глубины, на что указывает характер отложений (песчаники, глины, мшанковые, раковинные и песчанистые известняки, часто с включениями гальки), а также присутствующая в них фауна (79). Благодаря непрекращавшимся пульсациям дна условия накопления осадков характеризовались большой динамичностью, что наиболее ярко отражено в составе осадков Западно-Копетдагского залива.

Начало караганского времени сопровождалось новой трансгрессией. Караганское море распространилось через Юго-Западную Туркмению в Прикопетдагской депрессии значительно дальше к юго-востоку, нежели чокракское. Караганское море в целом представляло собой замкнутый и значительно опресненный бассейн, судя по составу отложений, имел на западе широкое сообщение с морем. Временами, однако, здесь создавались условия, благоприятные для образования гипсов.

К началу сарматского века связь с морем нормальной солености совершенно утратилась, и сарматский морской бассейн, как известно, в продолжение всего своего существования оставался обособленным и замкнутым. В пределах Западной Туркмении находилась окраинная восточная его часть. Следует отметить, что, в отличие от чрезвычайно колеблющихся условий накопления осадков в конкское время, в нижнесарматское время в рассматриваемой части морского бассейна условия седиментации были более стабильны. Нижнесарматскому времени соответствует максимальное развитие миоценовой трансгрессии (Геология..., 1957).

Для Западно-Туркменской впадины невыясненным в настоящее время продолжает оставаться такой существенный вопрос, как присутствие в составе слагающих ее отложений морского миоцена и нижнего плиоцена и их соотношение с челекенской свитой (красноцветной толщей), что затрудняет возможность палеогеографических сопоставлений в отношении челекенской свиты Западно-Туркменской низменности.

Челекенская свита представлена мощной толщей песчаных и песчано-глинистых осадков. Она является основной нефтесодержащей свитой Юго-Западной Туркмении, содержит в своих песчаных пластах значительные залежи нефти, являющихся объектом разведки и разработки, что обусловило высокую геологическую изученность толщи.

Отложения красноцветной толщи развиты на всем протяжении Закаспийской низменности) и участвуют в строении всех антиклинальных структур, присутствующих на ее территории (рис. 23). Почти всюду они залегают на глубине, и лишь в северной части низменности в немногих структурах Прибалханского района (Челекен, Монжуклы, Боя-Даг, Сыртланли) верхи толщи обнажаются на поверхности, слагая ядра антиклинальных складок (Геология..., 1985).

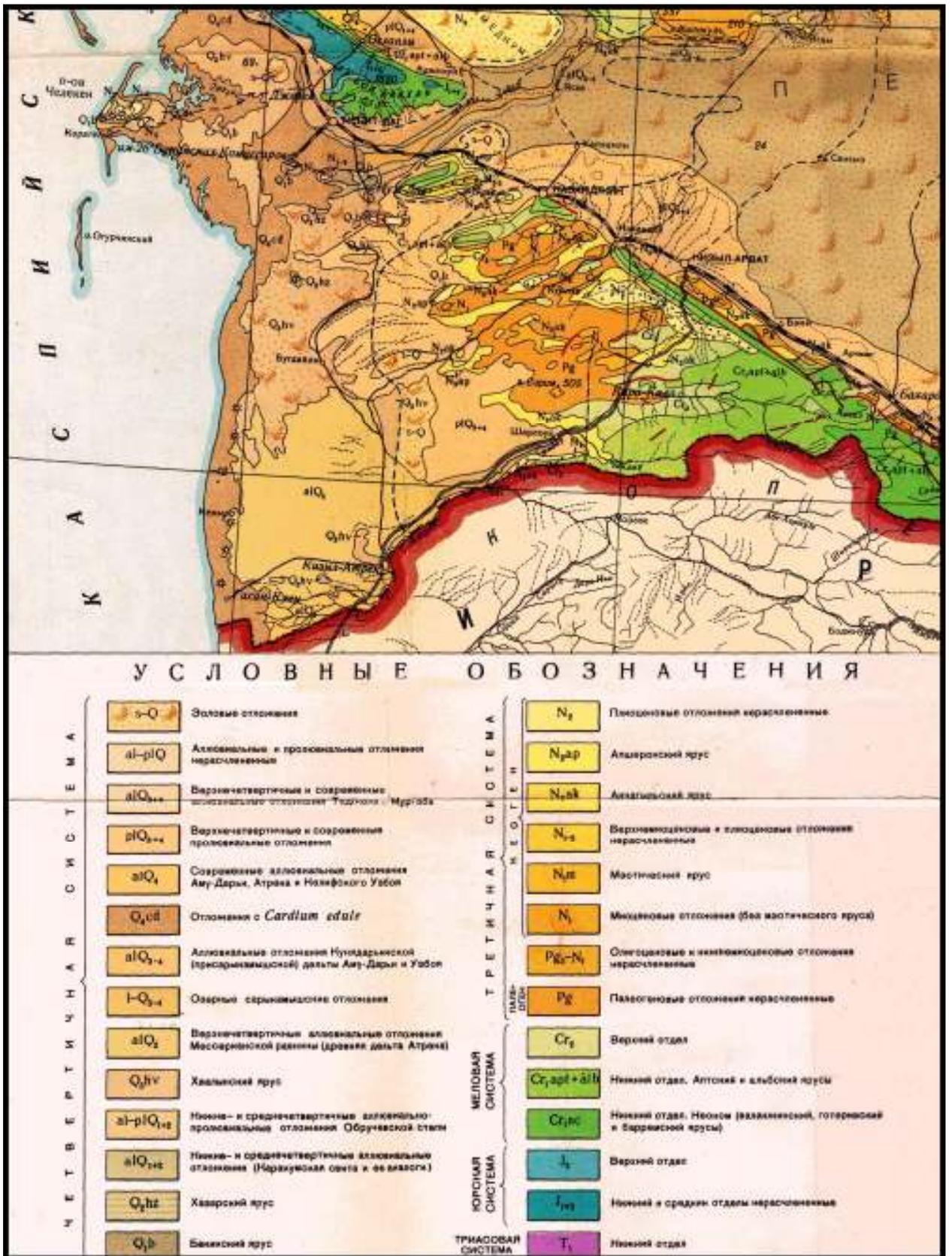


Рисунок 23. Геологическая карта Юго-Западного Туркменистана (Геология..., 1957)

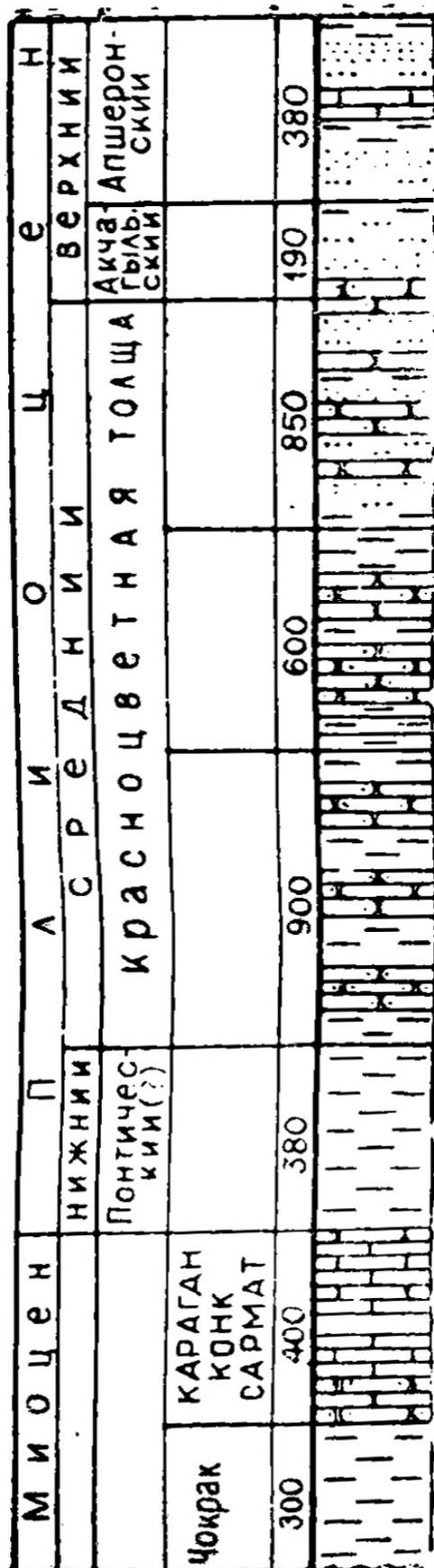


Рисунок 24. Разрез миоцена и плиоцена Западно-Туркменской низменности

На Челекене (Вистелиус, 1966) отложения красноцветной толщи развиты на возвышенности Чокрак, где они прорезаны оврагами, обнажившими послойный разрез видимой мощностью до 300 м. На Монжуклы в присводовой части структуры обнажаются пласты красноцветной толщи видимой мощностью немногим более 100 м, находящиеся в тектоническом контакте с нижним апшероном. На Боя-Даге эти отложения выступают в сводовой части структуры в виде горстов, ограниченных крупными поперечными сбросами; мощность обнаженной части толщи здесь около 125 м (Геология..., 1985).

Челекенская свита залегает несогласно на отложениях палеогена (рис. 23). Толща характеризуется чередованием песчаных и глинистых пластов. Мощность её увеличивается с востока на запад до 2500 м. Песчаные горизонты относительно небольшой мощности (1-15 м), а глинистые пласты объединяются в мощные глинистые пачки (до 100 м) с редкими прослоями алевролитов или песков.

Красноцветную толщу по содержанию песков в разрезе условно разделяют на верхний, средний и нижний отделы. Нижний отдел на Челекене имеет мощность 800-1000 м и по сравнению с верхним отделом отличается повышенной глинистостью (Вистелиус, 1966).

Характер и состав отложений красноцветной толщи указывают, на дельтово-прибрежные условия осадконакопления. Процесс седиментации происходил в течение сравнительно короткого времени при весьма быстром погружении

депрессии области. Процесс осадконакопления происходил, по-видимому, одновременно с ростом антиклинальных структур, что вызывало некоторое уменьшение мощности отложений в сводовых частях складок по сравнению с крыльями и синклинальными участками.

Среди источников сноса терригенного материала, сформировавшего челекенскую свиту, разными авторами высказывались предположения о том, что, главными источниками сноса, давшими материал для красноцветной толщи, являлись ближайшие горные хребты: западные отроги Копет-Дага, Малый и Большой Балханы (Геология..., 1985). По мнению же А.А. Али-Заде (1961), помимо местных материалов, определенную роль играли осадки, приносившиеся из районов, располагавшихся вдали от Прикаспийской депрессии.

Вопрос о возрасте красноцветной толщи до недавнего времени не был окончательно разрешен, однако большинство исследователей (Геология... 1957; Машрыков), определяют его как средний плиоцен.

По имеющимся данным (Геология..., 1957; Геология..., 1985), палеогеографическая обстановка в конце миоцена и начале плиоцена для Западно-Туркменской низменности в общих чертах представляется следующим образом. Происходившие здесь в конце миоценового и, особенно в первой половине плиоценового времени, поднятия, сопровождавшиеся интенсивными тектоническими движениями, сменились во второй половине плиоценового времени преакчагыльским этапом опускания, охватившим обширные площади в пределах Западной Туркмении и соседнего Северного Ирана, подготовившим акчагыльскую трансгрессию.

Отложения акчагыльского яруса в пределах Прикаспийской низменности имеют весьма широкое распространение. Полный разрез этих отложений обнажен на некоторых структурах Прибалханского района (Челекен, Монжуклы, Боя-Даг и Сыртланли), а также в западных отрогах Копетдага, на южном склоне Малого Балхана (Али-Заде, 1961).

Нижняя часть акчагыла представлена толщей слоистых мергелистых глин серого, зеленовато-, голубовато-и буровато-серого цветов с редкими прослоями известняков-ракушняков, вулканического пепла и частыми пропластками песка и гипса. На указанных отложениях с признаками размыва залегают средне- и крупнозернистые слюдистые пески с крупными линзами глинистого конгломерата и многочисленными конкрециями песчаника, мощностью 30 м. Верхняя часть акчагыла выражена мощной толщей (до 212 м) зеленовато-серых, серых, голубовато-серых, желтовато-серых слоистых мергелистых глин с редкими пластами мелко-и среднезернистых песков и ракушняков (Али-Заде, 1961).

Наиболее западным выходом акчагыльских слоев в Прибалханском районе является п-ов Челекен. Акчагыльские отложения представлены здесь исключительно глинистыми образованиями, содержащими в своем составе прослой вулканического пепла. В глинах встречаются крупные позвонки рыб, кости птиц и растительные остатки. Максимальная мощность акчагыла на Челекене достигает 65 м.

Анализ разрезов ряда антиклинальных структур Прибалханского района и Западно-Туркменской (Челекен, Мондуклы, Боядаг) низменности показывает, что акчагыльские отложения на рассматриваемой площади подвержены большим фаціальным изменениям; резко колеблется также их мощность (Али-Заде, 1961).

Судя по строению разреза акчагыла юго-восточного Прикаспия, в начале акчагыльского времени вся область Западной Туркмении, за исключением горных сооружений Большого и Малого Балхана, была покрыта водами акчагыльского бассейна. Восточным берегом акчагыльского моря в пределах Закаспийской депрессии служили западные отроги Копетдага, где существовали многочисленные, глубоко вдававшиеся в материк, заливы и бухты. Через Балханский и Данатинский «коридоры» акчагыльское море далее распространялось на восток и заливало как предгорную область Передовой цепи Копет-Дага, так и Каракумы (Геология, 1957).

Строение разреза акчагыльских отложений свидетельствуют о тектонической активизации региона, когда перед отложением осадков средней части акчагыльской толщи на западе Туркмении происходили поднятия, приведшие к резкому обмелению бассейна, и чисто морские условия осадкообразования, по-видимому, на некоторое время сменились дельтовыми. Некоторые участки, возможно, даже поднимались из-под уровня воды, о чем свидетельствуют следы размыва нижних слоев акчагыла перед отложением более высоких его горизонтов (Монжуклы, Боя-Даг, Сыртланли и др.). Позднее произошло новое наступление моря, до конца века не покидавшего западные районы Туркмении, в условиях которых отложилась верхнеакчагыльская толща (Али-Заде, 1961).

В соответствии с решением Международного геологического союза, верхний акчагыл стал частью четвертичного периода. Проведенные В.В. Трубиным палеомагнитные исследования акчагыльских отложений Западной Туркмении (Трубин, 1977), указывают на связанную с границей среднего и верхнего акчагыла границу Гаусс-Матуяма.

*Стратиграфия четвертичных отложений.* Четвертичные морские отложения древнего Каспия широко развиты как в пределах Прикаспийской так и Западно-Туркменской низменностях.

Первое описание каспийских отложений и береговых валов Западной Туркмении было сделано А. М. Коншиным (Геология, 1957). Позднее исследованием морских четвертичных отложений восточных берегов Каспия занимался Н. И. Андрусов (1905), который обратил внимание на широкое развитие древних береговых валов на северном берегу Балханского залива и дал их высотные отметки. По результатам изучения стратиграфии, литологических и фаунистических характеристик морских отложений западного и восточного побережья, для всей области Каспия, Н.И. Андрусов предложил расчленить каспийские отложения на четыре яруса: бакинский, хазарский, хвалынский и каспийский. Это расчленение было в основных чертах применено для Северного Прикаспия П. А. Православлевым (Янина, 2012).

Первое детальное описание и расчленение каспийских отложений Западной Туркмении было сделано В. Н. Вебером и К. П. Калицким (1911), которые на Челекене и Небит-Даге выделили: а) нижний отдел бакинского яруса; б) верхний отдел бакинского яруса; в) слои с *Corbicula fluminalis* Mull.; г) древнекаспийские отложения; д) наземные образования и е) отложения с *Cardium edule* L.

Наиболее полная стратиграфия морского плейстоцена Каспийской области была разработана П.В. Федоровым (1957а, 1978), основу которой составило биостратиграфическое расчленение отложений по фауне рода *Didacna* – характерной и быстро эволюционирующей группы морских моллюсков.

В результате комплексных исследований 1939-1945 гг. П.В. Федоров (1948) предложил стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Западной Туркмении, в основу которого была положена схема Андрусова-Православлева: 1 – бакинский ярус, включающий в себя три подъяруса; 2 – хазарский ярус; 3 – хвалынский ярус, включающего три подъяруса: нижнехвалынский подъярус, аллювиальные отложения Мессерианской равнины, верхнехвалынский подъярус, включающий речную фауну (отложения с *Corbicula fluminalis* Mull.); 4 – новокаспийский ярус, отложения с *Cardium edule* L. (*Cerastoderma glaucum*).

В схеме П.В. Федорова (1946), пресноводно-континентальные осадки, отнесенные В. Н. Вебером и К. П. Калицким к верхнему подъярису бакинского яруса, отнесены к хазарскому ярису. Древнекаспийские отложения названных авторов отнесены к хвалынекому ярису и расчленены на два подъяруса. Выделение нижнего и среднего подъярусов бакинского яруса сделано условно.

На основании последующих, более детальных, исследований П. В. Федоров (1948) предложил объединить всю толщу морских четвертичных отложений Каспийского бассейна в два яруса: нижнекаспийский и верхнекаспийский. Нижнекаспийский ярус

включает бакинский, гюргянский и хазарский горизонты и соответствует совокупности бакинского и хазарского ярусов Андрусова-Православлева. Верхнекаспийский ярус разделяется на раннехвалынский, позднехвалынский и новокаспийский горизонты и соответствует совокупности хвалынского и каспийского (саринского, послехвалынского) ярусов Андрусова-Православлева.

Общепризнанное в настоящее время расчленение каспийских отложений основывается на анализе истории развития фауны моллюсков, в эволюции которой с могут быть выделены следующие крупные этапы: бакинско-хазарский (раннекаспийский) и хвалынско-новокаспийский (позднекаспийский). Для первого характерно относительное богатство форм с преобладанием групп *Didacna crassa* Eic w. и *D. Baeri* Grimm, в широком их понимании, а для второго — бедность форм и господство группы *D. trigonoides* Pall (Свиточ, 2002).

В настоящее время, решением Международного геологического союза, за основание четвертичного периода принята нижняя граница горизонта гелазий в стратотипическом разрезе Южной Калабрии (Italian Marine Stages), где четко выделяется смена палеомагнитных эпох Гаус-Матуяма. Таким образом, основанию нижней границы четвертичного периода соответствует 2,588 млн. лет. При этом, современное расчленение четвертичного периода, основанное на палеомагнитных данных, плохо соотносится со стратиграфией и историей развития Каспийской области. Вопрос соотношения стратиграфических единиц международной стратиграфической школы (МСШ) и шкалы морского плейстоцена Каспийской области к настоящему моменту окончательно не определен. Более того, не до конца разработана проблема корреляции стратиграфических горизонтов каспийского региона с горизонтами Восточно-Европейской равнины, которая могла бы стать основой для определения положения наиболее крупных эпох истории Каспия (акчагыльской, апшеронской, бакинской, хазарской, хвалынской и новокаспийской) в общей стратиграфической шкале. Еще более сложной представляет проблема построения стратиграфической схема строения морских отложений Восточного побережья Каспийского моря, в частности разрезов Западной Туркмении (Свиточ, Янина, 1997).

Согласно В.К. Шкатовой (2013), для квартера Каспийской области выделяется 6 надгоризонтов: акчагыльский, апшеронский, бакинский, хазарский, хвалынский, каспийский. К акчагыльскому надгоризонту относятся верхний горизонт среднего акчагыла (узенский), в основании которого выделяется инверсия Гаусс-Матуяма, и весь верхний акчагыл. Таким образом верхняя половина акчагыла (в общепринятом понимании), соотносится с гелазским ярусом МСШ. В свою очередь, апшеронский

надгоризонт в данной схеме соответствует калабрийскому ярусу МСШ. Таким образом, акчагыльские и апшероские надгоризонты соответствуют нижнему плейстоцену, временные границы которого соответствуют 2,588 - 0,781 млн., а общая продолжительность – 1,806 млн. лет (рис. 25).

В рамки среднего неоплейстоцена включены бакинский надгоризонт, состоящий из континентальных тюркянских слоев, ниже- и верхнебакинских горизонтов; и большую часть хазарского надгоризонта, состоящего из сингильких континентальных слоев, нижнехазарского и черноморского горизонтов. Верхнехазарский горизонт вместе с хвалынским нагоризонтом (нижнехвалынский, енотаевский и верхнехвалынский горизонты) включены в рамки верхнего плейстоцена. Каспийский надгоризонт, соответствующий голоцену, представлен континентальными мангышлакскими отложениями и новокаспийским горизонтом.

В составленной В.К. Шкатовой (2013) схеме учитывались в основном региональные особенности строения четвертичных каспийских отложений Прикаспийской низменности и стратиграфия вскрывающихся в Нижнем Поволжье разрезов, которые зачастую не учитывают некоторых характерных признаков квартала восточного побережья, в частности отсутствует горизонт урунджикских отложений (Янина, 2008). Однако, ввиду отсутствия специальных работ посвященных этой проблеме, в описании четвертичных отложений юго-восточного побережья Каспийского моря мы будем ориентироваться на схем В.К. Шкатовой (2013).

По этой схеме, основанием четвертичного периода в Западной Туркмении являются отложения позднего акчагыла, на которых с резким несогласием залегают породы апшеронского яруса, обнажающиеся на антиклинальных поднятиях Челекена, Небит-Дага, Монджуклы, Боя-Дага и Сыртланли. Выходы апшерона известны также в предгорьях Западного Копет-Дага и на Малом Балхане. На остальной площади они прикрыты новейшими образованиями. На юге, в районе Кеймира, апшерон известен по данным глубокого бурения и его мощность определяется в 400—600 м.

Наиболее полный разрез апшеронских отложений имеется на Челекене и Монджуклы. Здесь они представлены всеми тремя подъярусами и содержат характерную фауну моллюсков. На остальных структурах описываемой площади верхний апшерон отсутствует.



Нижний апшерон на Челекене сложен в основном слабо- и среднеопесчанеными глинами, окрашенными в серый и буровато-серый цвета. На общем буровато-сером фоне резко выделяются четыре горизонта черных глин, отличающихся высокой степенью дисперсности и отсутствием карбонатности. За основание апшеронского яруса на Челекене К.П. Калицкий (1911) принимают «темный мергель» (горизонт «с»), ниже которого всюду на Челекене залегают красноватая глина и весьма невыдержанный по простиранию горизонт черных глин (горизонт «в»). Красноватая глина и особенно горизонт черных глин разбиты серией мелких сбросов. Так как эти сбросы чаще всего не затрагивают вышележащий горизонт «с», то это дало К.П. Калицкому повод считать, что нарушения произошли в конце акчагыльского века и что апшеронский ярус лежит несогласно на акчагыле.

Средний подъярус апшерона на Челекене сложен в основном черными тонкослоистыми глинами (60 м), подстилаемыми песчано-глинистым горизонтом (20 м). В основании залегают небольшой по мощности (от 0,5 до 2,5 м) и невыдержанный по простиранию известняк-ракушечник (горизонт «і» Калицкого) с богатой и разнообразной фауной: *Hurgania major* Andrus., *H. kolessnlkovi* Popov, *H. turcmena* Andrus., *Pseudocatillus bakuanus* Andrus., *Dreissensia polymorpha* Pall, и многие другие. Мощность отложений среднего подъяруса апшерона очень непостоянна. Максимальная ее величина, по К. П. Калицкому, достигает 160 м (Попов, 1961).

На Небит-Даге средний апшерон сложен серыми, буровато- и темно-серыми сильно песчанистыми известковистыми глинами, среди которых резко выделяется пласт розовых глин, залегающий близ кровли среднего апшерона. Песчаные прослои появляются в верхней половине разреза и кверху возрастают в количестве. Средний апшерон лежит здесь несогласно на нижнем и в свою очередь, несогласно прикрыт осадками бакинского яруса (Попов, 1961).

Верхний апшерон на Челекене состоит из чередования песков и глин; он несогласно залегают на среднем апшероне и срезается осадками бакинского яруса. В основании верхнего апшерона залегают известняк-ракушечник (горизонт «т»).

На всей территории Юго-Западной Туркмении в осадках апшерона преобладают глины. Мощность и количество песчаных прослоев, а также крупность зерна песков закономерно увеличиваются с запада на восток и от нижних горизонтов к верхним. Изменение типов осадков находится в полном соответствии с изменением фауны. Как правило, глинистые породы нижних горизонтов содержат гастроподы с тонкой раковинной. Увеличение количества песчаных прослоев в верхних горизонтах, сопровождается появлением известняков-ракушечников, содержащих многочисленные крупные грубо

скульптурированные раковины пелеципод (Геология..., 1957). Изменение в составе фауны с запада на восток выражается в обеднении видами, смене одних видов другими и появлении пресноводных форм. В наиболее восточных выходах количество пресноводных форм увеличивается, и они встречаются уже в низких горизонтах разреза.

В течение апшеронского века происходило постепенное обмеление бассейна. Перерыв между средним и нижним апшероном указывает на поднятие в конце нижнеапшеронского времени. Эти поднятия в начале среднеапшеронского времени сменились опусканиями, которые вызвали среднеапшеронскую трансгрессию. Возможно, что море в среднеапшеронское время занимало большую площадь, чем в начале апшеронского века. Доказательством такого предположения служит отсутствие нижнего апшерона в предгорьях Западного Копет-Дага и на Краснодарском полуострове (Попов, 1961).

Перерывы в осадкоотложении отмечаются между средним и верхним подъярусами, а также между апшеронским и бакинским ярусами. Связаны ли эти перерывы с общими колебаниями Западно-Туркменской низменности или же их следует связывать с поднятиями отдельных структур, пока неясно.

Характер апшеронских осадков Западной Туркмении и их строение указывают на то, что здесь находилась окраинная мелководная зона апшеронского бассейна, подверженная частым колебаниям береговой линии и дна вследствие чрезвычайно усилившейся к этому времени тектонической деятельности. К этому же времени относятся мощные проявления грязевого вулканизма; следы их хорошо выражены на Челекене, где скопления сопочной брекчии являются продуктом извержений действовавшего в среднеапшеронское время грязевого вулкана Алигул (Геология..., 1957).

*Отложения бакинского яруса.* Отложения бакинского яруса принимают участие в строении почти всех антиклинальных структур. Они представлены нижним и средним подъярусами. Только на п-ове Челекен встречены верхнебакинские моллюски *Didacna rudis* Na1 и *D. cardtoides* Andrus., находящиеся во вторичном залегании. Отложения бакинского яруса представлены темными (шоколадными и бурыми) тонкослоистыми глинами с подчиненными прослоями глинистых песков. В основании отмечается базальный галечник, залегающий на размытой поверхности апшеронских отложений. Характерными являются *Didacna parvula* Na1., *D. catillus* Eichw. и формы, близкие к ним, см. рис. 26. Мощность бакинских отложений 150-160 м (по К.П. Калицкому). Бакинские осадки дислоцированы; углы падения пластов на куполовидных структурах достигают 8—14°. На размытой поверхности бакинских отложений залегает глинисто-песчаная толща

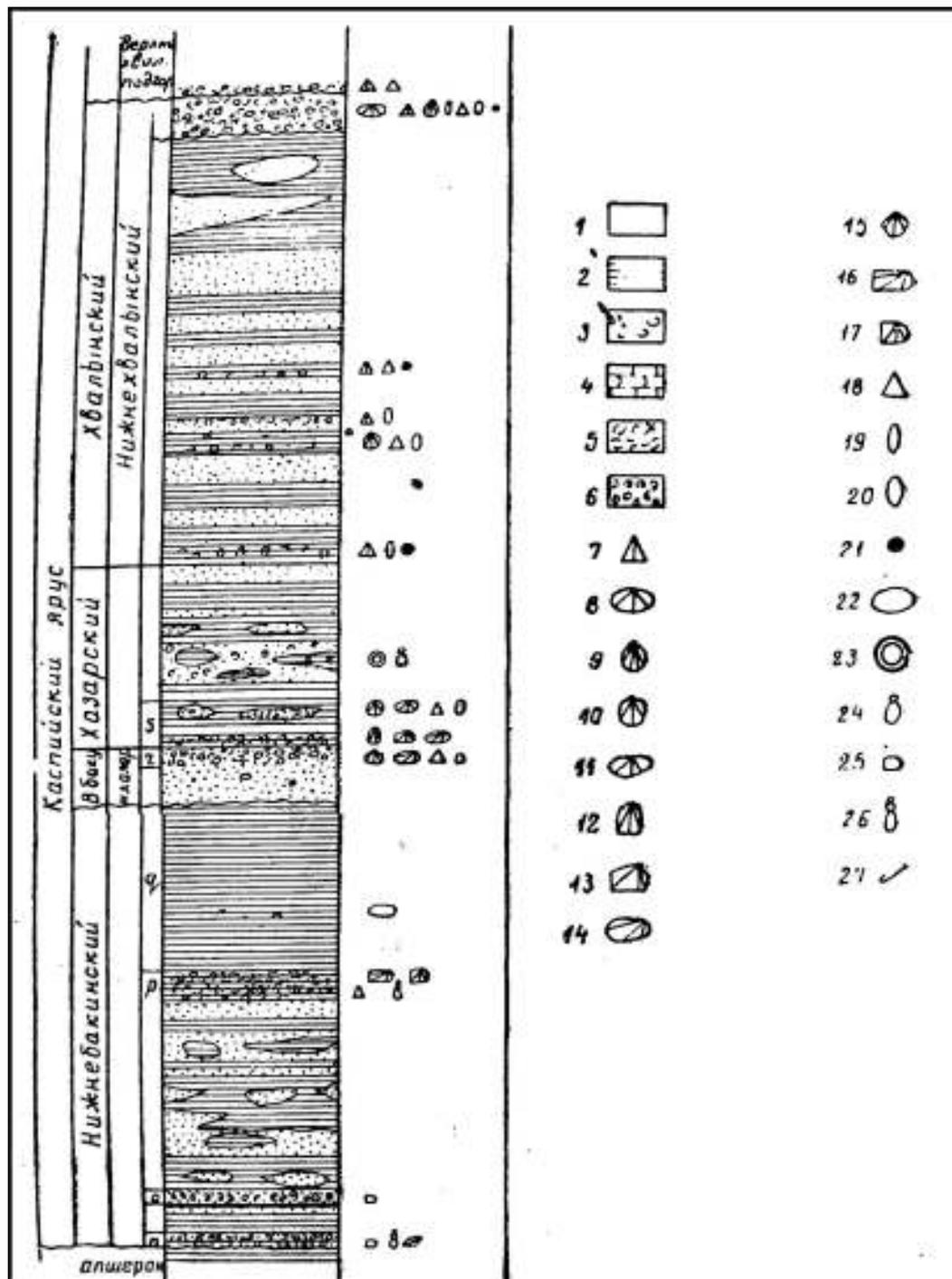


Рисунок 26. Разрез четвертичных отложений Челекена (Невесская, 1958). Условные обозначение: 1. Пески; 2. Глины; 3. Пески с галькой; 4. Песчаники; 5. Ракушечники; 6. Ракушечники с преобладанием гастропод; 7. *D. praetrigonoides* Nal.; 8. *D. subcatillus* Andrus; 9. *Didacna umbanata* Ebers.; 10. *Didacna porsugelica* sp. nov; 11. *D. adacnoides* sp. nov; 12. *D. Pravoslavlevi* Fed.; 13. *D. crassa nalivkini* Wass.; 14. *D. Lindleyi* Fed.; 15. *D. crassa eulachia* Fed.; 16. *D. catillus* Eichw.; 17. *D. crassa parvula* Nal.; 18. *Dreissena polymorpha*; 19. *Dr. celekenica* Andrus; 20. *Dr. rostriformis* Desh.; 21. *Corbicula fluminalis* Mull.; 22. *Unio* u *Anodonta*; 23. *Planorbis* sp.; 24. *Limnaeus* sp.; 25. *Theodoxus* Sp.; 26. Другие гастроподы; 27. Трубочки червей.

с пресноводной фауной и горизонтом ракушечника в основании. Эта толща В. Н. Вебером и К. П. Калицким (1911) была отнесена к верхнему подъярису бакинского яруса. Однако работы П. В. Федорова (1946, 1948) показали, что эти осадки надо датировать хазарским временем.

Для отложений бакинского возраста характерны серые с красноватым оттенком глины и мергели, чередующиеся с песками. Пески верхнего отдела более слюдистые (10). Особенностью нижнего отдела является большая мощность песчаных прослоев, наличие прослоев черных сланцевых глин, отличающихся большим содержанием окаменелостей. Бакинский ярус лежит несогласно на подстилающих апшеронских породах. Распределение бакинских отложений очень хорошо подчеркивает антиклинальный характер Челекенской складки они охватывают кольцом её сводовую часть. Мощность на западной периклинали равна 210 м, на северном крыле – более 250 м, на северо-восточной периклинали – более 200 м (Геология..., 1957).

Глины бакинского яруса окрашены обычно в два основных цвета: серый и бурый, на фоне которых отмечаются различные оттенки. Серые тона наблюдается по трещинам и в зонах контактов с песчаниками, бурые – во внутренних частях пластов. Характерной чертой литологии бакинских пород является наличие в них линз прослоев глинистого конгломерата. Иногда наблюдались случаи перехода нормальных пластов глин по падению в линзообразные скопления глинистого конгломерата (Федоров, 1948).

*Отложения хазарского яруса* широко развиты в северной части Прикаспийской низменности. На востоке они постепенно переходят в осадки древнеаллювиальной каракумской толщи. Выходы хазарских отложений отмечаются также по окраинам п-ова Дарджа, берегам Кёлькора и южнее. Залегающий в основании хазарского яруса ракушечник выделен П. В. Федоровым (1948) под названием урунджикского горизонта; он переполнен кардидами, среди которых преобладают новые виды, а также *Didacnaeulachia* Vog., *D. exgr. Crassa* Eichwidr. Прибрежные морские отложения урунджикского горизонта вверх постепенно сменяются пресноводными осадками с *Unio*, а еще выше – наземными образованиями с растительными остатками (тростник). Представлены они переслаивающимися палево-розоватыми песчанистыми глинами с прослоями серых кварцево-слюдистых песков. Мощность хазарских осадков до 100-120 м. На склонах куполовидных структур хазарские осадки полого дислоцированы (до 4-6°), на всей же остальной территории они залегают почти горизонтально (Геология, 1957).

Хазарские отложения венчаются наземными образованиями типа заиленных отложений стариц голубовато-зеленоватого цвета. Выше залегает горизонт серых кварцево-слюдистых песков с катунами и галькой подстилающих глин. В районе Каратепе

(Худай-Даг) в этом горизонте и непосредственно под ним П. В. Федоровым (1948) обнаружены в 1943 г. остатки слона, определенного как *Elephas wuesti* M. Pavl. Этот горизонт стратиграфически является переходным от хазарского к хвалынскому ярусу; он прослеживается на восток по долине Узбоя.

Отложения хвалынского яруса, в отличие от бакинских и хазарских, морфологически хорошо выражены в виде террас. Нижнехвалынские террасы, развитые у подножья Большого и Малого Балхана расположены на высотах 9 (37), 14 (42), 22 (50), 34 (62) и 45 (73) м и содержат *Didacna praetrigonoides* Na1. Et Anis. var. *Cristata* Vog. и *D. delenda* Vog., причем первая форма преобладает. Террасы и береговые валы в значительной степени размыты позднейшими пролювиальными потоками (Федоров, 1948).

Верхнехвалынские террасы, развитые на отметках -2 (26) и -12 (16) м, представляют собой широкие, полого наклонные поверхности, сложенные песками с *Didacna praetrigonoides* Na1. et Anis. Мощность хвалынского песка порядка 5-15 м. На значительных площадях хвалынского отложения переработаны ветром в гряды и барханы (п-ов Дарджа, Кызылкумы).

Южная часть Прикаспийской низменности характеризуется широким развитием аллювиальных и пролювиальных осадков. На всей этой обширной территории бакинские отложения погребены под позднейшими образованиями. Выходы пород предположительно бакинского возраста (голубоватые глины) обнаружены П. В. Федоровым (1948) вблизи побережья в 30 км к северу от грязевого вулкана Гекпатлаух. В районе Кеймира предположительно бакинские осадки вскрыты бурением на глубине 600-700 м.

Сплошной покров хвалынского отложений в южном районе отсутствует, поверхность террасовых уровней в значительной степени преобразована эоловыми процессами и плохо выражена в рельефе. Сложенные рыхлыми породами, эти отложения были в значительной степени уничтожены и изменены последующими процессами сноса (Федоров, 1948).

Верхнехвалынские отложения тянутся вдоль побережья Каспийского моря широкой полосой. Они представлены песками, в значительной степени перевеяны и образуют песчаные гряды, частично закрепленные растительностью. В межгрядовых понижениях обнажаются верхнехвалынские песчаные отложения с *Didacna praetrigonoides* Na1. Et Anis., *Dreissena polymorpha* Pall, и др. (Невесская, 1958). В области дельты Атрека верхнехвалынские осадки слагают цоколи бугров-гряд, которые вытянуты в направлении восток-северо-восток и представляют собой эрозионные останцы, видоизмененные эоловыми процессами в гряды и барханы.

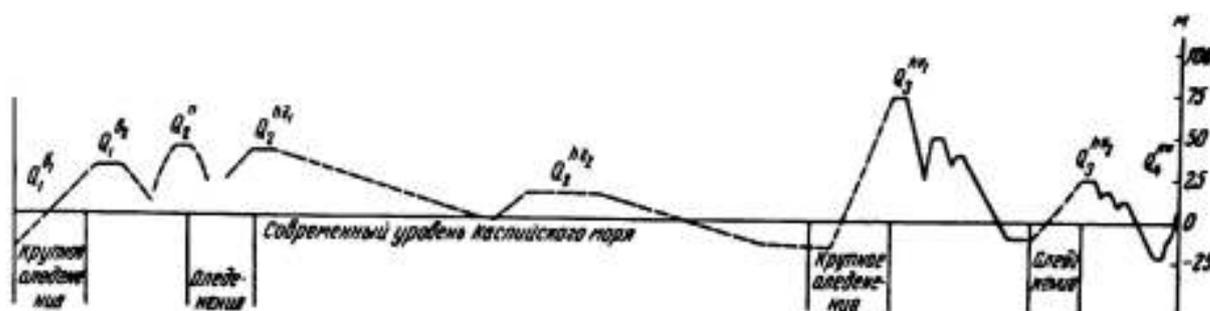
*Новокаспийские* отложения протягиваются полосой вдоль берега Каспийского моря, вдаваясь в дефляционные понижения верхнехвалынских песков. Представлены они песками и глинистыми песками с ракушей. Наряду с *Cardium edule* L. встречаются *Didacna* и *Dreissensia*, тождественные с ныне живущими; характерно, что они отличаются значительно меньшими размерами и более хрупкими створками, чем дидакны пляжа Красноводского полуострова (Федоров, 1948).

Отложения с *Corbicula fluminalis* Mull., отдельными пятнами встречающиеся на территории района, представляют собой, по П. В. Федорову, речную фацию верхнехвалынских отложений, связанную с деятельностью Узбоя. По побережью Каспийского моря и на площади солончака Келькор развиты новокаспийские отложения с *Cardium edule* L., которые ингрессивно заходят в древние понижения между эоловыми песчаными накоплениями.

Современные каспийские отложения с *Mytilaster lineatus* Gmel. образуют пляж, распространяясь до высоты -26 (2) м.

### 3.3. Колебания уровня Каспийского моря

В четвертичное время низменная часть Западной Туркмении подверглась многократным трансгрессиям Каспийского моря (Свиточ, 1999). Важнейшей причиной изменений берегов Каспийского моря на протяжении всей истории существования этого бассейна являются значительные колебания его уровня (рис. 27). Вопрос о режиме колебаний уровня Каспийского моря до сих пор остается предметом пристального внимания и исследования, так как имеет большое научное и прикладное значение (Леонтьев и др., 1976).



Схематическая кривая колебаний уровня Каспийского бассейна в четвертичное время

Рисунок 27. Кривая колебания уровня Каспийского бассейна в четвертичное время (Федоров, 1983)

В бакинский век море покрывало сравнительно неширокую полосу современной суши. В Прибалханском районе оно простиралось несколько восточнее Боя-Дага и Сыртланли, а севернее Красноводска заливало западную часть приморской низменности; в первом случае формировались глины, во втором — песчано-известковистые осадки. Фауна моллюсков в бакинское время была довольно бедна по видовому составу и характеризовалась присутствием *Didacna parvula* Na1., *D. Catillus* Eichw. и форм, близких к ним. Береговая линия позднебакинского моря, видимо, не заходила значительно восточнее п-ова Челекен, где в настоящее время сохранились переотложенные верхнебакинские осадки, неизвестные на всей остальной территории. В конце бакинского века береговая линия располагалась, вероятно, внутри современного контура Каспийского моря. В послебакинское время происходили слабые тектонические движения, которыми были дислоцированы бакинские осадки (Свиточ и др., 1992).

Хазарский век ознаменовался новой небольшой трансгрессией, отложившей «урунджикский горизонт» с *Didacna eulachta* Vog. и др. Прибрежные морские условия времени образования урунджикского горизонта в Прибалханском районе постепенно стали сменяться полупресноводными и позднее пресноводными и наземными условиями. Кардииды постепенно мельчали (Федоров, 1948), сменялись дрейссенсидами и, наконец, унионидами, что было обусловлено стоком пресных вод на востоке через Низменные Каракумы (пра-Аму-Дарья).

Условия, в которых происходило формирование хазарских пресноводно-континентальных отложений, на территории Западной Туркмении характеризовались сухим и жарким климатом, почти полным отсутствием местного пролювиального сноса и постоянным поступлением пресных вод с востока. В это время на побережье Красноводского полуострова, Кара-Богаз-Гола и Южного Мангышлака происходило формирование морских отложений с *Didacna surachanica* Andrus., *D. Incrassata* Vog., *Dreissensia rostriformis* Desh (Федоров, 1957a).

В конце хазарского века уровень моря опустился, видимо, ниже современного уровня Каспийского моря, сток пресных вод прекратился и в Прибалханском районе стали формироваться наземные образования, которые по своему внешнему облику (заиленность, серо-зеленоватый оттенок и наличие костных остатков древнего слона) указывают на изменение климата в сторону большого увлажнения (местного) и, возможно, некоторого похолодания. Позднее сюда снова проник поток пресных вод речного характера, отложивший горизонт песков с глиняной галькой. У подножия горных склонов Куба-Дага, Кюрян-Кюре, Большого и Малого Балхана и западных отрогов Копет-Дага в связи с увлажнением климата происходило накопление пролювиальных толщ. Тектонические

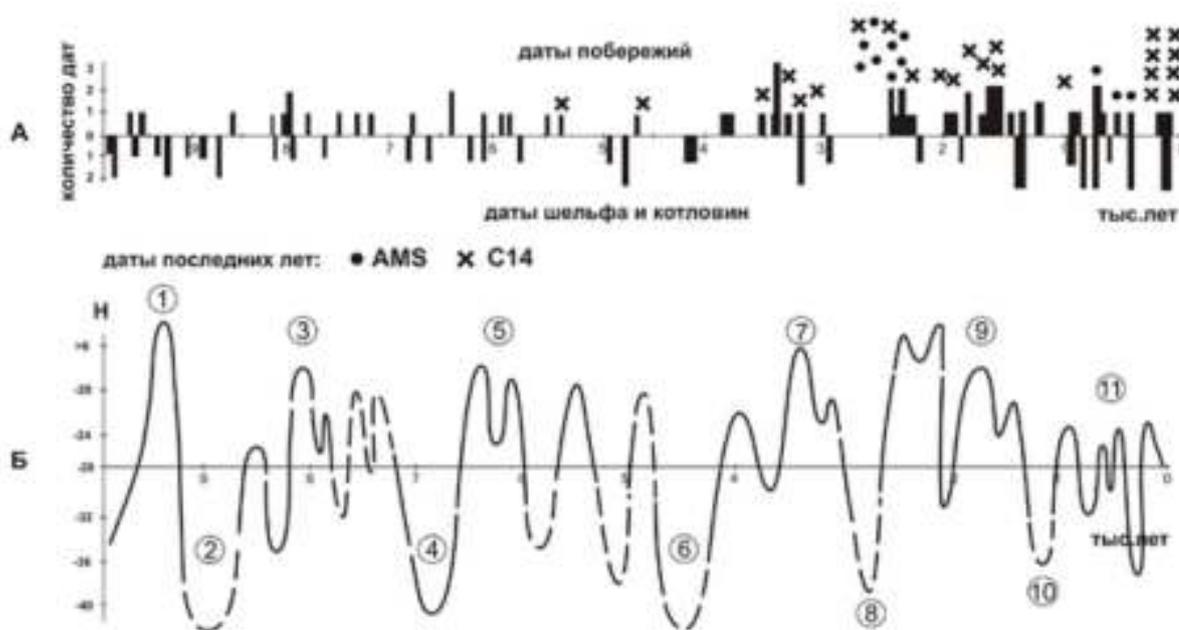
движения, имевшие место в бакинское и хазарское время, к этому моменту почти прекратились (Свиточ и др., 1998).

Затем наступила раннехвалынская трансгрессия, достигшая высоты 74 м над современным уровнем Каспийского моря. Морскими водами были покрыты значительные площади Прикаспийской низменности, западная часть Краснодарского полуострова и Западных Каракумов до меридиана Кизыл-Арвата. Фауна моллюсков раннехвалынского моря была различна на отдельных участках побережья. На Южно-Мангышлакском и Карабогазском побережье и отчасти на побережье Краснодарского полуострова обитала группа *Didacna delenda* Vog., перешедшая, видимо, из хазарского яруса. В южных районах туркменского побережья Каспийского моря обитала группа *Didacna praetrigonoides* Na1. et *Anis.* var. *cristata* Vog. отчасти *D. delenda* Vog (Янина, 2005).

Наступившая затем позднехвалынская трансгрессия распространилась на значительно меньшей площади, поднявшись до высоты на 26 м выше современного уровня Каспийского моря (-2 м абс. высоты). На этой высоте уровень моря длительно задержался, на что указывает четко выраженная береговая линия, прослеживающаяся на всех берегах Каспия (Янина, 2013). Состав фауны моллюсков позднехвалынского моря был постоянен для всех участков побережья и характеризовался господством *Didacna praetrigonoides* Na1. et *Anis.* и *Dreissensia polymorpha* Pall. (Янина, 2012;) Позднехвалынские кардииды обычно значительно крупнее и массивнее раннехвалынских, что, возможно, объясняется большей соленостью позднехвалынского моря по сравнению с раннехвалынским. В настоящее время есть достаточно оснований для того, чтобы говорить о самостоятельности ранне- и позднехвалынской трансгрессий.

Регрессия позднехвалынского моря происходила неравномерно, что отразилось в образовании террас. В период отступления ранне- и позднехвалынского морей происходило формирование речных террас и дельт Узбоя и Атрека. Послехвалынская регрессия достигла, по видимому, довольно низкого уровня (абс. отметка —40 м, по М. М. Жукову). В это время на освободившейся от морских вод территории подверглись дефляции хвалынские песчаные накопления – началось образование гряд и барханов.

Новокаспийская трансгрессия, сменившая послехвалынскую регрессию, развивалась в виде ряда незначительных подъемов и падений уровня, поднялась до отметки -21 м, см. рис. 28 и 29 (Svitoch, 2009). В пределах Прикаспийской низменности она затопила дефляционные понижения среди перевеянных хвалынских песков, образовав характерные бухтовые берега аральского типа (по Л. С. Бергу). Состав фауны моллюсков в это время характеризовался присутствием *Cardium edule* L. и других видов, тождественных живущим ныне в Каспийском море.



А – распределение дат на побережьях и акватории моря. Б – трансгрессивно-регрессивные ритмы голоценового Каспия и их хронология. Трансгрессии: 1 – раннехвалынская (завершающая фаза), 3 – позднехвалынская, 5 – гоусанская (начальная фаза новокаспийской), 7 – туралинская, 9 – уллучаевская, 11 – поздняя новокаспийская. Регрессии: 2 – енотаевская, 4 – мангышлакская, 6 – избербашская, 8 – александрбайская, 10 – дербентская.

Рисунок 28. Хронология голоценовых колебаний Каспийского моря (Свиточ, 2002)

В течение новокаспийского времени уровень моря испытывал многократные колебания с общей тенденцией к регрессии (Свиточ и др., 1997). Это отразилось в образовании одной ясно выраженной террасы на высоте -21 (7) м и нескольких береговых валов. За последние столетия уровень Каспийского моря заметно понизился; особенно резкое снижение уровня (на 2 м) имело место за последние 20 лет, благодаря чему осушились значительные площади морского дна на мелководьях.

В 20-х годах текущего столетия в Каспийское море проник черноморский моллюск *Mytilaster lineatus* Gmel., который в настоящее время расселился по всем берегам моря и, в частности, встречается в отложениях пляжа туркменского побережья.

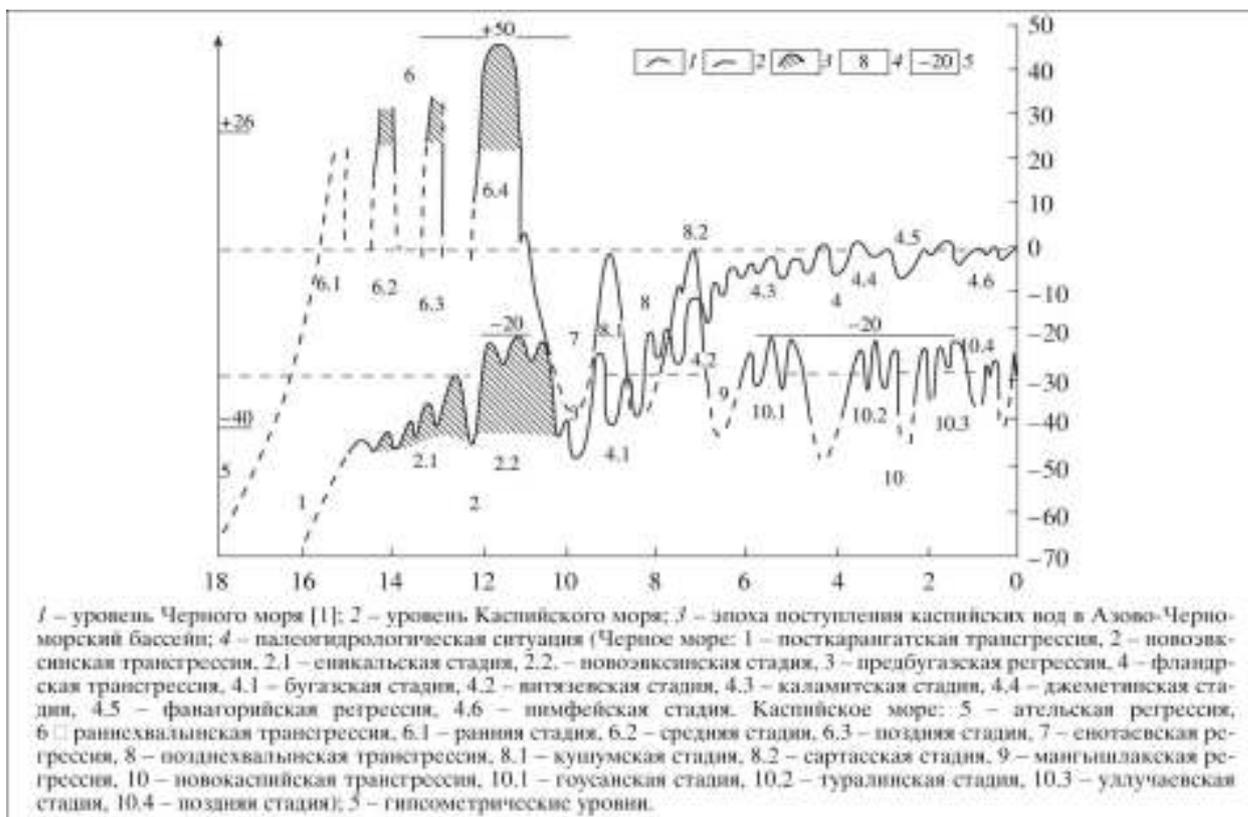


Рисунок 29. Колебания Черного и Каспийского морей за 18 т.л. (Свиточ, 2007)

К настоящему времени рядом авторов проанализированы причины колебания уровня Каспийского моря (Варущенко и др., 1987; Колебания..., 1980; Рычагов, 2011; Рычагов, 1997; Рычагов, 1993а; Рычагов, 1993б; Рычагов, 1994а; Рычагов и др., 1994в.; Рычагов и др., 1983). Среди факторов, оказывающих влияние на изменение уровня моря выделяются (Маев, 1993; Рычагов, 1974; Рычагов 1994б) геологические и климатические. К геологическим факторам относятся процессы, приводящие к изменению объема котловины (тектонические движения, заполнение котловины донными осадками, сейсмодетформации), и процессы, влияющие на водный баланс Каспия (субмаринная разгрузка подземных вод или, поглощение вод поддонными слоями при чередовании тектонических фаз сжатия и растяжения).

По-видимому, каждый из геологических факторов оказывает определенное влияние на динамику уровня, однако в настоящее время общепризнанным (Рычагов, 1993а) является представление о климатическом факторе как определяющим направленность и скорости колебания уровня Каспийского моря. Эти представления подтверждаются связью между высотным положением уровня и составляющими его водного баланса (Рычагов, 2011).

Изменения климата в пределах бассейна и акватории Каспийского моря, определяли уровеньный режим Каспийского моря в голоцене, о чем свидетельствует связь между вы-

сотным положением уровня и составляющими его водного баланса. Таким образом, колебание уровня Каспия – это его естественное состояние, которое необходимо учитывать при планировании хозяйственного освоения побережий.

Наиболее детально уровенный режим Каспийского моря за историческое время исследован в работах Г.И. Рычагова (1994а, 1993а), Р.К. Клиге и С.И. Варущенко (Клиге и др., 1987), А.А. Свиточа (1997, 2003) и других (Рычагов и др., 1994в). В литературе отмечается значительное расхождение в представлениях о положении уровня в голоцене. При этом, большинство отмечают высокий уровень Каспия в XIV, XVII, в конце XVIII — начале XIX в., и низкий (дербентская регрессия) — в первую половину нашей эры. Разночтения касаются числа трансгрессивно-регрессивных пиков за последние 2000 лет и их высотного положения. Так, по данным О. К. Леонтьева (1988) и П. В. Федорова (1983), во время дербентской регрессии уровень Каспия опускался до отметок -30 или -32 м, а по данным С.И. Варущенко, А.Н. Варущенко, Р.К. Клиге (Клиге и др., 1987) – до -34 или -36 м. По мнению Г.И. Рычагов (1993а, 1994а) наиболее вероятным является относительно низкое положение уровня с I по XIV вв. в пределах от -27 до -32 м.

Значительные расхождения существуют и при характеристике уровенного режима Каспия за последние 500-700 лет. И если большая часть исследователей придерживается, более или менее единой точки зрения, отмечая высокий уровень в XIV, XVII и в конце XVIII - начале XIX вв., то в отношении гипсометрии уровня в эти интервалы времени такого единства мнений нет, однако многие исследователи, в том числе Г.И. Рычагов (1994а) и А.А. Свиточ (2002), указывают, что за последние 2000 лет именно в данный период уровень Каспия был наиболее высоким и достигал отметок -22-21 м. абс., а климатические условия этого отрезка времени в бассейне Каспия мало отличались от современных.

Данные об уровне моря в течение XVIII – начале XIX в. получены в результате анализа старых карт, археологических и исторических материалов. Так, анализируя карты А. Колодкина, составленные по материалам съемки 1809-1817 гг., Л.С. Берг (Рычагов, 1994а) делает вывод, что уровень моря находился в это время на абс. высоте —23,2 м, О.К. Леонтьев (1988) 23,5 м, П.В. Федоров (1983) – минус 22 м, Н. Г. Комарова (1980) – минус 24,5 м. Сходная картина имеет место и при интерпретации карты М. Войновича (1781-1782 гг.). По Л.С. Бергу (Рычагов, 1994), уровень моря находился в это время на абс. высоте -23 м, а по Н.Г. Комаровой – -22 м (Комарова, 1980). Нет единства мнений и в отношении времени максимума уровня Каспия за последние 200 лет. По Н.Г. Комаровой, максимум имел место в 1781—1782 гг., по Р.В. Николаевой и С.О. Хан-Магомедову – 1800 г. (Рычагов, 1994а).

Детальный анализ старых карт, выполненный Н.Г. Комаровой по Балханскому заливу, позволил ей сделать следующий вывод: во времена А. Бековича-Черкасского (1715 г.) между о. Челекен и о. Дервиш (корневая часть Южной Челекенской косы) было мелководье, на карте Ф. Соймонова (1731 г.) о. Дервиш причленен к Челекелю, на карте Т. Вудруфа (1745 г.) глубина пролива между Дервишем и Челекелем достигает 9-9,5 м, на карте И. Токмачева и М. Лодыженского (1764-1765 гг.) – 6-7 м, на карте М. Войновича (1781-1782 гг.) глубина пролива достигает 12 м, на карте А. Колодкина (1809-1817 гг.) между Дервишем и Челекелем отмечено мелководье. Используя эти данные Н.Г. Комарова пришла к выводу о том, что почти всю вторую половину XVIII в. уровень моря стоял выше -20 м абс. высоты с максимумом в 1780 г., равным -15 м. Данные представления, по мнению Г.И. Рычагова (1994) плохо соотносятся с закономерностями развития берегов, что определило ряд ошибочных выводов к которым пришла Н.Г. Комарова. Так Н.Г. Комарова, анализируя по картам М. Войновича изменения очертаний Балханского залива, пришла к заключению, что максимальный уровень Каспия (-22 м) имел место в 1781-1782 гг. Но на карте М. Войновича показан о. Огурчинский, абсолютные высоты большей части площади которого, даже в пределах развития эолового рельефа, не превышают значения -22 м. При уровне моря -22 м остров должен был бы превратиться в банку или цепочку островов. На карте М. Войновича о. Огурчинский по своим очертаниям близок к современному.

Из сказанного выше следует, что при ретроспективном анализе уровня режима Каспия, конечно, следует учитывать сведения, которые можно получить из анализа старых карт, но при обязательном сопоставлении их с современными крупномасштабными топокартами и данными по геолого-геоморфологическому строению побережья.

Г.И. Рычагов (1994б, 1993а), проанализировав картографический материал, результаты археологических, геолого-геоморфологических и палеогеографических исследований на берегах Каспийского моря, пришел к следующим выводам: «Если в ближайшее время не произойдет экстраординарных изменений климатических условий в бассейне Каспийского моря, то уровень его вряд ли поднимется выше -25 м абс. высоты, а с учетом хозяйственной деятельности – выше -26 м. (рис. 30)

Систематические инструментальные наблюдения за ходом колебания уровня Каспийского моря ведутся с 1838 г. За это время по данным уровенных наблюдений наиболее высокое положение, близкое к отметке минус 25,2 м, уровень Каспия занимал в 1882 г. До 1929 г. понижение уровня шло со средней скоростью ~2 см/год, что привело к общему его падению за это время на 1 м.

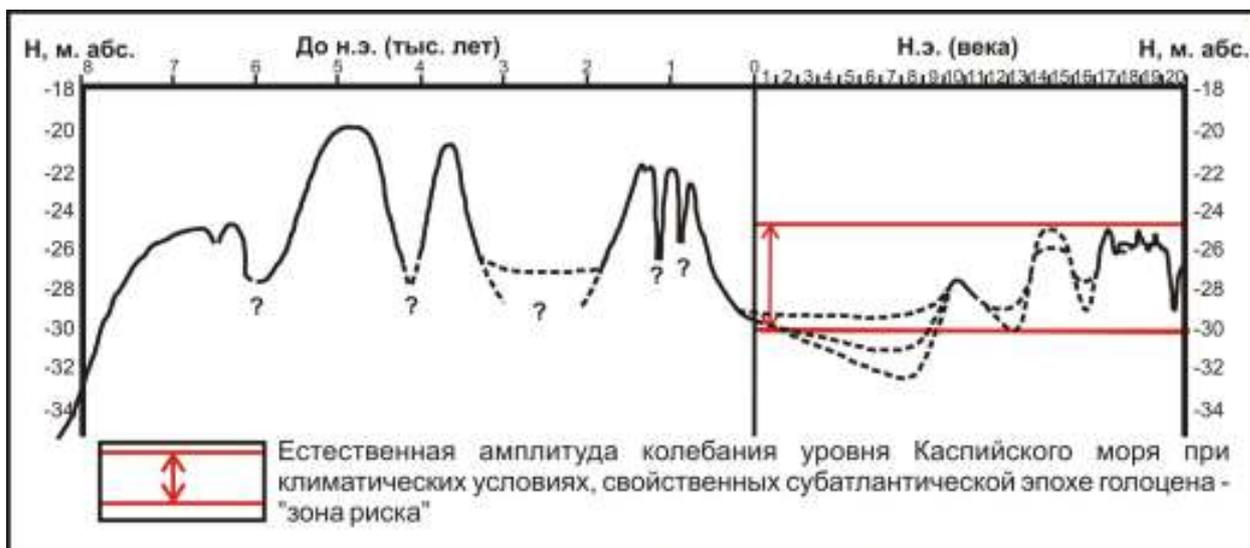


Рис. 30. Кривая колебания уровня Каспийского моря за последний 10 тыс. лет. (Рычагов, 2011)

С 1830 по 1882 гг. наблюдалась определенная стабилизация уровня на высоких отметка от -25,2 до -26,2 м. Начиная с 1882 года наступил период длительного спада: с 1883-1933 со скоростью 2 см в год, а затем, в период с 1929 по 1940 гг. происходит катастрофическое падение уровня более чем на 2 метра (до 20 см и более в год). С 1940 темпы падения уровня снижаются до 9 см в год. В 1977 г. заканчивается период снижения, которое с 1883 г. составило 3,8 м. Уровень моря 1977 года (-29,02 м) был наиболее низким за последние 400-500 лет. С 1978 года происходит резкий переход к быстрому подъему, скорость которого достигала в отдельные годы 30 см. В ходе современной трансгрессии уровень моря поднялся с 1978 до 1995 на 2,4 м. В настоящее время, начиная с 1996 г. положение относительно стабилизировалось и, даже, по мнению некоторых специалистов, наметилась тенденция к понижению, с 1996 по 2007 г. уровень снизился почти на 30 см (Рычагов, 2011).

Таким образом, анализ имеющихся в настоящее время материалов по эволюции Каспийского моря за историческое время, позволяет сделать вывод о том, что уровень Каспия за последние 500 лет не поднимался выше -25 м. абс., а анализ данных по водному балансу указывает на возможное при современных климатических характеристиках (Кислов, 2011; Leroy и др., 2007; Leroy и др., 2011; Pierret и др., 2012) колебание уровня в пределах от -25 до -30-32 м. абс. (Рычагов, 2011)

## Глава 4. Строение четвертичных отложений в разрезе «*Западный Челекен*»

Стратиграфия четвертичных отложений юго-восточного побережья Каспийского моря представляет большой интерес как для понимания история развития региона, так и всего Каспийского бассейна. П.В. Федоров отмечал, что «по полноте геологической летописи верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, развитых в Западной Туркмении, эта территория может сравниться только с классическими разрезами Азербайджана и представляет исключительный интерес как для решения чисто местных, так и общих стратиграфических и палеогеографических вопросов. Здесь, помимо прекрасных разрезов морских осадкой, имеется постепенный переход их в континентальные отложения, что может служить реальной основой для синхронизации этих толщ» (Федоров, 1948).

Особое значение полуострова Челекен отмечал и А.Е. Ферсман: «Нет никакого сомнения, что по своеобразию своей природы этот остров заслуживает совершенно исключительного внимания, а отдельные его участки должны были бы быть объявлены государственным заповедником» (Ферсман, 1960).

Наиболее полный разрез позднеплейстоценовых и голоценовых отложений вскрыт в береговом уступе на западе полуострова Челекен, расположенного в приморской части Западно-Туркменской низменности. Это брахиантиклинальная складка, сложенная в ядре неогеновыми породами, а по периферии разнообразными отложениями плейстоцена, по бортам разбитая разрывными нарушениями, с активными проявлениями грязевого вулканизма и высокой тектонической активностью.

В центральной части обнажения вскрываются верхи апшеронских морских глинистых осадков образующих ядро Челекенской складки. На север и юг от центра обнажения под значительными углами и с резким несогласием на апшеронских глинах залегают сложно дислоцированные бакинские отложения. В северной части разреза Западный Челекен на бакинских отложениях залегают морские урунджикские отложения, перекрытые комплексом хазарских пород. Выше расположены породы позднего плейстоцена – ранне- и позднехвалынские песчано-глинистые осадки, а также перекрывающие их новокаспийские суглинки и супеси, переходящие в самой северной части разреза в песчаную Северно-Челекенскую косу.

Помимо полноты разреза, основанием для выбора ключевого участка послужила относительная доступность для изучения, разнообразие геоморфологического строения Челекена.

Морской плейстоцен Челекена, как и всего каспийского побережья Туркмении, изучен слабо. Первые исследования были выполнены В.Н.Вебером и К.П.Калицким (1911) более столетия назад. Последние крупные работы П.В.Федорова(1946, 1948, 1957б) и Л.А. Невесской (1956, 1958) появились более пятидесяти лет назад. За последующее время на Челекене авторами при детальном изучении опорных разрезов получен новый фактологический материал. Возникла настоятельная необходимость его обработки. В первую очередь были выполнены малакофаунистические исследования (как основа биостратиграфического расчленения) и радиоуглеродный анализ. В ходе исследований применялись геоморфологический и литофациальный методы.



*Рисунок 31. Обзорная схема работ на п-ове Челекен.*

Материалы, изложенные в данной работе, получены во время полевых исследований выполненных автором на побережье полуострова Челекен в 2008-2013 годах. Принимая во

внимание недостаточную геологическую изученность территории, дефицит конкретных палеогеографических и геохронологических данных, при экспедиционных и камеральных исследованиях основное внимание уделялось: 1. Поиску и детальному изучению опорных разрезов новейших отложений, их системному описанию и корреляции со смежными и дальнеудаленными объектами; 2. Комплексному анализу экспедиционных материалов и детальному изучению малакофауны (как основы для биостратиграфического расчленения) и геохронологии, а также геоморфологическому строению и литофациальному составу отложений.

Полевое изучение разрезов проводилось в северо-западной части Челекенского Лбища в обнажении Кертгяха (рис. 31). Здесь, на протяжении 4 км к югу-западу от устья пересохшей долины Большого Акара, вскрываются породы среднего и позднего неоплейстоцена. К северо-востоку от Большого Акара на протяжении еще 2 км в обнажении наблюдаются песчано-глинистые отложения с *Cardium Edule* соответствующие новокаспийскому ярусу (голоцен), переходящие в отложения, формирующие Северно-Челекенскую косу.

В ходе изучения четвертичных отложений обнажения Западный Челекен были выполнены зачистка и послойное описание для 18 точек, а также выделено 8 разрезов, охарактеризованных наибольшей полнотой, для которых выполнено детальное описание, отбор проб отложений и фауны. Детально описанные разрезы обозначены на профиле сокращением СН-1 (Cheleken-1), СН-2 и т.д.

Отдельно был выполнен нивелирный профиль бровки обнажения для привязки высотного положения отдельных горизонтов.

#### **4.1. Разрез «Западный Челекен»**

Описание разрезов обнажения Западный Челекен.

1. СН-1 (точки 15-16). В 1700 м к ЮЗ от Большого Акара. Бровка клифа соответствует террасовому уровню, расположенному на высотах -15,8 м. абс. Разрез вскрывает строение берегового клифа высотой 12,5 метров, сверху вниз:

1. 0 – 2 м. – Песок светло-коричневый, мелкозернистый, горизонтально слоистый, слабосцементированный, с линзами и мелкими прослоями песка рыжеватого-коричневого, среднезернистого, с многочисленными мелкими обломками раковин моллюсков и единичными целыми мелкими формами тригоноидных дидакн. В нижней части с мелкими прослоями диагонально-косослоистых песков. Нижняя граница слоя неровная, переход резкий.

2. 2,00 – 8,75 м. – Песок серый мелкозернистый, косослоистый. В верхней части с большими углами наклона слоев чем внизу. Встречаются многочисленные послойно концентрированные обломки раковин моллюсков, в основании слоя отмечается прослой крупных раковин моллюсков *Didacna praetrigonoidas* и *Didacna cristata*. Нижняя граница четкая, переход литологически резкий. Судя по видовому составу дидакн пески сл. 1-2 имеют позднехвалынский возраст.

3. 8,74 – 9,35 – Суглинок тяжелый шоколадно-коричневый, трещиноватый, с множеством кристаллов гипса и следами ожелезнения. Встречаются горизонтальные прослой бурого суглинка мощностью до 0,5 м. Ожелезнение развито в виде затеков по вертикальным трещинами, пронизывающим всю толщу. Нижняя граница ровная, переход четкий.

4. 9,35 – 9,47 – Супесь светло-серая горизонтально-слоистая. Нижняя граница ровная.

5. 9,47 – 10,10 (видимая) – песок серый, в верхней части желто-коричневый, мелкозернистый, горизонтальнослоистый, слабоуплотненный.

2. СН-3 (точка № 14). На расстоянии 1850 м к ЮЗ от Большого Акара в стенке клифа песчаной пологонаклонной к ССВ террасы высотой около 15,3 метра сверху вниз вскрываются:

1. 0 – 1,20 – Песчано-глинистая пачка серо-коричневая, в верхней части горизонтально-слоистая, в нижней слабо-косослоистая. В прослоях песка многочисленные обломки раковин, реже мелкие целые раковины с резким преобладанием *Cerastoderma glaucum*, среди них присутствуют *Dreissena polymorpha*, *Dreissena distinkta*, *Adacna vitrea*, *Theodoxus* sp. Переход в нижний слой постепенный.

2. 1,20 – 5,80 – Песок светло-коричневый, мелкозернистый, косослоистый, с мелкими обломками раковин моллюсков *Cerastoderma glaucum*. Переход резкий.

3. 5,80 – 8,11 – Песок светло-коричневый, мелкозернистый, неяснослоистый с единичными мелкими обломками раковин.

4. 8,11 – 8,30 – Суглинок шоколадно-коричневый, плотный, однородный, в верхней части трещиноватый. В кровле слоя отчетливы следы волновой ряби и размыва.

6. 8,30 – 8,50 – Песок серый, алевритистый, мелкозернисты, тонко-косослоистый. В основании встречаются прослой мелкой гальки и битой ракуши, граница волнистая, резкая. В основании слоя отмечается прослой крупных раковин моллюсков *Didacna praetrigonoidas* и *Didacna cristata*. Нижняя граница четкая, переход литологически резкий. Судя по видовому составу дидакн пески сл. 1-2 имеют позднехвалынский возраст.

5. 8,50 – 8,73 – Суглинок шоколадно-коричневый, плотный, граница волнистая, резкая.

6. 8,73 – 9,62 – Алеврит буро-коричневый, местами косослоистый, с редкими включениями кристаллов гипса. Нижняя граница четкая, ровная, переход резкий.

7. 9,62 – 12,2 (видимая) – Суглинок шоколадно-коричневый, плотный, однородный, в верхней части с двумя прослоями грязно-серого песка.

3. СН-4 (т.) – В 2,3 км ЮЗ Большого Акара на клиф приобретает ступенчатый характер, в ближайшей к пляжу ступени клифа в разрезе высотой около 4 м сверху вниз:

1. 0 – 1,55 – Песок светло-коричневый, мелкозернистый, косослоистый, слабоуплотненный, нижняя граница неровная, с резким переходом.

2. 1,55 – 2,75 – Супесь и суглинок красновато-коричневые. Нижняя граница резкая, неровная, слабонаклонная на ССВ.

3. 2,75 – 5,50 (вид.) – Песок светло-серый, косослоистый, рыхлый, с мелкими обломками раковин (*Didacna umbanata?*). В центральной части разреза отложения слоя 2 выклиниваются с резкой волнистой границей. На границе слоев 1 и 3 встречаются тонкие прослои песка белесо-серого, мелкозернистого, с целыми раковинами *Unio*, в дустворках, плохой сохранности с утоненными стенками, редко в виде крупных обломов.

4. СН-5 (т. 5). В районе точки отмечается понижение высоты клифа и выклинивание песчаных отложений формирующих песчаные террасы в точка СН-1-СН-3. Геоморфологический уровень в районе точки соответствует выровненной солончаково-глинистой поверхности. В обнажении клифа высотой около 7 метров сверху вниз:

1. 0 – 0,32 – Супесь грязно-коричневая, горизонтально-слоистая, в нижней части глинистая, слабоуплотненная, с редкими тонкими прослоями (до 0,05 см) суглинка. Мощность слоя меняется до полного его исчезновения. Граница ровная, переход резкий.

2. 0,32 – 0,62 – Суглинок буровато-розовый, однородный, плотный. В кровле со знаками волновой ряби, по трещинам со столбчатой отдельностью, граница слабоволнистая, резкая.

3. 0,62 – 1,12 – Супесь светло-серая, плотная, в верхней части плохо выраженная горизонтальная слоистость, в нижней половине слоя слабоволнистая и косая. Граница неровная, волнистая.

4. 1,12 – 1,60 – Песок светло-коричневый, пылеватый, мелкозернистый, плотный, косо- и горизонтально-слоистый. В верхней части – множество включений глинистых частиц; граница литологически резкая.

5. 1,60 – 2,60 – Суглинок светло-розовый, плотный, трещиноватый, с горизонтальной либо слабонаклонной к северу слоистостью. По простиранию к югу слой исчезнет из разреза. Граница четкая, резкая.

6. 2,60 – 2,85 – Песок серо-коричневый, мелкозернистый, тонко-косослоистый, плотный. В нижней части линзы глин с многочисленными целыми раковинами моллюсков в двустворках, выделяются крупные массивные *Didacna eulachia* и более редкие *Dreissena polymorpha*, *Dreissena distincta* и *Micromelaniacaspia*.

7. 2,85 – 3,55 (вид.) – Горизонтально-слоистая толща, состоящая из прослоев глин (5-15 см), светло-коричневой супеси (30-60 см) и тёмно-серого плотного суглинка.

5. СН-6 (т. 6) – В районе точки продолжается геоморфологический уровень солончаково-глинистой террасы; в разрезе клифа высотой около 7 метров сверху вниз:

1. 0 – 4,70 – Песок светло-серый, мелкозернистый, горизонтально-слоистый, с многочисленными буровато-коричневыми ожеженными прослоями 1-5 см в средней части слоя. Граница неровная, резкая.

2. 4,70 – 6,55 (вид.) – Суглинок темно-серый, в верхней части буроватый, тяжелый, плотный с вертикальной трещиноватостью, с натекми ожежения с редкими мелкими железистыми конкрециями. Встречаются раковины моллюсков *Didacna umbanata* хорошей сохранности, часто в двух створках, реже – мелкие формы тригоноидных дидакн.

6. СН-7 (т. 1) – В районе точки происходит некоторое увеличение высоты бровки клифа, который соответствует уровню солончаково-глинистой поверхности на высотах - 20,9 м. асб. В разрезе клифа высотой 8 метров сверху вниз:

1. 0 – 1,30 – Песок серый и светло-серый, разнозернистый, с горизонтально-диагональной и косой слоистостью с многочисленной фауной моллюсков, часто образующих линзы ракуши. Среди раковин резко преобладают гастроподы: *Theodoxus* и *Mikromelania*, много *Dreissena polymorpha*, *Dreissena celecenica*, также встречаются *Corbicula fluminalis* и редкие крупный *Didacna praitrionoides*, что даёт считать пески верхнехвалынскими. Радиоуглеродный возраст моллюсков -  $11830 \pm 160$  ( $13750 \pm 170$  кал.). Нижняя граница резкая, со следами размыва.

2. 1,40 – 6,20 (вид.) – Глина темно-серая с сизоватым оттенком, плотная, с многочисленными раковинами дидакн предположительно бакинского возраста. Толща дислоцирована и под значительным углом наклонена к ССВ исчезает из разреза.

6. СН-8 (т. 18) – В разрезе клифа высотой 4 м обнажаются сверху вниз:

1. 0 – 0,7 – Переслаивание прослоев супеси и песка светло-коричневого цвета, мелкозернистого, мощность прослоев 0,2-1,0 см. Отмечаются отдельные скопления раковин моллюсков среди которых преобладает *Cerastoderma glaucum*, более редкие *Dreissena polymorpha*, *Dreissena distincta*, *Adacna vitrea* и *Theodoxus*. Нижняя граница

слоя неровная, переход резкий. Комплекс дидакн свидетельствует о новокаспийском возрасте осадков.

2. 0,7 – 1,70 (вид.) – Песок светло-коричневый, мелкозернистый, уплотненный, с мелкими обломками глины и песчаников, с редкими обломками раковин моллюсков.

7.

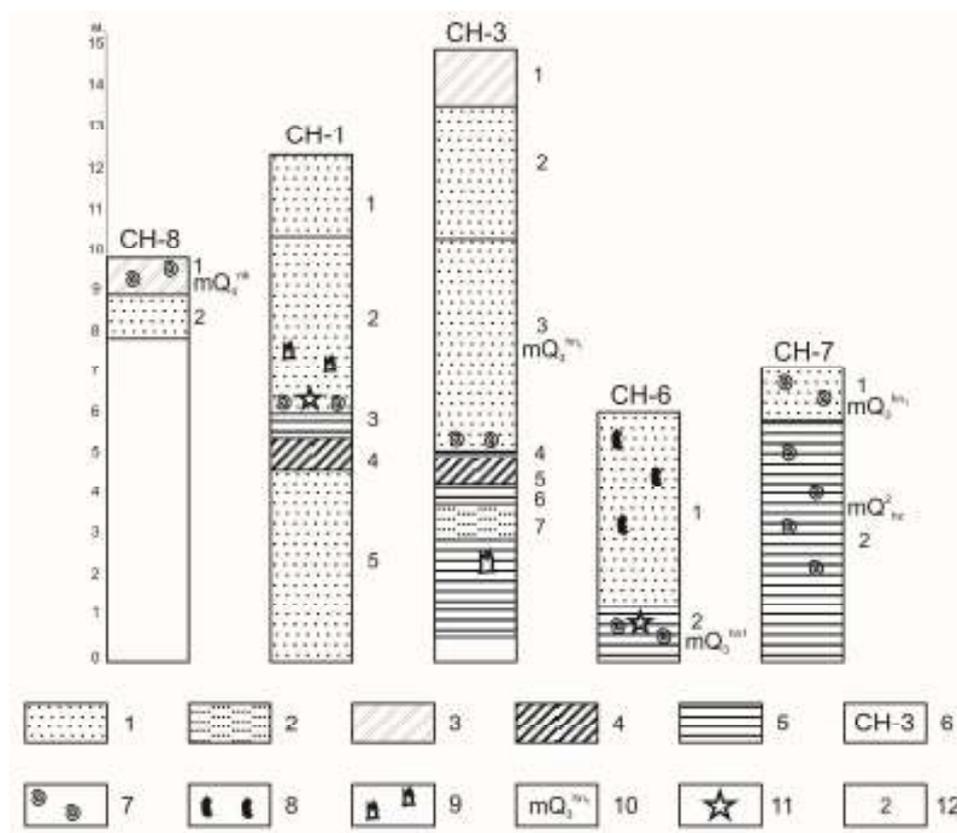


Рисунок 32. Строение разреза Западный Челекен. Условные обозначения: 1. Песок; 2. Алеврит; 3. Супесь; 4. Суглинок; 5. Глина; 6. Номер разреза; 7. Фауна моллюсков; 8. Железистые конкреции; 9. Гипс; 10. Возраст отложений; 11. Радиоуглеродная датировка; 12. Номер слоя.

#### 4.2. Анализ малакофауны

Изображения и краткие описания моллюсков из морских четвертичных отложений Туркмении присутствуют в работах Н.И. Андрусова (1905), К.П. Калицкого и В. Вебера (1911, 1914), Б.А. Федоровича (1983), А.С. Кесь (1939). Детальные исследования каспийских моллюсков выполнено П.В.Федоровым (1946, 1957), а наиболее обстоятельно в монографии Л.А. Невеской (1958).

Анализ малакофауны Челекена представленный в работе выполнен А.А. Свиточем, является естественным продолжением разработок Л.А. Невеской (1958). Они выполнены

по конкретным разрезам Западного Челекена и позволяют расчленить их и провести близкие и дальние корреляции с другими районами Каспийского побережья. Для идентификации некоторых видов двустворок использовались основные морфологические параметры (таблица 6).

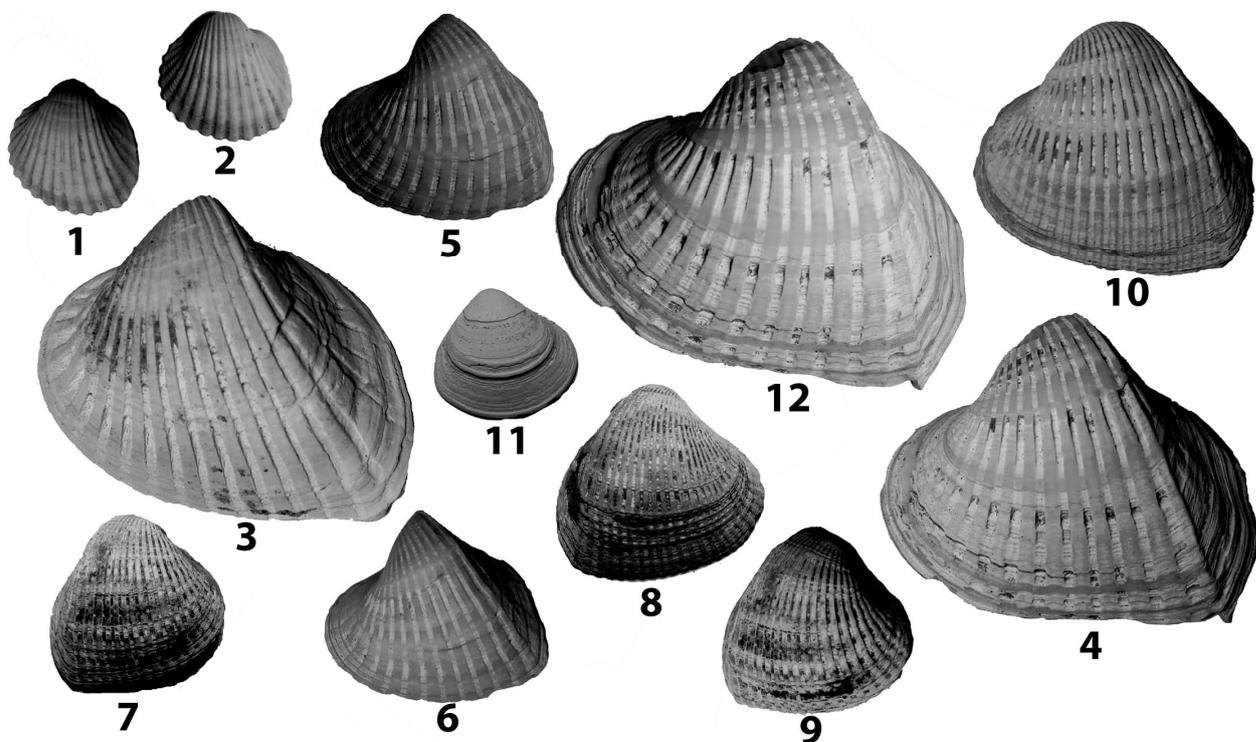


Рисунок 33. Руководящие плейстоценовые моллюски Западного Челекена: 1-2. *Cerastoderma glaucum*; 3-4. *Didacna praetrigonoides*; 5-6. *Didacna cristata*; 7-10. *Didacna umbanata*; 11. *Corbicula fluminalis*; 12. *Didacna eulachia*

Среди малакофауны изученных разрезов морских отложений Западного Челекена А.А. Свиточем выделены: 8 родов и 13 видов двустворок и гастропод. Среди них преобладают представители рода *Didacna* Eichw., определяющие комплекс вмещающих осадков, его стратиграфическое положение и значение.

*Описание комплексов моллюсков (рис. 33).* Комплекс *Cerastoderma glaucum* (разрезы СН-8, СН-1 и СН-3) представлен множеством мелких ( $d \sim 12-15$  мм,  $b \sim 4-5$  мм) раковин *Cerastoderma glaucum* хорошей сохранности с примесью более редких: *Dreissena polymorpha*, *Dreissena distinkta*, *Adacna vitrea*, *Theodoxus* sp. Комплекс характеризует морские мелководные новокаспийские отложения.

Комплекс *Didacna praetrigonoides* – *Didacna cristata* (разрезы СН-1, СН-2, СН-3). Руководящие дидакны комплекса относятся к тригоноидной группе дидакн – это крупные ( $d > 40$  мм) массивные, высокие ( $b > 40$  мм) раковины правильной треугольной формы, с

высокой треугольной макушкой и крутым задним полем. Виды различаются резкостью килья и размерами. У *Didacna cristata* (см. рис. 33) киль резкий, в виде пластины и размеры более скромные. Количественно в комплексе заметно преобладают мелкие, обильные гастроподы: *Micromelaniacaspia* и *Theodoxus*, много *Dreissena cececenica*, *Dreissena polymorpha*, встречается *Corbicula fluminalis*. Комплекс характеризует верхнехвалынские отложения каспийских мелководий.

Таблица 6. Сравнительная морфология раковин *Didacna Umbonata*.

Сравнительная морфология раковин <i>Didacna Umbonata</i>											
Виды	d	в	вып	дпч	вм	р	в/d	вып/d	вып/в	впч/d	в.м./в
<i>Didacna umbonata</i> (коллекция авторов, 2013)	20-25	20-25	8-10	18-20	4-5	32-35	0,9-1,0	0,40	0,40	0,8-0,9	0,2
<i>Didacna umbonata</i> (по Л.А.Невесской, 1953)	до 40-45					26-36	0,84-1,00	0,33-0,48	0,34-0,50	0,32-0,47	
<i>Didacna nalivkini</i> (по Л.А.Невесской, 1953)	до 50-60					29-34	0,74-0,95	0,25-0,38	0,31-0,43	0,35-0,50	

Комплекс *Didacna umbonata* (разрез СН-5). Раковины руководящего вида часто представлены в парных створках, для них характерны: небольшие ( $d \sim 20-25$  мм.,  $b \sim 20-25$  мм) размеры, сильно выпуклая (вып. 7-10 мм) округлая относительно толстостенная раковина с крупной центрально-поставленной макушкой и округлым килем (табл. 6). Помимо руководящего вида в комплексе присутствуют редкие мелкие плоские дидакны, а также *Dreissena caspia*, *Micromelaniacaspia* и др. По своим небольшим размерам и коэффициенту  $\frac{dnu}{d}$  раковины существенно отличаются (в два и более раз) от описанных и изображенных А.Г. Эберзиным (Невесская, 1958) *Didacna umbonata* Eberz и *Didacna nalivkini* из хвалынских отложений Западной Туркмении. По другим параметрам раковины нашей коллекции идентичны изображенным Э.Г. Эберзиным (см. табл.), что позволяет отнести их к виду *Didacna umbonata*, а вмещающие их отложения считать

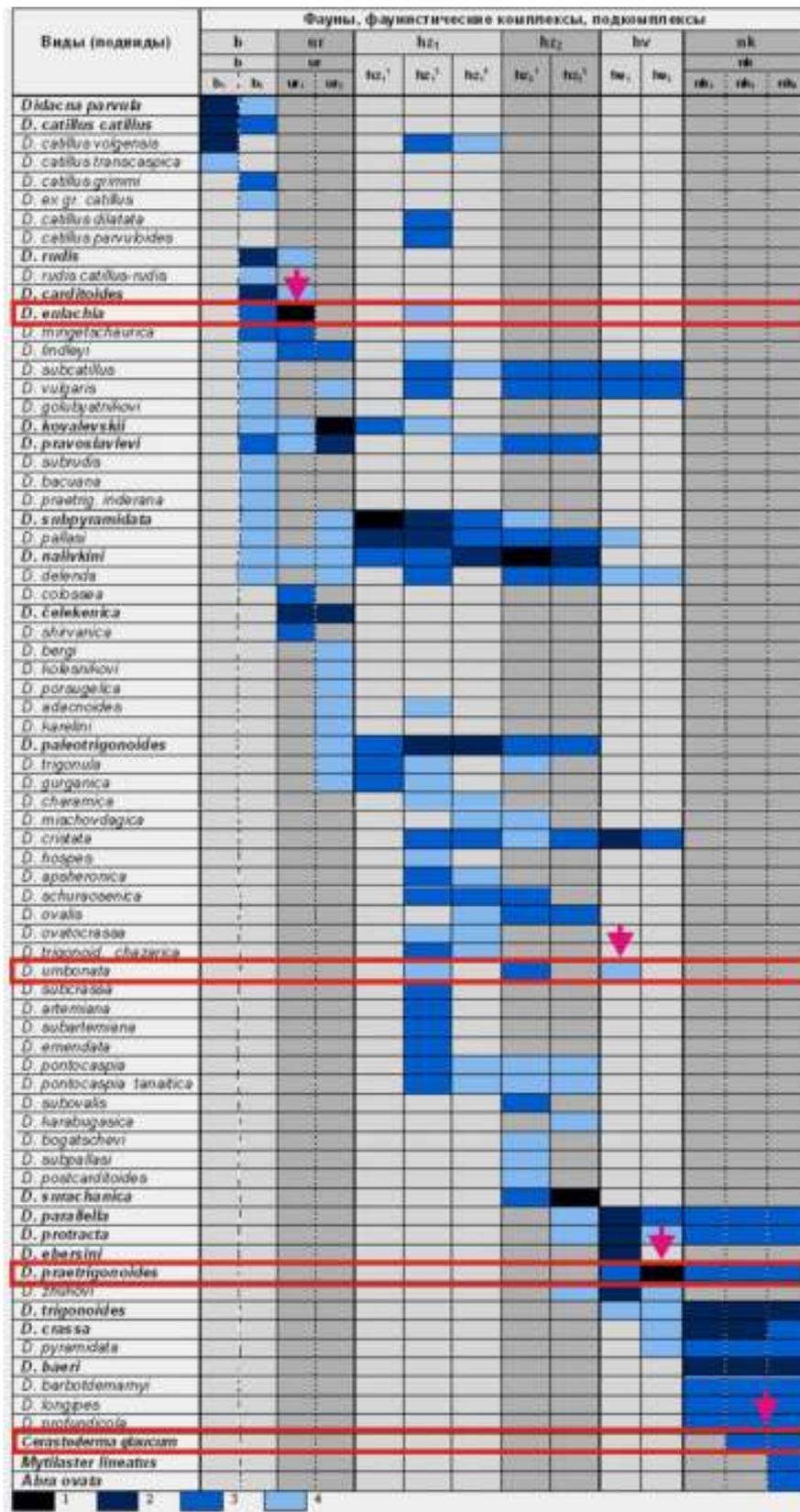


Рисунок 34. Фаунистические комплексы каспийских дидакн по Т.А. Яниной (2005).  
Красным выделены руководящие виды дидакн для разреза «Западный Челекен».

хвалынскими и образованными древнее чем вышележащие в разрезе осадки, охарактеризованные комплексом *Didacna praetrigonoidas* - *Didacna cristata*.

Комплекс *Didacna eulachia* (разрез СН-6). Как и предыдущий комплекс монодоминантный и представлен крупными (d 40 мм., b 35 мм) массивными, с центрально расположенной выступающей макушкой, выпуклыми (вып. 15 мм) раковинами *Didacna eulachia*, сходными с крупными *Didacna praetrigonoidas*, но без резкого кия (рис.). В редкой подмеси встречаются: *Dreissena polymorpha*, *Dreissena distincta*, *Micromelaniacaspia*. Возраст вмещающих пород однозначно определяется по руководящей форме как урунджикский (Янина, 2012).

Комплекс *Unio* sp. (разрез СН-4) представлен крупными плохо сохранившимися раковинами унионид и характеризует пресноводную обстановку осадконакопления, развитую в условиях межхвалынской регрессии. Отложения охарактеризованные комплексом *Unio* sp. Предполагают существования на полуострове постоянных водотоков с чистыми и прозрачными водами.

#### **4.3. Механический состав и минералого-петрографический анализ.**

Образцы из наиболее представительного разреза СН-3 Западного Челекена, в котором представлены песчаные, супесчаные и суглинистые отложений хазара, верхней хвалыни и новокаспия, были подвергнуты гранулометрическому анализу (рис. 35-1 и 36). Полученная в результате песчаная фракция 0,25-0,5 была изучена под бинокляром, для 19 образцов был определен минералого-петрографический состав легкой фракции (табл. 7) и карбонатность (табл. 9). Особое внимание уделялось выделению зерен и обломков горных пород аллахтонного генезиса, т.е. привнесенных в бассейн седиментации флювиальными и эоловыми агентами.

Анализ результатов минералого-петрографического состава (рис. 35) представленного в таблице 7 позволяет сделать следующие выводы. В разрезе СН-3 четко выделяются три группы образцов: 1. СН3-0 – СН-3-5.0, соответствующих песчано-супесчаным горизонтальнослоистым новокаспийским отложениям в верхней части разреза; 2. СН-3-6.0 – СН-3-10.7, соответствующих косослоистым пескам, предположительно верхнехвалынского возраста; 3. СН-3-12.1 – СН-3-12.6, относящихся к толще буровато-коричневых ритмичных суглинков, алевроитов и песков предположительно хазарского возраста.

Для первой группы образцов характерно резкое преобладание биогенного материала (до 90%), очень высокая степень окатанности и сортировки, незначительное содержание аллахтонного материала, весьма низкое содержание тяжелой фракции (доли процента).

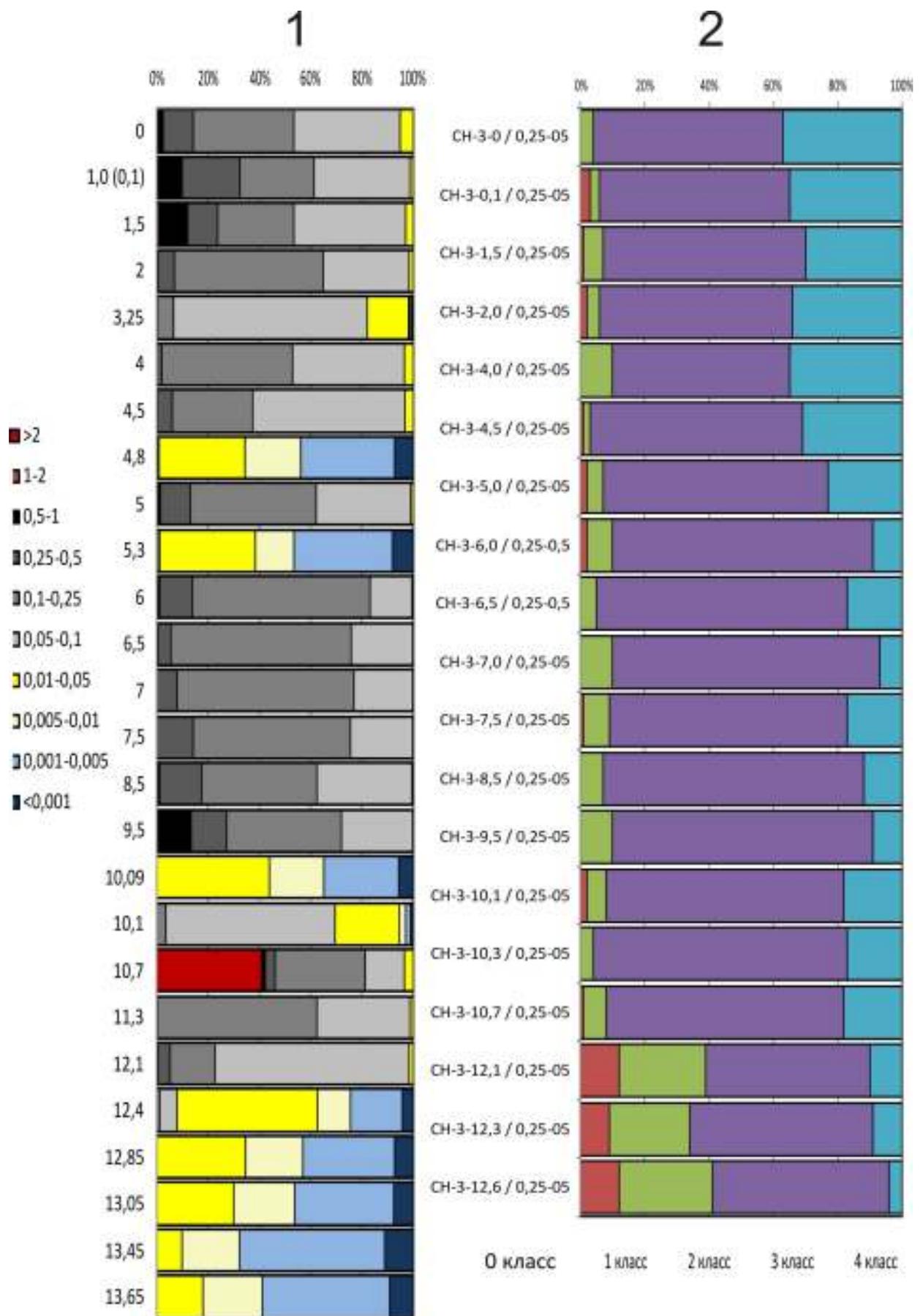


Рисунок 35. 1 - Механический состав отложений и 2 - степень окатанности легкой фракции по классам для разреза СН-3

Биогенный материал в основном представлен хорошо окатанными биокластами (50-80%), а также мелкими обломками морской фауны (детрит) и единичными мелкими раковинами гастропод. Среди обломков аллахтонного генезиса были выделены редкие зерна кварца и слюды; а также обломки седикластов (карбонатного генезиса) и метакластов (биотит-кварцевые песчаники). В среднем содержание аллахтоного материала не превышает 5-10%.

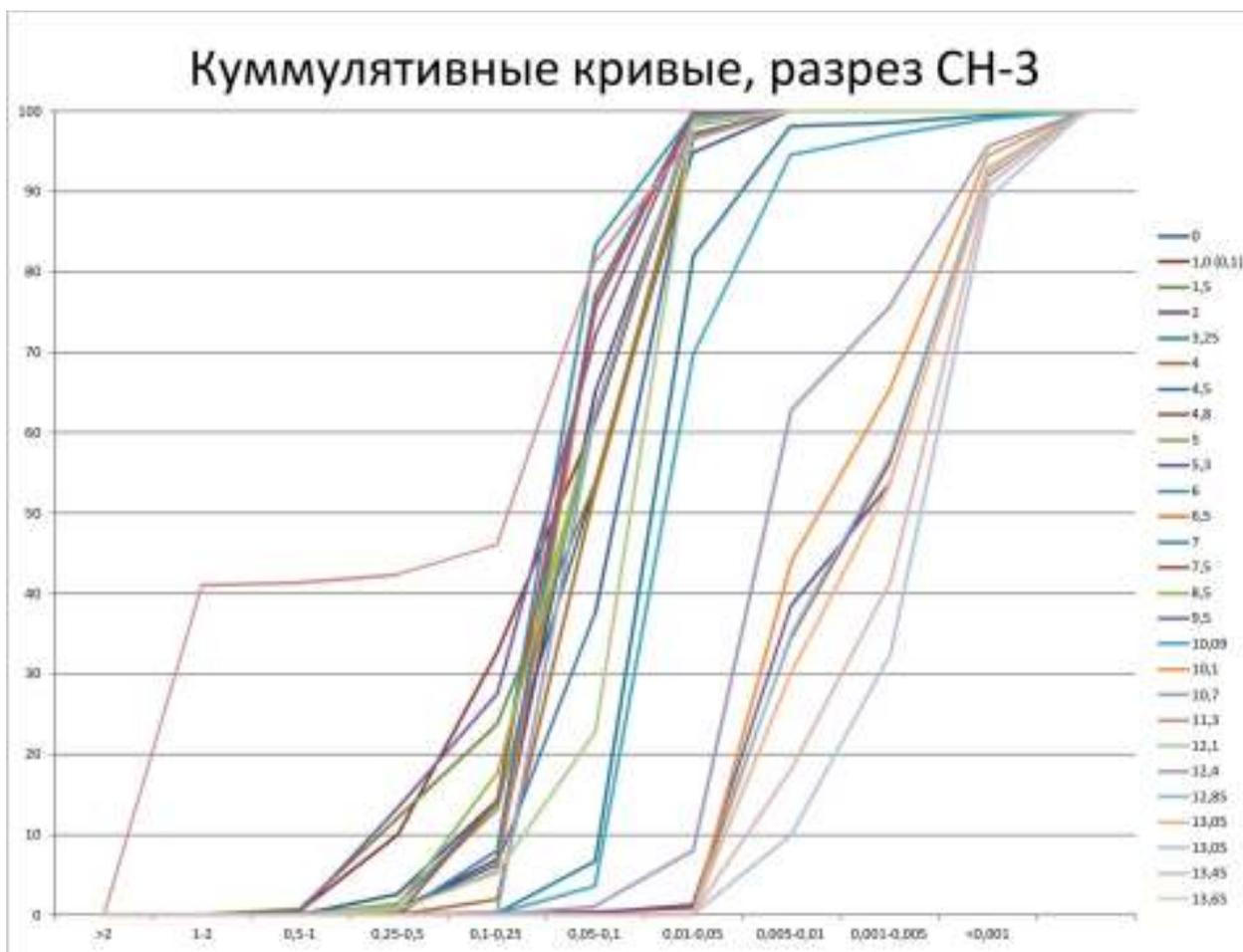


Рисунок 36. Куммулятивные кривые для «разреза Западный Челекен».

Полученные данные (табл. 7, рис. 37) позволяют говорить о прибрежно-морских условиях осадконакопления для новокаспийского времени. Характерно частое повторное вовлечение материала в осадочный процесс, что выразилось в его относительно высокой сортированности. Значительное содержание биокластов и детрита, по-видимому, указывает на благоприятные условия для развития морской фауны, т.е. относительно низкую заиленность и высокую температуру воды. Незначительное содержание экзотического материала, позволяет сделать вывод о слабом развитии флювиальных процессов и удаленности областей сноса; а наличие хорошо сохранившихся пластинок

слюды (мусковит и биотит) с характерными оплавленными краями указывает на широкое развитие эоловых процессов. В эпоху формирования толщи новокаспийских песков Челекен, по-видимому, находился в значительном удалении от дистальных окончаний водных потоков, на что, в частности, указывает отсутствие тяжелой фракции в изученных образцах, а небольшое количество кварца и обломков биотит-кварцевых сланцев позволяет говорить о незначительном влиянии Узбоя на бассейн седиментации. Высокая степень сортировки и окатанности свидетельствуют о частых колебаниях уровня моря в новокаспийское время и многократной переработке материала.

Таблица 7. Результаты минералого-петрографического анализа.

Результаты минералого-петрографического анализа															
литолого- петрографическая характеристика	окатанность					минералого-петрографические свойства							Остатки фауны		
	полу-окатанные		окатанные			кварц	кристалло-класты			литокласты			цельнораковинные	детрит	био-класты
	-	+	угловато-окатанные	окатанные	хорошо окатанные		Плагио-клас	КПШ	Слюды	вулканокласты	метакласты	седикласты			
№ образца / размер фракции															
СН-3-0 / 0,25-05	0	0	4	59	37	2	0	0	1	0	2	7	1	12	75
СН-3-0,1 / 0,25-05	0	3	3	59	35	1	0	0	3	0	7	9	0	7	83
СН-3-1,5 / 0,25-05	0	1	6	63	30	4	0	0	5	0	3	6	0	8	84
СН-3-2,0 / 0,25-05	0	2	4	60	34	1	0	0	4	0	9	5	1	19	61
СН-3-4,0 / 0,25-05	0	0	10	55	35	7	0	0	3	0	4	7	3	21	55
СН-3-4,5 / 0,25-05	0	1	2	66	31	5	0	0	7	0	2	2	2	17	65
СН-3-5,0 / 0,25-05	0	2	5	70	23	3	0	0	6	0	7	5	0	15	66
СН-3-6,0 / 0,25-0,5	0	2	8	81	9	14	1	1	9	0	9	10	0	15	41
СН-3-6,5 / 0,25-0,5	0	0	5	78	17	15	2	1	12	0	12	15	0	10	33
СН-3-7,0 / 0,25-05	0	0	10	83	7	17	1	2	11	0	14	14	1	9	31

СН-3-7,5 / 0,25-05	0	1	8	74	17	16	0	2	7	0	11	12	0	12	40
СН-3-8,5 / 0,25-05	0	0	7	81	12	9	0	1	9	0	9	13	0	11	48
СН-3-9,5 / 0,25-05	0	0	10	81	9	10	0	0	12	0	14	10	0	8	46
СН-3-10,1 / 0,25-05	0	2	6	74	18	12	1	1	15	0	7	8	1	13	42
СН-3-10,3 / 0,25-05	0	0	4	79	17	15	1	0	11	0	9	5	0	11	48
СН-3-10,7 / 0,25-05	0	1	7	74	18	12	2	1	7	0	8	7	0	9	54
СН-3-12,1 / 0,25-05	0	12	27	51	10	10	1	1	21	0	8	10	0	9	40
СН-3-12,3 / 0,25-05	0	9	25	57	9	9	3	0	21	0	15	5	0	8	39
СН-3-12,6 / 0,25-05	0	12	29	55	4	12	1	1	16	0	7	5	0	13	45

Условия формирования песчаной толщи предположительно верхнехвалынского возраста по ряду признаков отличались от новокаспийских слоев. Характерно резкое увеличение количества аллахтонного и сокращение биогенного материала (до 40-50%). Заметно увеличивается содержание зерен кварца и обломков биотит-кварцевых сланцев и микрокварцитов, свидетельствующих о более активном флювиальном привносе материала, так как данные породы не встречаются в близлежащих районах, и должны были транспортироваться из областей развития метаморфических и вулканических пород (восточные и юго-восточные районы Средней Азии). Наличие обломков привнесенных в бассейн седиментации флювиальными агентами указывает на большую обводненность Узбоя для этого этапа. Условия седиментации характеризовались относительно большими глубинами и пониженной температурой воды, на что указывает процент содержание биогенного материала (40-50%).

Еще больше отличается минералого-петрографический состав для буровато-коричневых суглинков и песков, предположительно хазарского возраста. Отмечается снижение карбонатности до 64% и увеличение количества терригенного материала. Среди аллахтонного материала выделяются высокие концентрации зерен и обломков седикластов, вулканокластов и метакластов – привнесенных в бассейн седиментации флювиальными агентами. Много в проанализированных образца хорошо окатанного кварца, для которого выделено три разновидности: 80-85 % - округлые зерна с характерным медовым цветом (кварцевые песчаники с глинистым цементом); 5-10 %

желтовато-белые (микрокварциты) и единичные угловато-окатанные с микроплитчатой отдельностью водяно-прозрачные зерна (интрузивные породы). Для отдельных прослоев отмечается значительное количество обломков биотит-кварцевых песчаников, микрокварцитов и трех разновидностей кварца, что указывает на значительный привнос терригенного материала из отдаленных районов. По-видимому, время формирования данной толщи характеризовался периодами увеличения водности Пра-Амударьи, которая могла нести свои воды в Каспийское море напрямую через Каракумы (Бабаев, 2012).

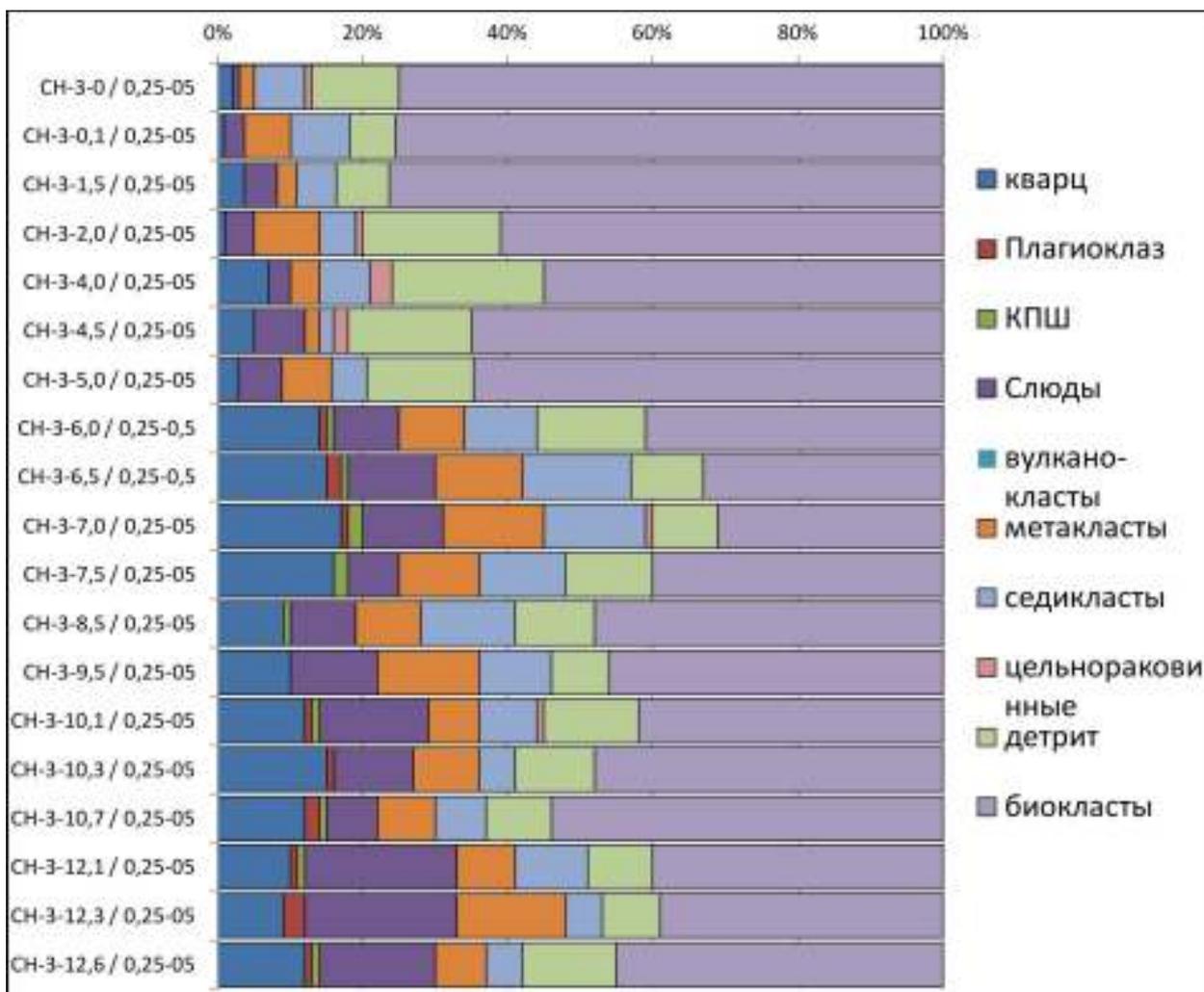


Рисунок 37. Состав легкой фракции для разреза СН-3.

Для всех образцов из группы СН-3-12.1 – СН-3-12.6 отмечается увеличенное содержание слюд, которое для отдельных прослоев достигает 20%. Выделяются кристаллокласты биотита, мусковита и хлорита (единичные зерна) с характерными округлыми и оплавленными краями, редко с корочкой закалывания, что говорит об их пепловой природе и эоловом механизме транспортировки материала. Факт того, что слюды не окатываются ввиду характерной слоистой структуры (Крашенинников и др., 1988), позволяет говорить об однозначном пепловом происхождении этого материала. Высокие концентрации неустойчивых по своей природе, ввиду весьма сложного

минералогического строения, слюд и устойчивых минералов кварца в образцах свидетельствует о незначительных скоростях осадконакопления, и об изолированном либо полуизолированном бассейне седиментации. В пользу изолированности свидетельствует также факт отсутствия в разрезе фауны морских моллюсков, жизнедеятельность которых была подавлена повышенной мутностью бассейна. Буровато-коричневый цвет отложений, во много объясняется наличием глинистого цемента и глинистой рубашки на зернах. По-видимому, происходил размыв челекенской свиты (красноцветная толща), либо в бассейне могли существовали субтропические условия. Не исключается и влияние грязевого вулканизма, который мог обогащать воды бассейна высокоминерализованными сульфатными и железистыми растворами. В целом, условия осадконакопления характеризовались относительно высокой тепло- и влагообеспеченностью.

Таблица 8. Осредненные данные минералого-петрографического анализа

Осредненные данные минералого-петрографического анализа									Содержание карбонатов			
литолого-петрографическая характеристика	окатанность				минералого-петрографический состав			Остатки фауны	Навеска, г.	Навеска после обработки HCl, г.	Содержание карбонатов, %	Некарбонатный остаток, %
	полу-окатанные	окатанные			кристаллоклосты	литокласты	седикласты					
<b>Образцы СН-3-0 - СН-3-5,0</b>	0	4	59	37	2	3	7	88	5	0,4	92	8
<b>Образцы СН-3-6,0 - СН-3-10,7</b>	2	8	81	9	16	18	10	56	5	1,4	72	28
<b>Образцы СН-3-12,1 - СН-3-12,6</b>	12	27	51	10	12	29	10	49	5	1,8	64	36

Таким образом, анализ минералого-петрографического состава песчаной фракции разреза СН-3 (табл. 8) позволяет сделать следующие выводы. На протяжении части среднего и всего позднего плейстоцена в районе полуострова Челекен существовали условия полуизолированного бассейна, куда впадала река, водность которой сильно менялась на протяжении всего периода осадконакопления. Многократная переработка материала, особенно в самом конце неоплейстоцена и в голоцене говорит и частых

колебаниях уровня и активных процессах береговой абразии. Условия осадконакопления в общих чертах характеризовались аридными и семиаридными условиями, с трендом усиления аридности в конце позднего плейстоцена и в голоцене. Отмечается также активный размыв красноцветной толщи на полуострове Челекен в эпоху хазарской трансгрессии, а также активное развитие аккумулятивных форм рельефа в хвалынское и новокаспийское время, отчленявших бассейн седиментации от открытого моря. Увеличение привноса терригенного материала отмечается для конца хазарского времени и для хвалыни, тогда как в голоцене водность Узбоя была минимальной.

#### 4.4. Физическое датирование отложений

*Радиоуглеродные датировки* впервые выполнены по морскому плейстоцену Челекена. Анализ выполнен в Лаборатории палеогеографии и геохронологии СПбГУ (таблица 2) в 2013 году. Получены две радиоуглеродные даты: ЛУ-7111 по раковинам *Didacna praetrigonoidas*, разрез СН-3, слой 6 -  $11830 \pm 160$  ( $13750 \pm 170$  кал. ВР) и ЛУ-7113 по раковинам *Didacna umbanata* (разрез СН-5, слой 2) -  $13870 \pm 230$  ( $17260 \pm 160$  кал. ВР). При анализа значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «CalPal» Кёльнского университета 2006 года (N.Weninger, O.Joris, U.Danzeglocke). Согласно датам, возраст вмещающих отложений для комплекса *Didacna praetrigonoidas*, ( $11830 \pm 160$ ,  $13750 \pm 170$  кал. ВР), соответствует поздней хвалыни. Комплекс *Didacna umbanata* ( $13870 \pm 230$ ,  $17260 \pm 160$  кал. ВР) однозначно относится к максимуму раннехвалынской трансгрессии Каспия.

Табл. 9. Данные радиоуглеродного датирования раковин моллюсков

Данные радиоуглеродного датирования раковин моллюсков					
Лаб. Номер	Описание	Разрез	Слой	Радиоуглеродный возраст	Калиброванный возраст (календарный), кал. лет
ЛУ-7111	Туркмения, Челекен, 2013, обр. СН-7/1, крупные обломки <i>Didacna praetrigonoidas</i>	СН-3	6	$11830 \pm 160$	$13750 \pm 170$
ЛУ-7113	Туркмения, Челекен, 2013, обр. СН-5, раковины <i>Didacna umbonata</i>	СН-5	2	$13870 \pm 230$	$17260 \pm 160$

В ходе изучения четвертичных отложений Западного Челекена автором было отобрано семь образцов на OSL-датирование, которые были переданы в лабораторию OSL-датирования Пекинского университета.

#### **4.5. Реконструкция природных условий п-ова Челекен в позднем неоплейстоцене-голоцене**

*Сводный разрез плейстоцена Челекена.* Анализ комплексов каспийских моллюсков позволяет выделить следующие фаунистически обоснованные морские отложения Западного Челекена: урунджикские, хвалынские и новокаспийские, которые образуют стратиграфический «каркас» для всего разреза Челекена, в составе которого выделяются горизонты региональной стратиграфической шкалы Каспийского плейстоцена: бакинские, урунджикские, хазарские (раннехазарские), хвалынские и новокаспийские.

Бакинские отложения в разрезе Западного Челекена выделяются условно, по характеру залегания и литологическим особенностям. Они вскрыты в основании разреза СН-7, где представлены слоистой толщей черных плотных глин (горизонт «q» по (Вебер, Калицкий, 1911). В других разрезах Челекена ниже горизонта глин установлены разноцветные песчано-глинистые отложения, содержащие раннебакинскую фауну: *Didacna parvula* и *Didacna satillus* (Невесская, 1958). По (Федоров, 1957), местами на глинах залегают пески с позднебакинскими массивными раковинами *Didacna cartidoides*. Верхнебакинские осадки перекрываются упунджикским горизонтом.

Урунджикские отложения (СН-6). Фаунистически охарактеризованные урунджикские отложения (комплекс *Didacna eulachia*) вскрыты в разрезе СН-5. По составу этот слой в верхней части представлен плотными алевролитами и песком, а в нижней – сизо-коричневыми и серо-коричневыми глинами и суглинками. Подошва слоя не видна в разрезе. На нём (по разрезу) с размывом залегают рыжевато-коричневые и бурые пачки хазарского возраста и хвалынские пески.

В песчаной фации урунджикских отложений Челекена (Невесская, 1958) наряду с многочисленными раковинами *Didacna eulachia*, отмечены *Didacna lindleyi*, *Dreissena polymorpha*, *Dreissena rostriformis* и *Theodoxus*. По П.В.Федорову (1957) к урунджикским отложениям относится слой рыхлого ракушняка с размывом перекрывающего бакинские глины. Вверх по разрезу во всех случаях наблюдается постепенный переход в пресноводные и наземные отложения, относящиеся, как будет показано ниже, к нижнему хазару (Федоров, 1948)

П.В. Федоров отмечает, что переход урунджикского горизонта в пижнехазарские отложения, постепенен и не отмечен каким-либо перерывом или несогласием. Выше урунджикского ракушечника наблюдается переход в пески, менее обогащенные фауной *Didacna*, которая постепенно мельчает, она сменяется *Dreissena* и, наконец, солоноватоводная фауна замещается пресноводной. Также незаметно пресноводные отложения переходят выше в наземные образования с растительными остатками, которые снова переходят в пресноводные, а последние в наземные. На Челекене выше урунджикского ракушечника залегает мощная (более 200 м) толща глин, переслаивающихся с подчиненными прослоями песков. Глины тонко слоистые окрашены в розовато-коричневые, розовато-палевые, реже в черные тона. Пески кварцевые значительно обогащены слюдой. В фациальном отношении рассматриваемые осадки представляют собой чередование морских и пресноводных (приустьевых) отложений, где преобладают то первые, то вторые. В самых низах этой толщи (западный берег Челекена) в морских слоях встречаются еще раковины урунджикских моллюсков *Didacna pravoslavlevi* Fed., одновременно с нижнехазарскими *D. kovalevskii* Bog., *D. subpyramidata* Prav.

Из фаунистически охарактеризованных хазарских морских отложений на Челекене установлены только самые нижние слои (пачка "S", Вебер, Калицкий, 1911). По составу это глинистые пески буро-серые и коричневые с линзами ракушечников из раковин: *Didacna nalivkini*, *Didacna pravoslavlevi*, *Didacna lindleyi*, *Didacna plana*, *Dreissena polymorpha*, *Dreissena rostriformis*, *Dreissena pontocaspia* и др. (Невесская 1958). В наших разрезах им, судя по стратиграфическому положению между фаунистически охарактеризованным урунджикскими и хвалынскими слоями, вероятно, относится литологически разнообразные осадки вскрытые в разрезах СН-1, СН-2, СН-3, СН-4. По составу это чередующиеся пачки глин и суглинков коричневых, и песка (алеврита) серого и серо-коричневого с присутствием гипса и редкими обломками мелких раковин. В близких по облику отложениях Челекена Л.А. Невесской (1957) отмечается присутствие в нижней части слоя: *Didacna pravoslavlevi*, *Didacna lindleyi*, *Dreissena polymorpha*, *Dreissena distincta*; в верхней части: *Diaborbis* sp. и мелких гастропод. Отмеченный состав моллюсков не даёт основание для детализации разреза.

Нижнехвалынские отложения (СН-6, СН-5) широко развиты на западном побережье Челекена. Здесь они залегают на отметках от -26 до -20 и слагают несколько плохо выраженных в рельефе террасовых уровней. Отложения содержат два совершенно разных комплекса моллюсков (см. табл. 7) и приурочены к различным литофациальным типам осадков.

№ слоя	Тип отложений	№ разреза	Состав фауны	Абсолютный возраст	Предположительный возраст	Индекс
1	Эоловые пески	СН-4			Современный	
2	Пески горизонтально-слоистые, светло-серые	СН-8	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Didacna crassa</i>		Ново-каспийский	$Q_{IV}^{nk3}$
3	Супеси и пески горизонтально-слоистые, светло-серые	СН-8	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Dr. polymorpha</i> , <i>Dr. distincta</i> , <i>Adacna vitrea</i> , <i>Theodoxus sp.</i>			$Q_{IV}^{nk2}$
4	Супеси и пески, горизонтально-слоистые, серо-коричневые	СН-8	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Dr. polymorpha</i> , <i>Dr. distincta</i> , <i>Adacna vitrea</i> , <i>Theodoxus sp.</i>			$Q_{IV}^{nk1}$
5	Пески косослоистые, светло-серые	СН-1, СН-2, СН-3	<i>D. praetrigonoidas</i> , <i>D. cristata</i>		Верне-хвальинский	$Q_{III}^{hv2}$
6	Пески косослоистые светло-коричневые	СН-1, СН-2, СН-3	<i>D. praetrigonoidas</i> , <i>Micromelania caspia</i> и <i>Theodoxus</i> , много <i>Dr. celecenica</i> , <i>Dr. polymorpha</i>	11830±160 (13750±170 кал. ВР)		$Q_{III}^{hv2}$
7	Пески с горизонтально-диагональной и косой слоистостью, светло-коричневые	СН-7	<i>D. praetrigonoidas</i> , <i>D. cristata</i>			$Q_{III}^{hv2}$
8	Глины и суглинки горизонтально-слоистые, серые и светло-серые	СН-5	<i>D. umbanata</i> , <i>Dr. caspia</i> , <i>Micromelaniacaspia</i>	13870±230 (17260±160 кал. ВР)		$Q_{III}^{hv1}$
9	Пески горизонтально-слоистые, белесо-серые	СН-6	-		Хазарский	$Q_{III}^{hv1}$
10	Суглинки, супеси и пески горизонтально- и косослоистые, красноцветные и шоколадно-коричневые	СН-1, СН-2, СН-3	<i>Paleoioxodon turkmenicus</i> Dubrovo (Дуброво, 1955)			$Q_{II}^{hz}$
11	Глины горизонтально-слоистые, слабонаклонные, плотные, серые	СН-6	<i>D. eulachia</i> , <i>Dr. polymorpha</i> , <i>Dr. distincta</i> , <i>Micromelania caspia</i>		Урунджикский	$Q_{II}^{ur}$
12	Глины горизонтально-слоистые, слабонаклонные, плотные, тёмно-серые	СН-7	<i>D. pravoslavlevi</i> , <i>D. lindlei</i> , <i>Dr. polymorpha</i>		Бакинский	$Q_I^b$

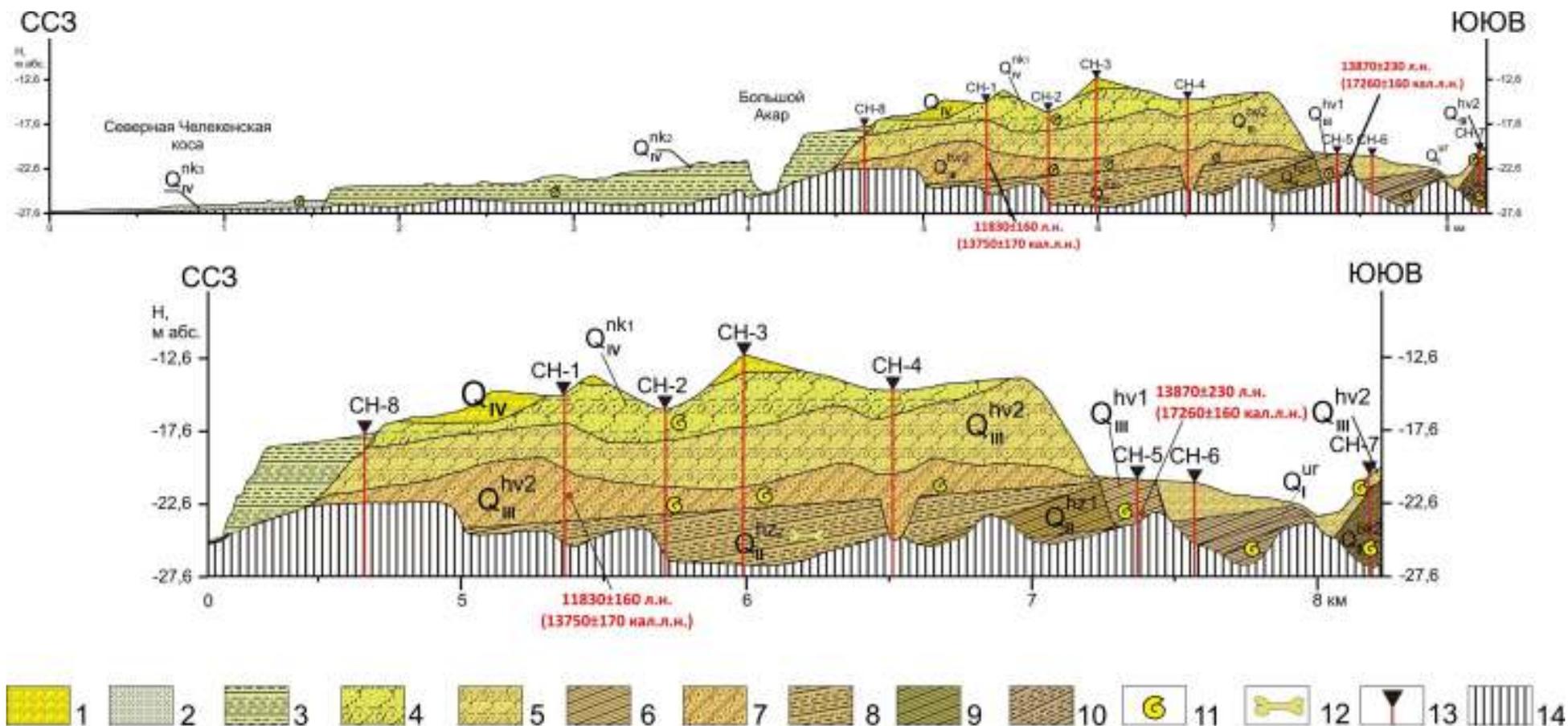
Рисунок 6. Сводная колонка отложений разреза «Западный Челекен», составлена автором по результатам полевых и аналитических работ и по материалам П.В. Федорова (1948), Л.Н. Невеской (1958) и И.А. Дуброво (1955)

В разрезе нижнехвалынские отложения (СН-7) представлены песком серым и светло-серым, разнотекстурным, с горизонтально-диагональной и косою слоистостью с многочисленной фауной моллюсков, часто образующих линзы и целые прослои ракуши. Среди раковин резко преобладают гастроподы: *Theodoxus* и *Mikromelania*, много *Dreissena polymorpha*, *Dreissena celescenica*, также встречаются *Corbicula fluminalis* и редкие крупные *Didacna praetrigonoides*. Слой с размывом залегает на наклоненной под большими углами поверхности бакинских тёмно-серых глин.

Комплекс (слой 2, т. СН-6) охарактеризованный фауной *Didacna umbonata*, датированный  $13870 \pm 230$  ЛУ-7113 (са ВР  $17260 \pm 160$ ), залегает в относительно тонких, приглубых фациях: глинах алевритистых и суглинках розовато-серых и буро-серых, плотных, горизонтальнослоистых, трещиноватых, с мелко-оскольчатой и столбчатой отдельностью.

Верхнехвалынский комплекс, датированный  $11830 \pm 160$  ЛУ-7111 (са ВР  $13750 \pm 170$ ) приурочен к прибрежным и мелководным пескам серым и коричнево-серым мелкозернистым, горизонтально и косослоистым с многочисленными мелкими раковинами двустворок и гастропод и характерным *Corbicula fluminalis*, часто образующих линзы, с более редкими крупными раковинами руководящих видов дидакн (*Didacna praetrigonoides*, *Didacna cristata*). Данный слой подразделяется на два различающихся по литологии и по возрасту слоя: первый двучленный (т. СН-1, СН-2, СН-3), представлен косослоистыми песками различающимся по цвету, верхняя пачка белесо-серая, нижняя – рыжевато-коричневая, переход между слоями резкий, граница волнистая, мощность прослоев меняется по разрезу от 0,5 до 3-4 м., гипсометрически располагаясь на высотах от -22 до -14 м абс. Слой с размывом залегает на слабонаклонной к ЮЮВ поверхности ритмичной пачки бурых глин и алевритов хазарского возраста и перекрыты супесчано-песчаной коричневой толщей новокаспийских отложений.

Учитывая вышесказанное и результаты радиоуглеродного датирования, можно предположить, что в начале хвалынской трансгрессии в челекенском секторе Каспия существовала палеоэкологическая обстановка сходная с эпохой позднего хазара, благоприятная для развития дидакн группы «*crassa*», и завершившаяся к максимуму трансгрессии, когда туркменское побережье начало активно опресняться водами Пра-Аму-Дарьи и Узбоя. Об этом свидетельствуют состав малакофауны с характерной пресноводной формой – *Corbicula fluminalis*. Сам же вывод на активную поверхность Челекена хвалынских отложений с *Didacna umbonata* по-видимому, обязан его активной новейшей тектоникой, достигавшей 1 мм/год (Леонтьев, 1977).



**Условные обозначения**

1. Современные золотые пески; 2. Новокаспийские пески с *Cerastoderma glaucum*; 3. Новокаспийские супеси и пески с *Cerastoderma glaucum*; 4. Супеси и пески максимально стадии новокаспийской трансгрессии; 5. Белесые верхнехвалынские пески с *Didacna praetrigonoides*; 6. Нижнехвалынские глины и суглинки с *Didacna umbanata*; 7. Верхнехвалынские пески; 8. Хазарские лиманно-морские и аллювиальные красноцветные суглинки; 9. Урунджикские глины с *eulachia*; 10. Бакинские глины и суглинки; 11. Морская фауна; 12. Находки фауны крупных млекопитающих; 13. Опорные расчистки; 14. Осыпь

Рисунок 38. Разрез «Западный Челекен»

Интересно наличие в хвалынском разрезе Челекена перерыва между его верхней и нижней частями, выраженный в виде глубоко размыва заполненного аллювиальными (?) песками (см. СН-4). На наличие перерыва морского осадконакопления указывает обилие раковин пресноводных *Corbicula fluminalis* в верхней части хвалынского разреза. По Л.А. Невесской (1958), в это время по Западно-Туркменской низменности протекала Пра-Аму-Дарья, впадавшая в море вблизи Челекена.

Новокаспийские отложения. Фаунистически охарактеризованные новокаспийские отложения установлены в разрезе в точках СН-8, СН-1 и СН-3. В разрезе Западного Челекена новокаспийские отложения приурочены к трем террасовым уровням. Наиболее высокий, плохо выраженный в рельефе, террасовый уровень расположен на отметках -18,7 – -13,7 м. абс. По составу это песчано-глинистые отложения серо-коричневого цвета, горизонтально и косослоистые, пески тонкозернистые, часто с мелкими окатышами и редкими осколками и единичными мелкими целыми раковинами *Cerastoderma glaucum*, *Theodoxus* Sp., *Dreissena polymorpha*, *Dreissena distinkta*, *Adacna vitrea*. В отложениях также отмечаются редкие дидакны (*Didacna crassa*, *Didacna berbotdemary*, *Didacna trigonoides*, *Didacna baeri* (Невесская 1958, Федоров, 1957). Отложения перекрывают белесо-серые хвалынские пески, переход резкий, граница волнистая. Второй террасовый уровень отмечается на высотах -24,6 – -18,6 м абс. и прислонен к первому в районе Большого Акара (см. профиль), поверхность его неровная, затронута эоловыми процессами и представляет собой мелко- и среднебуржистый ландшафт. Третий уровень расположен на высотах -27,5 – -25,6 м абс и формирует поверхность Северной Челекенской косы, переполнен многочисленной новокаспийской фауной.

Во вскрытых разрезах Западного Челекена важно отметить наличие многих интервалов, часто сопровождаемых размывами. Одним из самых крупных установленных в разрезе является палеоврез в районе СН-7, где хвалынские отложения с размывом перекрывают бакинские глины. Поверхность размыва прослеживается в основании хвалынского слоя и внутри него.

Несомненно, наличие указанных перерывов определяется как динамикой направленностью водного режима Каспия, так и новейшей тектоникой Челекенской складки.

Материалы системного изучения опорных разрезов Западного Челекена (рис. 38) детального фаунистического анализа собранной коллекции ископаемой малакофауны и радиоуглеродные датировки позволяют получить новые сведения по строению конкретных разрезов этого, еще недостаточно исследованного участка побережья Каспийского моря.

Из сказанного выше, можно сделать следующие выводы:

1. В сводном разрезе морского плейстоцена установлены четыре фаунистически охарактеризованных горизонта, образующие его биостратиграфическую основу - урунджикские, хвалынские и новокаспийские отложения.

2. Фаунистические комплексы моллюсков определены и описаны для урунджикских, хвалынских и новокаспийских отложений.

3. Для неоплейстоцена и голоцена Челекена характерно наличие послехазрского, межхвалынского и послехвалынского перерывов осадконакопления.

4. Впервые определен радиоуглеродный возраст хвалынских отложений Челекена.

5. Гипсометрические уровни новокаспийского, верхне- и позднехвалынских горизонтов говорит об активной новейшей тектоники Челекена. Развитие и активное воздымание Челекенской складки происходило на протяжении всего позднего неоплейстоцена, в голоцене же отложения максимума новокаспийской трансгрессии обычно встречающиеся на отметках не выше -19 м. абс., оказались приподняты до отметок -13,7 м абс. Таким образом, с момента максимума новокаспийской трансгрессии – 8 тыс. лет назад (Янина, 2012), Челекенская складка испытывала подъем со скоростью 0,66 мм в год.

## Глава 5. Геоморфологическое строение побережья

Основой полуострова Челекен является возвышенность Чохрак, сложенная средне- и верхнеплиоценовыми глинистыми и песчаными породами, представляющая собой рельеф бедленда. Максимальная высота возвышенности соответствует 92 м. абс. высоты. Чохрак вытянут своей длинной осью с юго-запада на северо-восток на 12-13 км, шириной до 4 км. Возвышенность со всех сторон окружена серией террас, которые слабонаклонно спускаются к берегу моря. Чохрак вместе с обрамляющими террасами принято называть «Челекенским лбищем».

В морфологии Челекенского лбища нашло отражение значительное влияние структурно-геологического строения, литологии и аридности климата. Возвышенность Чохрак - это типичный бедленд (адырный рельеф): узкие островершинные кряжи и сопки, разделенные относительно глубокими V-образными долинами временных водотоков – акаров. Выровненные поверхности здесь в основном отсутствуют.

Литологические особенности красноцветной толщи проявляются здесь в формировании небольших выровненных площадок, бронируемых относительно более устойчивыми прослоями сланцеватых глин, в то время как участки вскрытых песчаных прослоев подвержены активному развеванию.

На Чохраке склоны акаров осложнены многочисленными короткими оврагами – временными водотоками атмосферного питания. Они возникают обычно в нижних частях склонов в результате концентрации рассеянных струй пластового потока сначала в мелких рывтинах, а затем и в более крупных. Склоны этих коротких оврагов часто пересекаются, образуя острые гребни, и, в свою очередь, изрезаны более мелкими бороздами размыва. Такие объекты не формируют конусов и плащей выноса, так как мелкозернистый материал, сносимый ливнями с мягких глинистых склонов, легко подвергается солевому выветриванию и дефляции и не дает поэтому заметных аккумулятивных образований, встречаются лишь незначительные по размерам конуса, в основном на южном склоне возвышенности Чохрак.

Постоянные водотоки на Челекене отсутствуют ввиду ничтожного количества осадков, выпадающих на полуострове и значительного испарения. Незначительную часть года существуют ручьи, питаемые водами, насыщенными оксидами железа, меди, свинца, цинка и другими соединениями, поступающими из подземных источников. Однако, в наиболее жаркие периоды года Челекен представляет собой область без стока, так как даже ручьи из крупных источников практически полностью пересыхают не достигая моря.

Стекающие с северного склона Чохрака акары не достигают моря и отлагают материал у подножия – можно наблюдать многочисленные незначительные по размерам конуса выноса в 3-4 км от гребня возвышенности. Южные же акары частью стекают в расположенный в 5 км к югу крупный такыр, частью достигают Челекенского залива и формируют конусы выноса на берегу. Следует отметить, что как сами берега, так и конуса выноса этих акаров, текущих по глинистым и песчаным поверхностям, неустойчивы.

Широко распространены на поверхности полуострова солончаки. Наиболее крупные расположены на западе и юге Челекена. Крупнейший, шириной 3,5-4 км и длиной 5 км расположен к востоку от города Челекен. Солончаки являются одной из важнейших форм проявления физико-химического выветривания в аридных районах. Солончак – продукт выветривания глинистых пород во временно наполняющихся водой озеровидных и других понижениях. Формирование их чаще всего связано с подтягиванием к поверхности породы грунтовых вод вследствие сильного поверхностного испарения, растворения этими водами сульфатов и хлоридов, содержащихся в породе, и накопление этих солей в поверхностном слое. В результате на поверхности образуется корочка соли, обычно тонкая (2-5 мм), но на Челекене достаточно мощная, до 1 см, ниже которой лежит слой разрушенной, потерявшей связность, засоленной породы.

Многочисленные такыры на Челекене занимают понижения рельефа между крупными песчаными грядами. Как и в других частях Туркменистана, такыры на полуострове чрезвычайно разнообразны по величине, размеры которых колеблются от нескольких квадратных метров до сотен гектаров. Форма их округлая или неправильная, иногда вытянутая, в виде полос (в основном между песчаными грядами). Поверхность такыра в сухом состоянии представляет собой практически ровную площадку, покрытую плотным глинистым горизонтом толщиной до 1-1,5 м. Поверхность такыра бронирована плотной коркой, мощность которой в сухом состоянии варьирует в пределах от 0,2 до 0,8 см. При увлажнении верхние горизонты такыров сильно набухают, увеличиваясь в объеме многократно.

Поверхность такыра не всегда бывает строго горизонтальной, иногда обнаруживая наклон к центру такыра или однообразный уклон к какому-либо из его краев. Часто на такырных площадках можно наблюдать навейные небольшие скопления песка в виде небольших бугорков, коротких грядок или даже незначительных барханов. Растительность на такырах в основном полностью отсутствует.

На Челекене такыры можно наблюдать в основном в центральной и северо-восточной части полуострова, в небольших бессточных областях. В их формировании главная роль принадлежит временным водотокам, приносящим в углубления тонкий

илистый материал, который, высыхая, цементируется, что защищает такыры от выдувания.

Кыровые поверхности также являются характерным элементом геоморфологии Челекена. Кыровые террасы и площадки формируются разными путями на полуострове. Во-первых, это более прочные породы, которые часто еще значительно цементируются в результате влияния насыщенных различными соединениями подземных вод. Во-вторых, кыровые террасы и площадки образуются после разливов нефти, которые были часты на полуострове до начала обширного освоения, однако они сохранились до сих пор.

Для Челекена характерно широкое распространение эоловых форм рельефа. Это обусловлено постоянным поступлением песчаного материала с континента. Главным источником материала является солончак Келькёр, расположенный в нескольких километрах к западу от г. Балканабада (Небитдага). Движение песчаных форм имеет колебательный характер, так как зимние ветры дуют с северо-запада, а летние – с юго-востока.

В западной части полуострова эоловый рельеф однообразен. Здесь, в условиях насыщенности песчаным материалом, формируются песчаные гряды высотой от 20 до 25 м, в отдельных случаях до 50 м, вытянутые в меридиональном направлении на первые километры. Они являются продолжением грядового комплекса песков Кызылкум. Б.А. Федорович (1983) назвал их «полисинтетическими барханскими куэстами». Склоны их имеют крутизну от 15 до 30 градусов и сложены мелкозернистым кварцевым песком. Крутым вогнутым склоном гряды обращены к западу. Поверхность пологих восточных склонов представляет собой многочисленные сочлененные мелкие и крупные барханы и бугры.

Проблема генезиса этих гряд остается не до конца ясной. Так, Б.А. Федорович приписывает их образование исключительно эоловому фактору, в то время как Л.Г. Никифоров (1960) предложил морской механизм их формирования: наличие в песках гряд раковин моллюсков и другие факты убедили его в том, что они являются крупными береговыми валами, сформированными в условиях наиболее высокого стояния Каспия. Гряды поражают наблюдателя своими внушительными размерами и красотой.

В восточной части Челекена, с движением на запад, гряды постепенно выполаживаются и начинается глинистая равнина полуострова. Здесь, в переходной зоне, формируются чрезвычайно интересные сложные комплексные барханы неправильной в плане формы, близкой к окружности, диаметром в первые км. Высота этих песчаных холмов значительна и колеблется от 10 до 20 метров. Склоны таких форм неровные и представляют собой многочисленные сочлененные между собой мелкие эоловые формы.

В пределах зоны они расположены хаотично и отстоят друг от друга в среднем на 2-3 км. По морфологии эти формы близки к крупным кольцевидным дюнам.

В центральной части полуострова доминируют небольшие по размерам песчаные бугры, формирующие обширные по площадям мелко- (высота бугров примерно 25 см); средне- (25-50 см) и крупнобугристые (более 0,5 м) ландшафты. Они покрывают большую часть поверхности Челекена. Мелкие бугры имеют до 0,5 м в диаметре, средние до 1 м, а крупные достигают 10-12 метров. Фактически они являются биогенно-эоловыми формами рельефа, т.к. формируются в результате того, что невысокие пустынные кустарники и кустарнички являются препятствием для ветра, в результате чего скорости его падают и несомый песчаный материал аккумулируется близ растения, засыпая его. В зависимости от вида растения и насыщенности ветра песком, меняются и размеры бугров. Следует отметить, что большая часть кустарников приспособилась к таким условиям и продолжает расти, но до определенного предела, что обуславливает разброс возможных вертикальных и горизонтальных размеров бугров. После гибели растения у бугров постепенно пропадает внутренний каркас, что ведет к их развеиванию.

Западный берег Челекена нередко рассматривается в качестве примера крылатого мыса (Зенкович, 1962). Принято разделять полуостров на три части: Челекенское лбище (Кертгая), в обе стороны от которого протягиваются Северная и Южная Челекенские косы (рис. 39).

Кертгая – антиклинальная возвышенность, представляющая собой наиболее приподнятый участок полуострова. На самом юге и севере она представляется в виде относительно невысоких отмерших клифов. Высота их от 1 до 5 метров. Стенки отвесные, в нижней части к ним прислонен узкий песчаный пляж шириной до 10 метров.

В центральной части этого участка недавнее поднятие уровня моря спровоцировало активизацию абразии. В настоящее время здесь наблюдается отвесный клиф, высотой от 10 до 15, местами до 20 метров. Прислоненный пляж узкий, от 1 до 10 метров, часто затопляется во время сильных нагонов и штормов.

Северная Челекенская коса, длиной около 20 км имеет ССВ простираение с дистальным окончанием в виде булавоочной головки, повернутой на восток. Высота её колеблется от -20 до -24 м абс. В пределах косы выделяются две песчаные террасы: высокая (-22 м абс.) и низкая (-24 м. абс.), а на некоторых участках сохранилась поверхность, освободившаяся из-под вод моря после 1929 года. Высокая терраса, расположенная в центральной части косы имеет новокаспийский возраст (Леонтьев и др., 1977). Как со стороны моря, так и со стороны залива к ней примыкает низкая новокаспийская терраса. Современная поверхность косы с отметками береговой линии -

25-26 м абс переветяна и представляет собой бугристый слабозакрепленный песчаный массив.

В настоящее время на западном берегу Северной Челекенской косы повсеместно развиты вытянутые вдоль уреза узкие лагуны, отчлененные от моря песчаным валом, высотой от 1,5 до 2 м и шириной до 15 м. Восточный берег косы, обращенный в сторону Красноводского залива, слабо подвержен воздействию волнения, вследствие чего берег здесь сильно отмелый, фестончатый, за счет навевания ветром эоловых кос.

Южная Челекенская коса протягивается на 17 км практически строго на юг. К востоку от основания косы расположена бухта Огомана. Место сочленения косы с полуостровом узкое – около 1,5 км. Южнее она расширяется, формируя полуостров Дервиш. В этом месте ширина косы достигает 5 километров. Далее она постепенно сужается, а затем, к дистальному окончанию, вновь незначительно расширяется. В центре полуострова Дервиш высота косы достигает -22,2 м абс., а в целом для неё характерны высоты от -23 м до -27 м абс.

Основание косы образовано серией верхнехвалынских баров (Никифоров, 1971), к которым причленяются две новокаспийские террасы. Низкая терраса, высотой 2-3 м над современным уровнем Каспия (-25-24 м. абс.) сложена песком с большим количеством гальки песчаников, глин и озокерита. В настоящее время, большая часть западного берега Южно-Челекенской косы морфологически подобна Северной. Отличается от последней дистальным окончанием, которое не отклоняется на восток и значительная часть которой занята лагунами.

При максимальной высоте 87 м над уровнем моря, рельеф полуострова Челекен крайне разнообразен: он включает и платообразные возвышенности, и котловины, и серии морских террас, и барханные массивы, овраги и другие эрозионные формы. Западная оконечность полуострова энергично разрушается морем, формирующим в то же время две косы, которые отходят от полуострова на юго- и северо-восток.

В осевой части полуострова расположена возвышенность Чохрак, сложенная верхнеплиоценовыми (красноцветная толща и акчагыл) и раннечетвертичными (апшерон) глинистыми и песчаными породами. Максимальная высота возвышенности составляет 92 м. абс. Возвышенность Чохрак вытянута своей длинной осью с юго-запада на северо-восток на 12-13 км, ширина достигает 4 км. Морфологически возвышенность резко ассиметрична, характеризуется пологим северо-северо-западным склоном и крутым юго-юго-восточным.

Поверхность Чохрака представляет собой бедлендовый тип рельефа, густо расчлененный эрозией. Узкие островершинные кряжи и сопки, разделенные глубокими

(до 30 м.) V-образными в вершинах и корытообразными в нижней части склонов долинами временных водотоков, за которыми закрепилось местное название - акары. Воды временных водотоков в основном не достигают моря, формируя вокруг возвышенности заболоченный солончак, широкий (до 1 км) у северного склона и узкий (150-200 м) к югу от возвышенности.

В целом, рельеф возвышенности резко выделяется на фоне всего Челекена глубиной эрозионного расчленения. Описанный тип рельефа характеризует поверхность выше 60 м абс. (рис. 39). Возвышенность со всех сторон окружена серией террас, которые со слабым наклоном спускаются к урезу моря.

Первая терраса - широкая пологонаклонную к морю поверхность с поверхности сложенная серыми и сизо-коричневыми глинами, представляет собой заболоченный солончак. В пределах террасы выделяются отдельные приподнятые участки, а также поля сопочной брекчии, образованной в ходе развития грязевых вулканов Алигул и Западный Челекен. Вскрывающиеся в пределах террасы глинистые породы имеют бакинский и хазарский возраст.

Береговая линия, соответствующая тыловому шву террасы, выражена плохо и гипсометрически прослеживается на высоте около 60 м абс., бровка террасы также плохо выражена и местами прослеживается на высотах 25-27 м абс. Сама поверхность террасы, по-видимому, сформирована в период максимального развития нижнехвалынской трансгрессии.

Первая терраса кольцом окружена двумя морфологически схожими пологонаклонными поверхностями, расположенными на высотах от 14-15 до 23-25 м абс. и от 7-8 до 14-15 абс. Эти террасы сформированы глинами, местами переходящими в косослоистые светло-коричневые пески с многочисленной нижнехвалынской фауной, среди которой преобладает *Didacna praetrigonoides*. Рельеф их слабоволнистый, в понижениях в основном развиты солончаки.

Возраст второй и третьей террасы по фауне и гипсометрическому положению тылового шва и бровки может быть определен как нижнехвалынский, соответствующий туркменской либо буйнакской стадии.

Первая, вторая и третья террасы формируют морфологические единый солончаково-глинистый тип рельефа (рис. 40), который резко отличается от центральной части возвышенности Чохрак. Здесь практически отсутствуют следы деятельности временных водотоков, выделяется 3-4 акара, несущих воды с Чохрака на север и северо-запад (Большой Акар), которые являются транзитными. Таким образом, резкое различие в

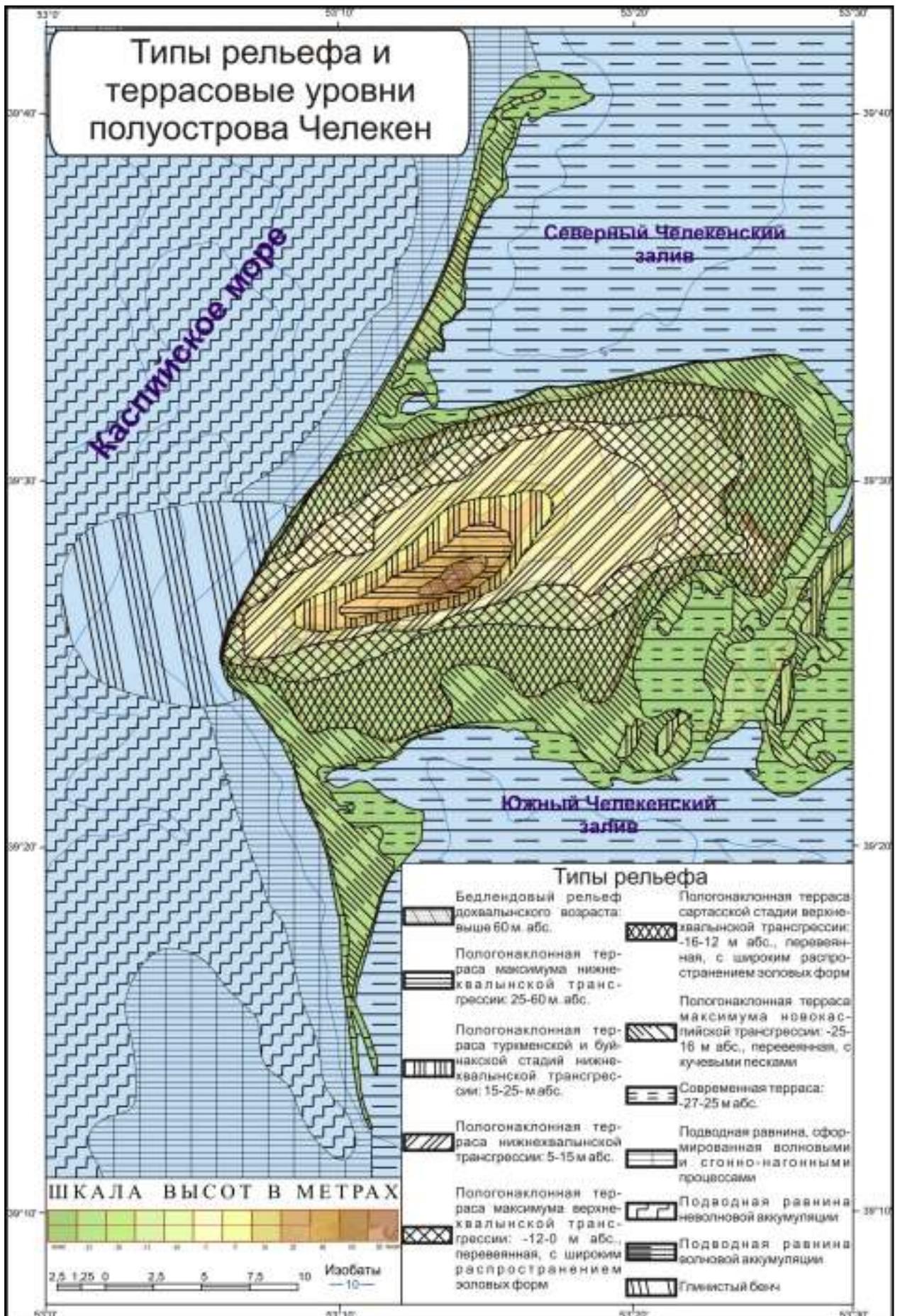


Рисунок 39. Типы рельефа и террасовые уровни п-ова Челекен

морфологии нижнехвалынских террас и возвышенности Чохрак указывает, во-первых, на значительно более длительное развитие эрозионных процессов на Чохраке, а во-вторых, на относительно более аридные условия, при которых формировалась современная поверхность нижнехвалынских террас.

Солончаково-глинистая поверхность постепенно сменяется пологонаклонной террасой, расположенной на высотах от -12-16 до 7-8 м абс., которая образована косослоистыми средне- и крупно-зернистыми песками. Поверхность террасы в значительной степени переработана эоловыми процессами, сформировавшими ячеистый тип рельефа, где на относительно приподнятых участках распространены бургистые формы, а в понижениях встречаются такыры. Здесь доминируют небольшие по размерам песчаные бугры, формирующие обширные по площадям мелко- (высота бугров примерно 25 см); средне- (25-50 см) и крупнобугристые (более 0,5 м) ландшафты.

По положению и формирующим террасу осадкам возраст её может быть определен как верхнехвалынский, соответствующий максимальной стадии развития трансгрессии. Переход в нижележащую, морфологически сходную, террасу постепенный, береговая линия выделяется условно, в основном по степени эоловой переработки, на уровне от -12 до -16 м абс. Рельеф террасы, возраст который предположительно соответствует сартасской стадии верхнехвалынской трансгрессии, также переработан эоловыми процессами и представляет собой мелко- и среднебугристые поля.

Таким образом, выделяется третий тип рельефа, соответствующий перевеянным пологонаклонным песчаным террасам верхнехвалынского возраста. В пределах данного комплекса террас встречается ряд крупных вытянутых в субширотном (северная часть полуострова) и субмеридиональном (восточная часть полуострова) направлении песчаных гряд, относительные высоты которых достигают 15-30 м. Описанные формы сложены косослоистыми песками, местами встречаются единичные раковины моллюсков. По мнению Л.Г. Никифорова (1960) песчаные гряды представляют собой аккумулятивные береговые формы рельефа (по типу баров), которые формировались в условиях развития верхнехвалынской трансгрессии.

Самый низкий уровень образует серия низменных песчаных террас новокаспийского возраста, расположенных на высотах от -27-25 до -16 м абс. Новокаспийские террасы узкой полосой (от 50 м до 500-600 м) окантовывают верхнехвалынские террасы и формируют основную часть Северной и Южной Челекенских кос. Поверхность террас слабо закреплена растительностью, перевеяна. Встречаются в основном мелкобугристые формы эолового рельефа. Формирующие террасы мелкозернистые светло-серые пески переполнены фауной, с доминированием *Cerastoderma glaucum*.

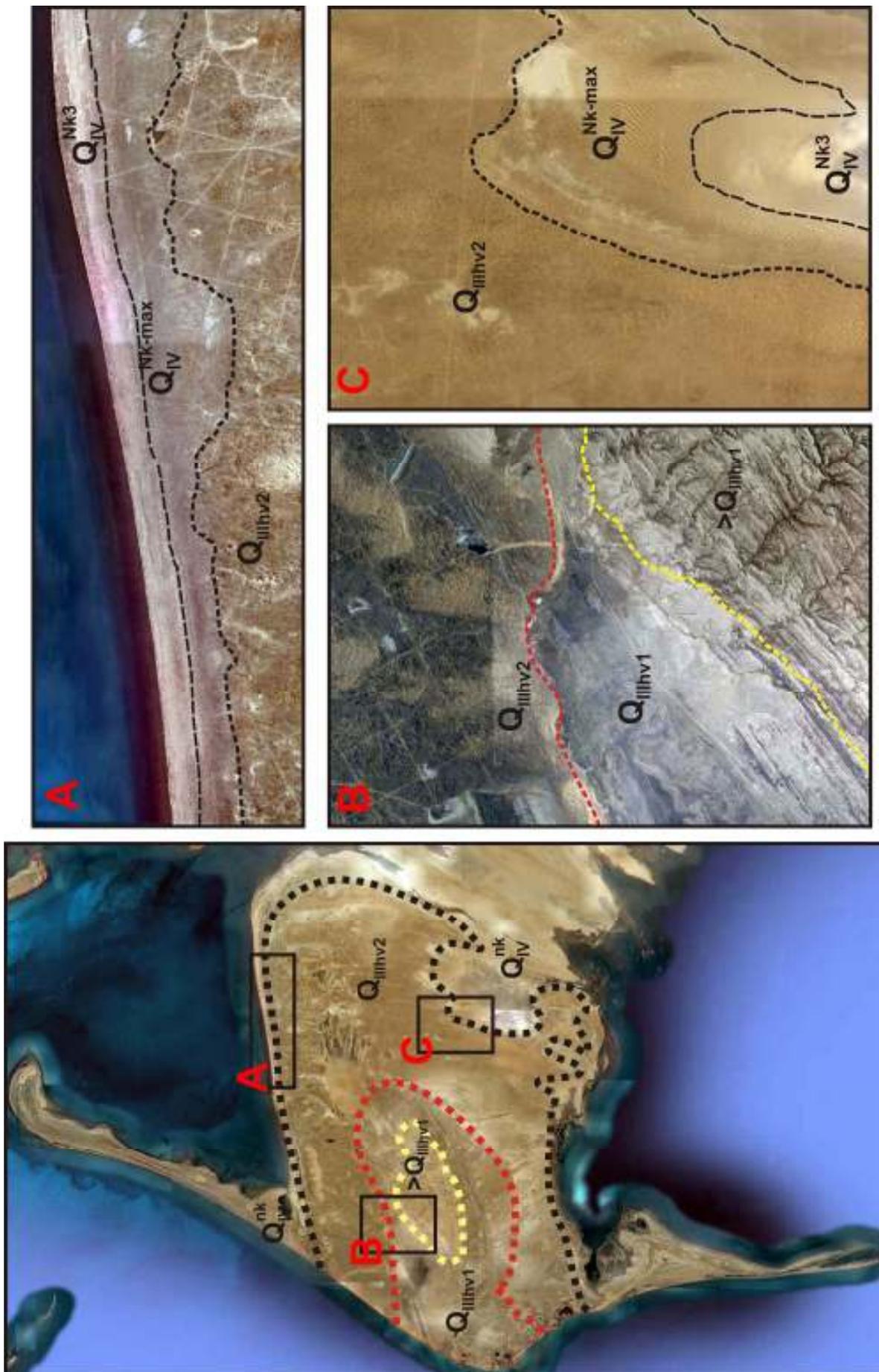


Рисунок 40. Террасовые уровни п-ова Челекен

Таким образом, маршрутное обследование полуострова и анализ материалов дистанционного зондирования позволили выделить следующие геоморфологические уровни: 1. Бедлендовый рельеф возвышенности Чохрак дохвалынского возраста (выше 60 м абс.) с многочисленными корытообразными руслами временных водотоков; 2. Пологонаклонная терраса максимума нижнехвалынской трансгрессии (25-60 м абс.), с поверхности сложенная глинистыми бакинскими и апшерон-акчагылскими породами; 3. Пологонаклонная терраса туркменской и буйнакской стадий нижнехвалынской трансгрессии с многочисленными солончаками (15-25 м абс.); 4. Пологонаклонная терраса нижнехвалынского возраста (5-15 м абс.); 5. Пологонаклонная терраса максимума верхнехвалынской трансгрессии, расположенная на высотных отметках от -12 до 0 м абс., перевеянная, с широким распространением эоловых форм; 6. Пологонаклонная терраса сартасской стадии верхнехвалынской трансгрессии на высотах от -16 до -12 м абс., перевеянная, с широким распространением эоловых форм; 7. Пологонаклонная терраса максимума новокаспийской трансгрессии, от -25 до -16 м абс., перевеянная, с широким распространением эоловых форм (кучевые пески); 8. Современная терраса на отметках от -27 до -25 м абс. В пределах морской акватории выделяются подводные равнины неволновой аккумуляции, волновой аккумуляции и сформированные волновыми и сгонно-нагонными процессами.

Анализ геоморфологического строения Челекена позволяет сделать вывод о том, что современный рельеф полуострова формировался на протяжении всего позднего неоплейстоцена и голоцена в рамках пяти этапов. На протяжении первого этапа (дохвалынского), была сформирована поверхность возвышенности Чохрак (выше 60 м). Резкое отличие морфологии данного участка указывает на длительное воздействие субаэральных процессов. Высокая глубина эрозионного расчленения в пределах возвышенности позволяет сделать вывод о несколько большей увлажненности в эпоху хазарской трансгрессии. Формирование аридно-денудационного рельефа происходило здесь на протяжении всего позднего плейстоцена и голоцена. В связи с этим, необходимо говорить что в условиях развития хвалынской и новокаспийской трансгрессии полуостров Челекен полностью не оказывался покрыт водами Каспийского моря, сохраняясь в виде небольшого острова, окруженного полосой глинистого бенча.

В результате трех трансгрессий Каспия (ранне-, позднехвалынской и новокаспийской), по мере отступления моря был сформирован комплекс морских террас на высотах от -25 м абс. до +60 м абс. Высотные отметки наиболее отчетливо выделяющихся уровней в значительной степени трансформированы и приподняты, что указывает на

высокую активность Челекенской брахиантиклинальной складки на протяжении всего позднего плейстоцена и голоцена.

Четвертый этап предопределил современную морфоскульптуру полуострова. Сухой и жаркий климат выразился в повсеместном развитии аридного рельефообразования.

## Глава 6. Эволюция побережья и прогноз развития берегов

Как было показано выше, основой Челекенского полуострова является возвышенность Чохрак, являющаяся сводовой частью брахиантиклинальной складки. Северная и Южная Челекенские косы – аккумулятивные формы, сложенные новокаспийскими отложениями. Они разделены обрывистым участком берега – «лбищем». Перед «лбищем» на дне моря обнажаются коренные породы (красноцветная толща, верхний плиоцен), слагающие грядовый бенч,— это срезанная морем часть Челекенской брахиантиклинали. Обе косы состоят в основном из оолитово-ракушечного песка, примесь абразионного материала, поступающего со «Лбища», как показывает минералогический анализ песков, невелика. Челекенские косы в действительности представляют собой береговые бары, причленившиеся к коренному берегу.

Берега Челекена можно подразделить на три участка - центральный (абразионный), северный и южный (аккумулятивные).

Центральный абразионный участок – «Лбище» значительно выдвинут в море по сравнению с другими. Абразионные процессы здесь связаны с продолжающимся поднятием Челекенской складки, западная часть которой, как сказано выше, срезана современной береговой линией и обрывается к морю абразионным уступом высотой 15—20 м. В результате падения уровня с 1929 г. море отступило, обнажив полосу бенча у подножья уступа, на которой образовался прислоненный песчаный пляж. Абразионный процесс продолжается и в настоящее время, на что указывает ряд морфологических признаков: выпуклый характер профиля подводного берегового склона, значительные уклоны дна до 0,007—0,01, а также выходы на дне коренных пород неоген-четвертичного комплекса, местами перекрытых маломощным слоем (5—10 см) серого мелкозернистого песка. Параллельно берегу в приурезовой полосе протягивается от 1 до 4 подводных валов. Количество и размеры валов различны на протяжении всего участка.

Северная Челекенская коса ориентирована с ЮЮЗ на ССВ. С юга на север от корневой части косы к ее дистальному окончанию уклоны дна уменьшаются от 0,005 до 0,001. Пологая поверхность дна в приурезовой части осложнена одним-двумя, а ближе к дистальному окончанию косы 5 и более подводными валами, ширина которых соответственно уменьшается от 70—80 до 20—30 м, высота увеличивается от 0,5 до 0,7 м. Поверхность дна сложена в основном мелкозернистым песком.

Южная Челекенская коса протягивается на 17 км строго на юг. К востоку от основания косы расположена бухта Огомана. Место сочленения косы с полуостровом

относительно узкое – около 1,5 км. Южнее она расширяется, формируя полуостров Дервиш. В этом месте ширина косы достигает 5 километров. Далее она постепенно сужается, а затем незначительно расширяется. В центре полуострова Дервиш высота косы достигает минус 22,2 м, а в целом для неё характерны высоты от -23 м до -27 м. Косы обрамлены широкими песчаными пляжами, которые имеют ширину до 500 м.

В ходе исследований береговой зоны полуострова в 1970-1980 годах (О.К.Леонтьев и др. 1976), было установлено, что вдоль внешнего берега кос имеет место продольное перемещение наносов, правда, в небольших масштабах. Более заметное влияние этого процесса наблюдалось на Южно-Челекенской косе, которая за 1960 по 1985 годы удлинилась примерно на 150-170 м. На северном и южном берегах полуострова заметно нарастают берега: до недавнего времени в основном за счет осушения мелководья в результате падения уровня моря, а теперь – благодаря осаждению взвешенных наносов на осушках, т. е. «под действием сгоно-нагонов. Средний прирост берега на этих участка составил 34-36 м/год.

Для южного участка побережья характерна двусторонняя миграция наносов. На северной окраине этого района берег в среднем расширился на 10 м/год. Равнодействующая волнения давала некоторый перевес в пользу перемещения наносов на юг, но наличие глиняных катунов на пляже, которые могли сюда попасть только с южного участка эпизодического размыва берега, указывает на то, что возможен был и перенос в обратном направлении.

Рельеф кос осложнен сериями древних береговых валов, высота которых не превышает 1,5 м. Широко распространены на косах, в особенности на южной, эоловые формы рельефа, в частности барханы.

Северная и Южная Челекенские косы – аккумулятивные формы, сложенные новокаспийскими отложениями. По своему генезису они представляют собой береговые бары, причленившиеся к коренному берегу (Никифоров, 1977). Косы разделены обрывистым участком берега – «Лбищем». Перед «лбищем» на дне моря обнажаются коренные породы (акчагыл-апшерон), слагающие грядовой бенч, – это срезанная морем часть Челекенской брахиантиклинали. Обе косы состоят в основном из оолитово-ракушечного песка. Примесь абразионного материала, поступающего с «Лбища», как показывает минералогический анализ песков, невелика.

Берега Челекена можно подразделить на три участка (рис. 45): 1) центральный - абразионные; 2) северный - аккумулятивный; 3) южный - аккумулятивный.

Центральный, абразионный участок – значительно выдвинут в море по сравнению с другими участками. Абразионные процессы здесь связаны с продолжающимся поднятием

Челекенской складки, западная часть которой, как сказано выше, срезана современной береговой линией и обрывается к морю абразионным уступом высотой 15-20 м. В результате падения уровня с 1929 г. море отступило, обнажив полосу бенча у подножья уступа, на которой образовался прислоненный песчаный пляж. Абразионный процесс продолжается и в настоящее время, на что указывает ряд морфологических признаков: выпуклый характер профиля подводного берегового склона, значительные уклоны дна до 0,007-0,01, а также выходы на дне коренных пород неоген-четвертичного комплекса, местами перекрытых маломощным слоем (5-10 см) серого мелкозернистого песка. Параллельно берегу, в приурезовой полосе, протягивается от 1 до 4 подводных валов. Количество и размеры валов различны на протяжении всего участка.

По результатам полевых работ на полуострове Челекен выделяются следующие генетические типы берегов:

Аккумулятивные пляжевые - характеризуются широким пологонаклонным к морю песчаным пляжем (50-100 м), отсутствием лагун, наличием небольшого берегового вала. Данный тип берега повсеместно ограничен уступом новокаспийских террас и представлен в настоящее время на значительных участках корневых частей Северной и Южной Челекенских кос.

Аккумулятивные лагунные - характеризуются наличием вытянутых вдоль берега неглубоких лагун, отделенных от моря песчаным береговым валом. Лагунные берега зачастую сложно отделить от аккумулятивных пляжевых - на побережье наблюдаются различные переходы одних в другие.



Рисунок. 41: Отмерший клиф к северу от Челекенского мыса. 2010 г.



Рисунок 42: Выровненный абразионный берег Челекенского лбища. 2010 г.

Абразионный тип берега (рис. 41 и 42) распространен к северу и югу от Челекенского мыса. Он представляет собой узкую полосу пляжа (5-20 м) и прилегающий

клиф высотой от 1-2 м до 15 м (вблизи мыса). В спокойную погоду, ввиду защищенности данного участка глинистым бенчем, не происходит активного размыва берега блокирующим волнение. Размыв наблюдается только в штормовую погоду.

Осушные берега распространены по периферии полуизолированных заливов (Южный и Северный Челекенский), где наблюдаются сгонно-нагонные процессы. Данный тип берега представляет собой широкую осушку (от 100 до 500 м), которая с поверхности покрыта глинистым материалом, заливаемую в условиях ветрового нагона.

### **6.1. Динамика берегов п-ова Челекен**

Используя полученные данные, были построены графики зависимости площади и протяженности береговой линии полуострова (острова) Челекен от уровня Каспия. Анализируя имеющиеся материалы была составлена таблица площадей и протяженности береговой линии полуострова Челекен, а также отдельно Северной и Южной Челекенских кос за разные годы.

Динамика площади полуострова (острова) Челекен представлена на рисунке 44 за последние 150 лет. На построенном графике хорошо прослеживается обратная зависимость изменения площади Челекена от изменения уровня Каспийского моря. Особенно показательным является пик в 1977 году, когда уровень Каспийского моря был самый низкий (-29,02 м), а площадь полуострова Челекен была наибольшей за исследуемый период (779,73 кв.км).

На рисунке 43 представлены скорости изменения уровня Каспийского моря и изменения площади полуострова Челекен. Скорость дана в абсолютных значениях по модулю, рассчитана интерполяцией полученных в результате анализа ГИС числовых значений. На графике для показа общей зависимости и тенденций не учтены скорости понижения или повышения уровня моря и площади: видна четкая зависимость между скоростями изменения двух показателей. Максимальные скорости наблюдались в 1940 – 1945, 1950 – 1960, 1977 – 1982, 1985 – 1990 и 2007 – 2000 годах.

Одним из этапов анализа динамики берегов п-ова Челекен стал расчет протяженностей береговых линий полуострова в целом и отдельно его кос за исследуемый период.

Здесь важно отметить, что расчет длин береговых линий производился по исходным данным разного масштаба и назначения (разная степень генерализации у топографических карт разных масштабов, у топографических и морских навигационных карт).



Рисунок 43. Скорость изменения уровня Каспийского моря и площади п-ова (о-ва) Челекен.

На рисунке 43 представлена динамика изменения длины береговой линии Челекена: прослеживается прямая зависимость протяженности берегов от абсолютных отметок уровня моря.

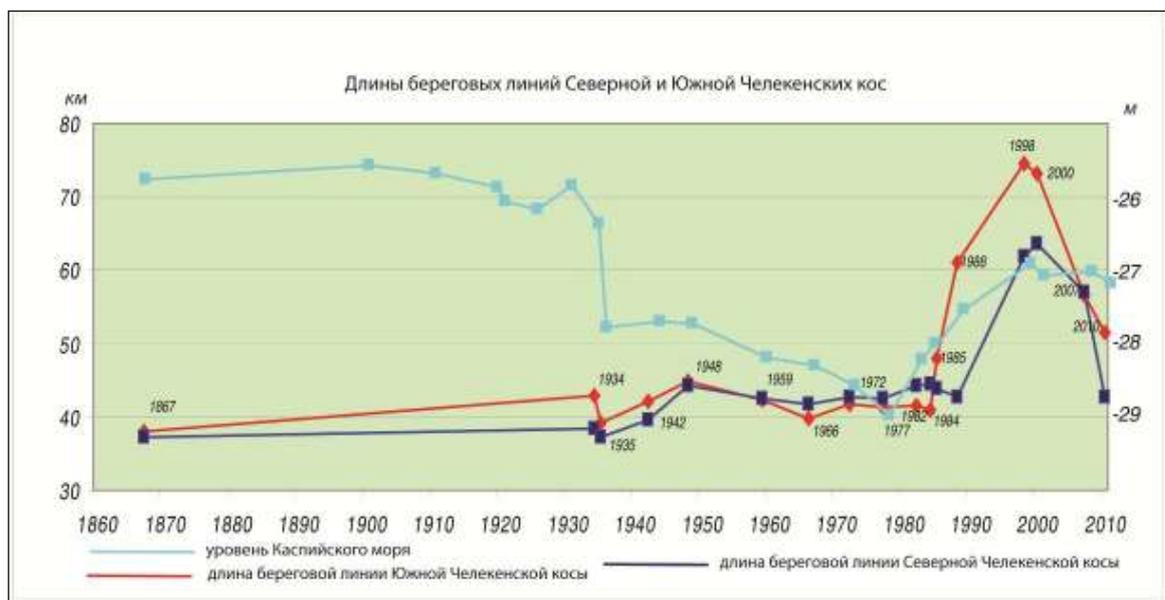


Рисунок 44. Динамика береговых линий Северной и Южной Челекенских кос.

На рисунке 45 отображена динамика протяженности береговых линий Северной и Южной Челекенских кос. Из графиков хорошо видно, что длина Южной Челекенской косы претерпевает более сильные изменения, по сравнению с Северной косой.

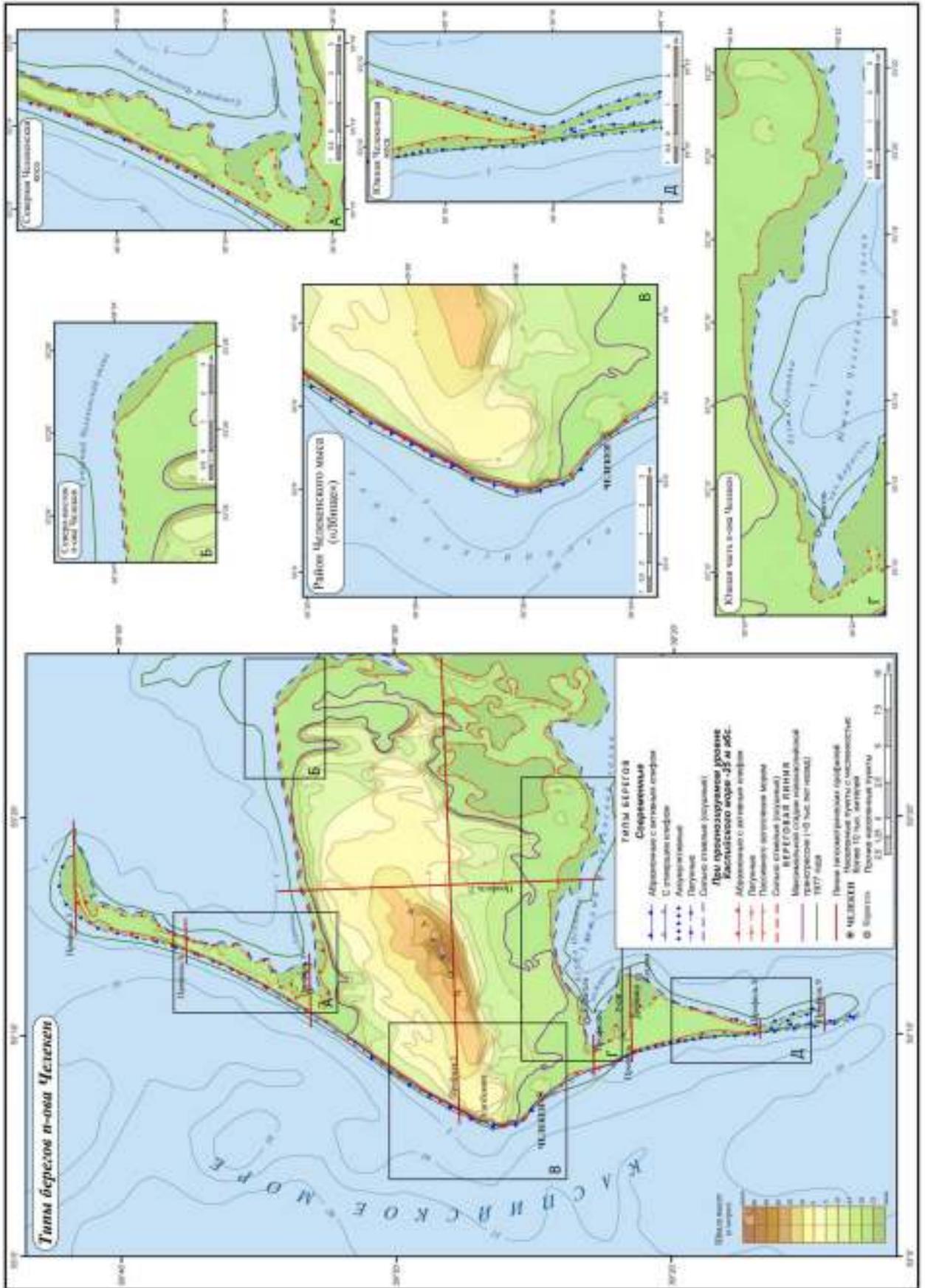


Рисунок 45. Типы берег п-ова Челекен.

Наибольшие длины наблюдались в 1998 и 2000 годах (для Северной Челекенской косы – 61,87 и 63,57 км, для Южной – 74,61 и 73,11 соответственно).



Рисунок 46. Динамика протяженности береговой линии п-ова (о-ва) Челекен в зависимости от абсолютных отметок уровня моря.

Прямая зависимость длины береговой линии и уровня Каспийского моря показывает (рис. 46, 47), что при понижении уровня Каспия, площадь полуострова (острова) увеличивалась, а длина береговой линии уменьшалась и наоборот, что доказывает представление, что особенности форм приберегового рельефа (прибрежные валы, отмели и др.) являются причиной повышения извилистости (а как следствие и длины) береговой линии при их частичном затоплении.

В 1977 году, когда уровень моря находился на одном из своих минимальных значений в 20 веке (около -29 м абс.), площадь полуострова была больше по сравнению с современной: почти в два раза шире были косы и полуостров Дервиш, береговая линия на месте лбища выдвигалась на запад более чем на 500 м. Увеличение площади особенно хорошо видно на Северной и Южной Челекенских косах, в их корневых частях. На месте заливчика Карагёль в корневой части Северной Челекенской косы в это время образовался солончак.

Резкое повышения уровня моря, происходившее с 1978 по 1995 гг., спровоцировало активизацию абразии в районе лбища. Береговая линия сдвинулась на восток более чем на 350 м, произошло затопление полосы побережья, освободившейся из-под вод моря 1929 года. Полуостров Дервиш вновь уменьшился в размерах, Южная Челекенская коса превратилась в узкую стрелку шириной до 2 км. Северная коса также сильно сузилась. Значительные пространства оказались под водой на севере Южного Челекенского залива.

Таким образом, детальный анализ космических снимков и проведенные полевые наблюдения позволяют сделать следующие выводы. 1. В 1975 году западное побережье полуострова Челекен в районе Лбища представляло собой отмерший клиф с широким пляжем, освободившимся из-под вод моря 1929 года, где абразионные процессы протекали лишь в сильные штормы. К 1995 году, когда уровень Каспийского моря достиг своего максимального значения, абразионные процессы были распространены на всем протяжении Челекенского лбища. В настоящее время, в результате некоторого спада уровня моря, произошло увеличение протяженности отмерших клифов, размыту подвергаются лишь выдвинутые в море мысы. 2. В ходе подъема уровня моря к 2000 году абразии оказались подвержены берега, на которых она имела место и раньше. Распространенные на западе полуострова берега с примыкавшей к ним полосой суши, освободившейся из-под вод моря после 1929 года, в результате образования серии береговых валов и их продвижения в сторону суши, трансформировались в берега лагунного типа. 3. По мере подъема уровня произошло затопление значительных площадей суши, в результате чего площадь полуострова, составлявшая 686 км<sup>2</sup> в 1975 г сократилась к 2000 г до 588 км<sup>2</sup>, затем, в результате некоторого спада, вновь увеличилась до 617 км<sup>2</sup> к 2010 г. 4. Отмечается увеличение протяженности береговой линии полуострова, в результате большей изрезанности лагунных берегов, получивших широкое распространение в результате подъема уровня. Так, протяженность береговой линии полуострова в 1975 г. составляла 197 км, в 1988 – 228 км, в 2000 – 280 км и 212 км в 2010 году.

Как было показано выше, в четвертичное время низменная часть Западной Туркмении подверглась многократным трансгрессиям Каспийского моря. Изменения климата в пределах бассейна и акватории Каспия определяли его уровенный режим в голоцене, о чем свидетельствует связь между высотным положением уровня моря и составляющими его водного баланса. Таким образом, колебание уровня Каспия – это его естественное состояние, которое необходимо учитывать при планировании хозяйственного освоения побережий.

Анализ картографических материалов, результатов археологических, геолого-геоморфологических и палеогеографических исследований на берегах Каспийского моря, позволил Г.И. Рычагову сформулировать предположение о том, что «если в ближайшее время не произойдет экстраординарных изменений климатических условий в бассейне Каспийского моря, то уровень его вряд ли поднимется выше -25 м абс. высоты, а с учетом



Рисунок 47. Динамика береговой линии п-ва Челекен с 1975 по 2010 гг.

хозяйственной деятельности – выше -26 м.» (Рычагов, 1993а). Данные по водному балансу Каспийского бассейна указывают на возможные, при современных климатических характеристиках, колебания уровня в пределах от -32 м до -25 м абс.

В ходе наших исследований была предпринята попытка определить положения береговых линий на ряд дат за последние 150 лет по крупномасштабным и среднемасштабным источникам: 1867, 1977, 2000 и 2010 года, и определения площадей полуострова на эти возрастные рубежи. Выбор данных на 1867 год связан с отсутствием картографической информации за 1882 год, когда уровень Каспийского моря был на отметке -25,2 м, в 1865 году уровень был -25,8 м абс. Для сравнения изменения площадей была взята современная площадь полуострова за 100%(2010 год – 660,5 кв. км) Согласно проведенным измерениям площадь Челекена в 1867 году (тогда он был островом) составляла 72% от современной площади, в 1977 году, когда уровень моря был самым низким после дербентской регрессии, площадь составляла 118%, а в 2000 году – 96%.

Также был проведен сравнительный анализ изменения площадей Северной и Южной Челекенских кос. Результаты сопоставления даны в таблице 5.1.

*Таблица 10.*

<b>Год</b>	<b>Площадь Челекена (% от площади п-ова 2010 года)</b>	<b>Площадь Северной Челекенской косы (% от площади косы 2010 года)</b>	<b>Площадь Южной Челекенской косы (% от площади косы 2010 года)</b>
1867	72	50	47,5
1977	118	153	123
2000	96	83	74
2010	100 (660,5 кв. км)	100 (31,1 кв. км)	100 (41,5 кв. км)

Как видно из таблицы площадь Челекенских кос менялась существенно по сравнению с общей площадью полуострова, что связано, прежде всего, с небольшими абсолютными высотами Северной и Южной Челекенских кос, а также с пологим подводным береговым склоном кос. Характерно также, что площадь кос в основном расширялась за счет выдвижения суши в сторону Северо - и Южно-Челекенских заливов, которые является сильно отмелыми.

В ходе исследования была составлена карта динамики берегов полуострова Челекен, по которой можно проследить их эволюцию за последние 150 лет (рис. 48). С 1865 по 1977 года произошло приращение суши. В центральной части Северной Челекенской косы, где наблюдаются наибольшие абсолютные высоты (более 20 метров) суша выдвинулась на 300 метров по отношению к берегу 1865 года, и до 4000 метров на

дистальном окончании косы и в заливе Кертьяха, где происходило осушение и засоление грунтов с образованием крупных солончаков. Северная часть основной территории полуострова осушалась равномерно, море отступило на 1200 – 1500 метров от береговой линии 1865 года. В этот период остров Челекен превратился в полуостров, коим он является по сей день. В юго-восточной части полуострова была осушена полоса суши до 4000 метров, образовалась менее извилистая береговая линия. Южная Челекенская коса, также как и Северная, увеличилась по широте на 2-3 км с каждой стороны, протяженность самой косы (к югу) увеличилась более чем на 4 км (рис.). Наибольшие изменения на Южной косе претерпел полуостров Дервиш, который увеличил свою площадь почти в 2 раза. Также появились острова к востоку от Южной Челекенской косы. Береговая линия на Лбище полуострова отступила на 500 – 600 метров. При понижении уровня моря на всех берегах доминировали процессы аккумуляции с образованием береговых валов и серии лагун.

С 1977 по 2000 года происходило наступание моря на сушу, однако на береговой линии в районе Лбища это существенно не сказалось. Береговая линия Северной Челекенской косы отступила в среднем на 200 – 500 метров, на Южной косе немного меньше, а вот на дистальном конце Южной косы образовалась крупная лагуна, которая разделила южную оконечность косы на две части. Подъем уровня интенсифицировал процессы образования множества лагун вдоль кос. Береговая линия северной и южной частей самого полуострова продвинулась на 700 – 1000 метров вглубь материка. В силу изолированности данных берегов от волнового воздействия открытого моря и преобладанием сгонно-нагонных явлений, здесь происходило образование широкой полосы осушки без существенных изменений морфологии самих берегов. В результате подъема уровня в районе Лбища затопленным оказался глинистый бенч с широким песчаным пляжем, и активизировались процессы абразии.

В период с 2000 по 2010 года происходили небольшие колебания уровня моря около отметки -27 м. В целом за это время уровень упал на 0,6 м, что практически не изменило очертания берегов в районе Лбища и Северной Челекенской косы. К югу от Лбища, вблизи города Челекен, произошло подтопление берегов на протяжении до 600 метров. Крупная лагуна на южном окончании Южной Челекенской косы увеличилась и продвинулась на север. В связи с незначительными относительными высотами ширина побережья в юго-восточной части полуострова, оказавшегося затопленным, меняется от нескольких метров до 1 км. На северной оконечности полуострова, также как и во время предыдущих этапов, береговая линия при затоплении остается неизменной, что говорит о слабой нарушенности берега в течение предыдущих лет. Ширина полосы затопления -

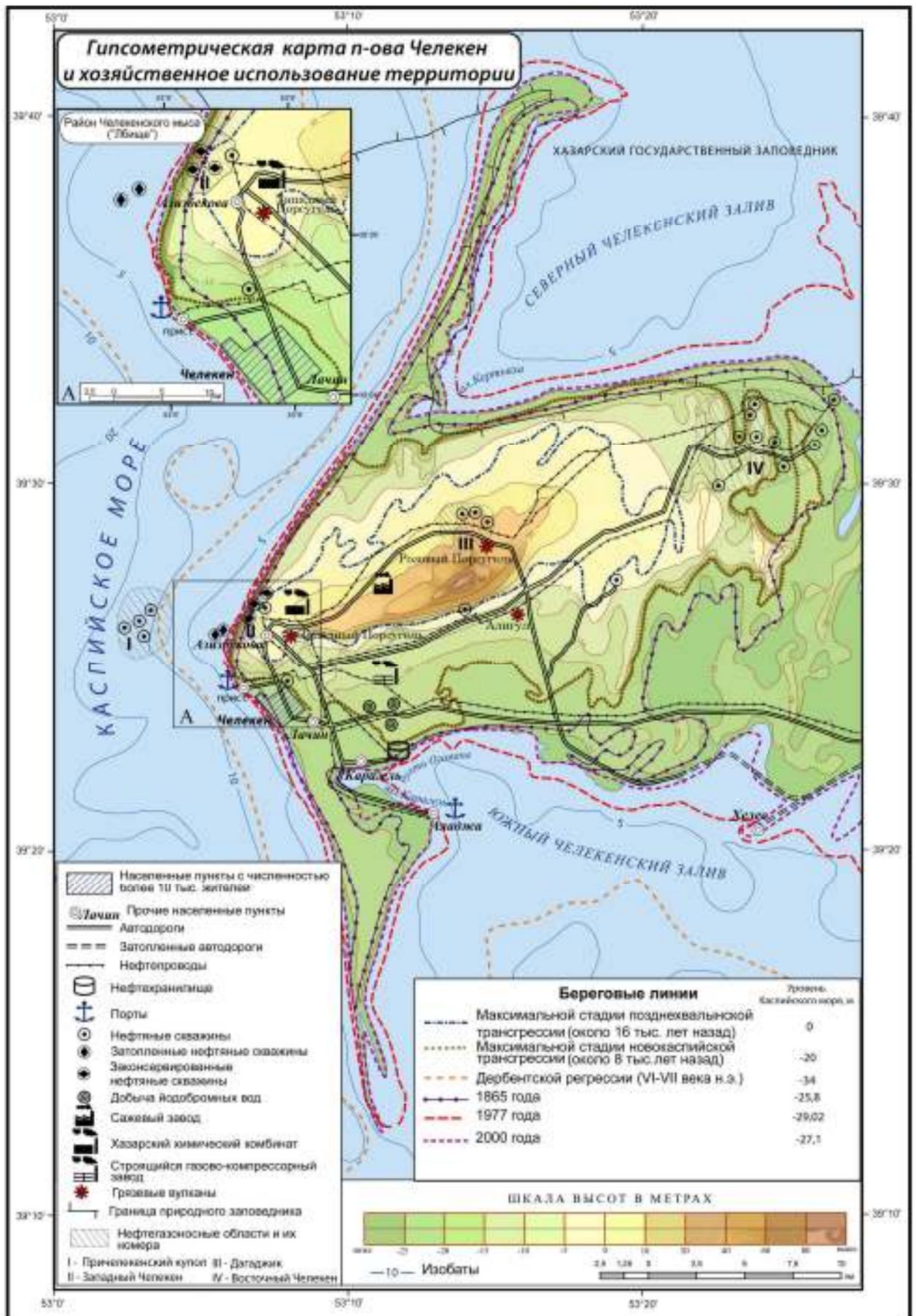


Рисунок 48. Гипсометрическая карта п-ова Челекен и хозяйственное использование территории.

около 300 метров. На северной косе затопление происходило в основном на самом севере. Также затопило часть залива Кертьяха, осушение которого происходило до 1977 года.

Обобщая вышесказанное, можно отметить, что при повышении уровня Каспийского моря различные берега Челекена реагировали по-разному. Практически не изменилась берега Челекенских кос, их затопление зависит от высотного положения различных участков.

Развитие отмелых песчаных берегов в условиях трансгрессии зависит в первую очередь от уклонов подводного берегового склона, поэтому перспектива работы заключается и в подробном анализе рельефа прибереговой зоны.

## **6.2. Прогноз развития берегов**

Колебания уровня Каспийского моря имеют важное значение в социально – экономическом развитии Челекена (рис. 49). Прежде всего, это касается дорожной сети. Вдоль юго-восточного берега полуострова протягивалась трасса, соединявшая город Челекен с Небит-Дагом, которая после 1977 года подвергалась затоплению и размыву, что привело к необходимости переноса дороги на север. Не смотря на перенос трассы примерно на 2 км к северу, она остается под угрозой размыва, как это видно на построенной карте угрозы затопления объектов инфраструктуры и промышленности по югу Челекена при повышении уровня моря до -25 метров. Также в зоне затопления может оказаться небольшой участок нефтепровода, проложенного вдоль этой дороги. Особую угрозу представляет повышение уровня моря для нефтепристани Аладжа на полуострове Дервиш, через который с 1952 года осуществляется экспорт нефти. При повышении уровня моря до отметок -26 - -25 метров, территория пристани окажется полностью затопленной, как ведущая к пристани автотрасса.

Экологическую угрозу представляют нефтяные озера у берегов полуострова, образовавшиеся в ходе добычи и транспортировки нефти. Уже при современном уровне Каспийского моря происходит утечка нефти из некоторых озер в море, в частности к югу от г. Челекен.

Негативным последствием недавнего повышения уровня стало затопление населенных пунктов Карагель и Хелес, при этом значительные колебания площади Челекенских кос не привели к социально – экономическим проблемам в связи с их слабым использованием в хозяйственной деятельности человека.

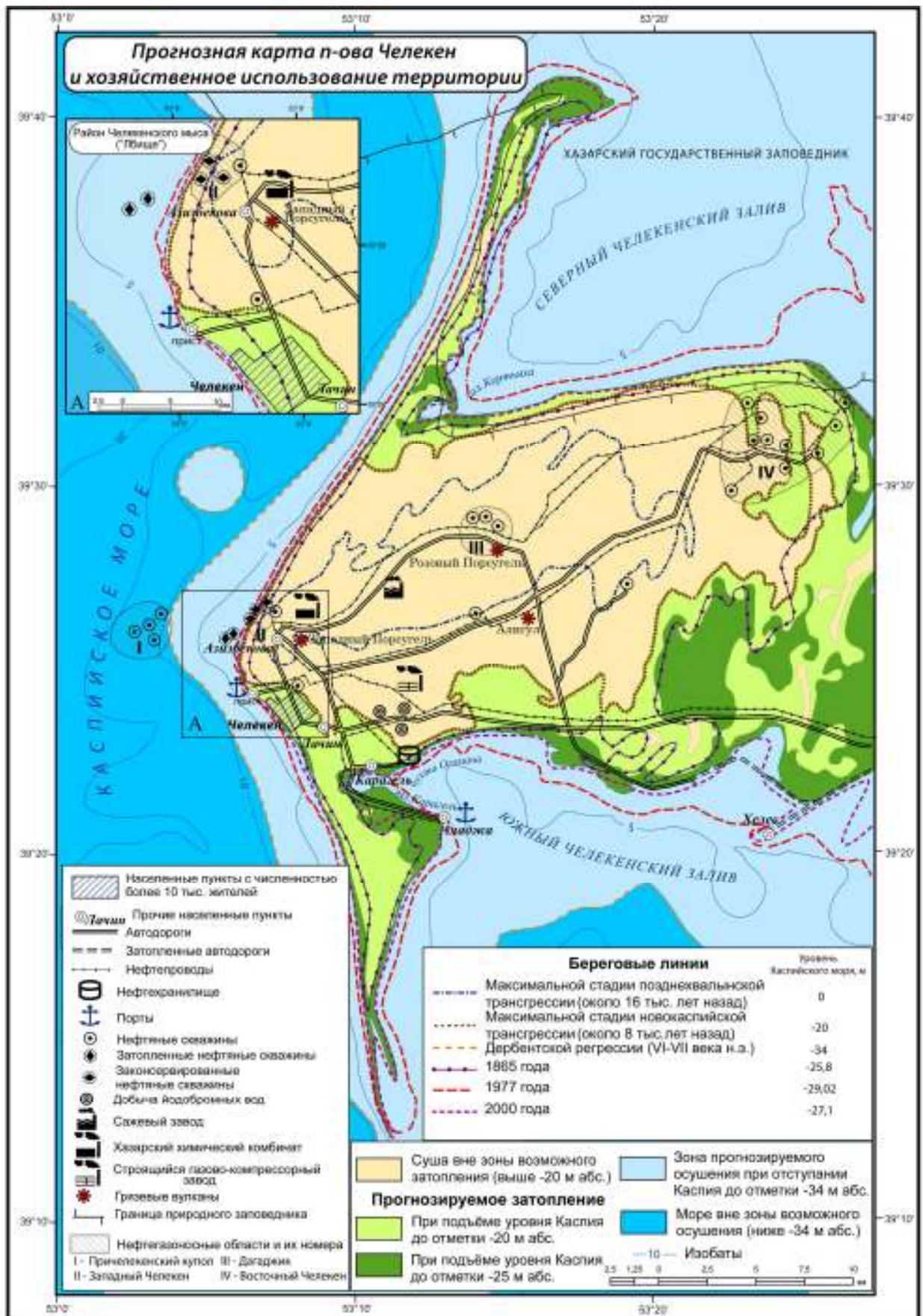


Рис 49. Прогнозная карта полуострова Челекен и хозяйственное использование территории.

В случае повышении уровня моря до отметки -25 метров прогнозируется подтопление значительной части низменных берегов, в особенности на востоке полуострова, что обусловит переход Челекена в остров, произойдет затопление и размыв значительной часть кос, полуостров Дервиш, и юго-восточная часть Челекена. Наиболее вероятным участком отчленения Челекена от материка является зона крупных пересохших лагун, вытянутых в СВ направлении, как это уже было в начале 1990х годов, когда местным властям пришлось на короткое время соорудить понтонную переправу.

Реакция различных берегов на изменения уровня водоема проявляется неоднозначно. Основным следствием трансгрессии моря является отступление береговой линии. Характер отступления береговой линии также может быть различным: за счет абразии и смещения берегового клифа, формирования и смещения в сторону суши лагунно-барового комплекса или в процессе пассивного затопления прибрежной равнины.

Исторический анализ развития берегов юго-восточного побережья Каспия и современные представления по перестройке береговой зоны в условиях трансгрессивно-регрессивных циклов позволяют прогнозировать широкое развитие аккумулятивно-лагунных берегов при подъеме уровня на 1-2 метра выше современного, размыв новокаспийской террасы и переход значительной части современных аккумулятивных берегов в абразионные при подъеме уровня до 5 м. Падение уровня моря на 1-2 метра ниже современно обусловит резкое сокращение абразионных берегов, повсеместной аккумуляции материала и формирование широкого пляжа вдоль всего побережья; падение уровня больше чем на 2 метра ниже современного выразится в широком развитии аккумулятивных берегов, осушение значительных участков мелководий с повсеместным развитием эоловых процессов.

Развитие процессов абрази при подъеме уровня Каспийского моря, вероятность которого весьма высока в условиях современной климатической динамики, будут способствовать размыву в пределах обширного участка побережья. Наибольшие скорости размыва следует ожидать в пределах резких берегибов профиля берега песчаных новокаспийских террас. В первую очередь под угрозой окажется ряд хозяйственных объектов в пределах Челекена, включая Хазарский химический завод, нефтепристань Аладжа, трассу Хазар – Балканабад, нефтегазовое месторождение Восточный Челекен. Проведение берегозащитных мероприятий потребуются в близлежащем к г. Хазар участку берега, а также близ порта г. Хазар.

## Заключение

Проведенная реконструкция эволюции рельефа побережья в позднем неоплейстоцене и голоцене и анализ закономерностей развития берегов исследуемого района в условиях колебания уровня Каспия позволили сделать следующие выводы:

1. В сводном разрезе морского неоплейстоцена полуострова Челекен установлены четыре фаунистически охарактеризованных толщи, образующих его стратиграфическую основу: бакинский, урунджикский, хвалынский и новокаспийский.
2. По раковинам *Didacna praetrigonoidas* и *Didacna umbanata* определен радиоуглеродный возраст изученных отложений: 11830±160, ЛУ-7111, калиброванный В.Р. 13750±170 и 13870±230, ЛУ-7113, калиброванный В.Р. 17260±160, свидетельствующие о поздне- и раннехвалынском возрасте вмещающих отложений.
3. В разрезе морского неоплейстоцена Западного Челекена выявлено наличие множества перерывов в морском осадконакоплении, сопровождаемых размывами. Перерывы отмечаются практически между всеми стратиграфическими слоями, а наиболее крупный из них приурочен к подошве верхнехвалынских отложений, перекрывающих бакинские слои, четко выявляются и перерыв внутри хвалынской толщи. Обилие перерывов и следов размыва характеризует высокую новейшую тектоническую активность Челекенской складки. Следствием активизации неотектонических движений является и деформированность морских террас челекенского побережья, так, амплитуда деформации уровня береговой линии максимальной стадии новокаспийской трансгрессии достигает 7,4 м. (-12,6 абс.), а скорость подъема превышает 1 мм/год.
4. В ходе развития хвалынской и новокаспийской трансгрессий, в акватории моря господствовали условия, способствовавшие формированию устойчивого поперечного перемещения наносов, результатом которого стало широкое распространение аккумулятивных форм, сложенных в основном за счет материала поступавшего с берегового склона, а также хемогенного и биогенного генезиса. На побережье поперечное перемещение наносов господствует и настоящее время, о чем свидетельствует морфология аккумулятивных форм, вещественный состав пляжевых отложений, широкое распространение бенча.

5. На Юго-Восточном побережье Каспийского моря выделяются следующие генетические типы берегов: аккумулятивные пляжевые (преобладают), аккумулятивные лагунные, абразионные и осушные.
6. Анализ геоморфологического строения приморской равнины, картографического материала и литературных источников позволяет сделать вывод о том, что уровень Каспия за последние 500 лет не поднимался выше -25 м. абс., а анализ данных по водному балансу указывает на возможное при современных климатических характеристиках колебание уровня в пределах от -25 до – 30-32 м. абс.
7. Исторический анализ развития берегов юго-восточного побережья Каспия и современные представления по перестройке береговой зоны в условиях трансгрессивно-регрессивных циклов позволяют прогнозировать широкое развитие аккумулятивно-лагунных берегов при подъеме уровня на 1-2 метра выше современного, размыв новокаспийской террасы и переход значительной части современных аккумулятивных берегов в абразионные при подъеме уровня до 5 м. Падение уровня моря на 1-2 метра ниже современно обусловит резкое сокращение абразионных берегов, повсеместной аккумуляции материала и формирование широкого пляжа вдоль всего побережья; падение уровня больше чем на 2 метра ниже современного выразится в широком развитии аккумулятивных берегов, осушение значительных участков мелководий с повсеместным развитием эоловых процессов.

## Список литературы

1. Абрамова Т.А. История развития растительного покрова Прикаспия в позднем кайнозое // Вестник МГУ, серия 5, география, 1977, №1. С. 74-80.
2. Абрамова Т.А., Варущенко А.Н. Палеогеографическая обстановка Казахстана и Средней Азии в средние века // Вестник МГУ, серия 5, география, 1989, №6. С. 29-36.
3. Айбулатов Н.А., Артюхин Ю.В. Геоэкология шельфа и берегов мирового океана. СПб.: Гидрометиздат, 1993. 303 с.
4. Али-Заде А.А. Акчагыл Туркменистана. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Т. 1. 300 с.
5. Али-Заде А.А. Акчагыл Туркменистана. М.: Госгеолтехиздат, 1967. Т. 2. 408 с.
6. Алиханов Э.Н. Геология Каспийского моря. Баку: Элм, 1978. 190 с.
7. Аманниязов К.Н. Геоэкология полуострова Челекен. Ашхабад: Ылым, 1995. 67 с.
8. Андрусов Н.И. Материалы для геологии Закаспийской области. Спб, 1905. Ч. 1. 187 с.
9. Аристархова Л.Б. Процессы аридного рельефообразования. М.: МГУ, 1970. 175 с.
10. Арнагельдыев А.А., Костюковский В.И. Пустыни: рациональное использование и охрана. М.: Агропромиздат, 1990. 223 с.
11. Арнагельдыев А.А. Морфодинамика эолового рельефа песчаных пустынь. Ашх.: Ылым, 1990. 163 с.
12. Арсланов Х.А., Свиточ А.А., Чепалыга А.Л., Янина Т.А., Максимов Ф.Е., Чернов С.Б., Тертычный Н.И., Старикова А.А. О возрасте хвалынских отложений Каспийского региона по данным датированию раковин моллюсков  $^{14}\text{C}$  и  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  методами // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов-на-Дону: Издательство ЮНЦ РАН, 2013. С. 34-36.
13. Атлас волнения и ветра Среднего и Южного Каспия. Бакинская Гидрометеорологическая Обсерватория. Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1968. 92 с.
14. Бабаев А.Г., Горелов С.К. Проблемы геоморфологии пустынь (на примере пустынь Туркменистана). Ашхабад: Ылым, 1990. 153 с.,
15. Бабаев А.Г., Кубасов И.М. Экологические проблемы Каспийского моря // Проблемы освоения пустынь, 1993, №2. С. 3-7.
16. Бабаев А.Г., Аманниязов К.М., Федин В.П. О трансгрессии Каспийского моря и путях её преодоления // Проблемы освоения пустынь, 1994, №1. С. 3-10.

17. Бабаев А.Г. Проблемы освоения пустынь. Ашхабад: Ылым, 1995. 337 с.
18. Бабаев А.Г. Проблемы пустынь и опустынивания. Ашхабад: Туркменская гос. изд. служба, 2012. 408 с.
19. Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н., Соловьева Г.Д. Влияние колебаний уровня моря на развитие береговой зоны // Вестник Московского университета. Серия 5: География, 1996, № 6. С. 83.
20. Бадюкова Е.Н. Возраст хвалыньских трансгрессий Каспийского моря // Океанология, 2007, Т. 47, № 3. С. 432-438.
21. Бадюкова Е.Н., Калашников А.Ю. Зависимость типов берегов и прибрежного эолового рельефа от колебаний уровня моря (на примере Каспия) // Океанология, 2009, Т. 49, № 6. С. 926-933.
22. Бегенджев Б.М. Динамика и морфология берегов полуострова Челекен. Баку-Чарджоу: АН АзССР, 1960. 160 с.
23. Бердыклычев М.Г. Курортные богатства Туркмении. Ашхабад: АН ТССР, 1964. 170 с.
24. Башенина Н.В., Леонтьев О.К., Пиотровский М.В., Симонов Ю.Г. Методическое руководство по геоморфологическому картированию и производству геоморфологической съемки в масштабе 1:50000 - 1:25000. М.: МГУ, 1962. 204 с.
25. Башенина Н.В. Геоморфологическое картирование. М.: Высшая школа, 1976. 375 с.
26. Бёрд Э.Ч.Ф. Изменение береговой линии: глобальный обзор. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 254 с.
27. Бровка П.Ф. Развитие прибрежных лагун. Владивосток: Изд. Дальневост. ун-та., 1990. 148 с.
28. Буданов В.И. Методика экспедиционных исследований береговой зоны моря. М.: Наука, 1964. 224 с.
29. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. 576 с.
30. Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоёмов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.
31. Вебер В., Калицкий К. Челекенъ. С.-Петербургъ: Картографический магазинъ А. Ильина, 1911. 198 с.
32. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
33. Вистелиус А.Б. М.А.Романова. Красноцветные отложения полуострова Челекен (литостратиграфия и геологическое строение). М.-Л.: АН СССР, 1962 г. 226 с.

34. Вистелиус А.Б. Красноцветные отложения полуострова Челекен. М.: Наука, 1966. 389 с.
35. Геллер С.Ю. Основные вопросы происхождения рельефа пустынь // Труды Инст. географии АН СССР, вып. XXXVI, 1940. С. 102-115.
36. Геологическое строение и нефтегазоносность Прибалханской зоны поднятий. М.: АН СССР, 1960. 160 с.
37. Геологическое строение Прикаспийской впадины и закономерности распространения нефти и газа в её недрах. 1968. 280 с.
38. Геология Закаспия. Л.: АН СССР, 1958. 148 с.
39. Геология и нефтегазоносность юга СССР. Закаспий и Северный Прикаспий. Труды КЮГЭ, вып. 8, под редакцией проф. И.О. Брода, 1962. 539 с.
40. Геология нефти и газа месторождений Юго-Западного Туркменистана. Ашх.: Ылым, 1985. 355 с
41. Геология СССР. Том XXII: Туркменская ССР. М.: Недра, 1957 г. 660 с.
42. Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983. 151 с.
43. Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука, 1971. 177 с.
44. Герасимов И.П. Основные черты развития современной поверхности Турана // Тр. ИГ АН СССР. М.: Наука, 1937. Вып. 30. 152 с.
45. Герасимов И.П. Главнейшие моменты палеогеографии Западной Туркмении во вторую половину четвертичного периода (районы Сарыкамыш, Узбоя, Атрека) // Проблемы физ. географии, т. V, 1938. С. 75-92.
46. Геоэкологические изменения при колебаниях уровня Каспийского моря. Под ред. П.А.Каплина, Е.И.Игнатов. М.: Географический ф-т МГУ, 1997. 208 с.
47. Глазовский Н.Ф. Условия образования и действия грязевых вулканов южнокаспийского региона // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 5. М.: МГУ, 1976. С. 201-210.
48. Глазовский Н.Ф., Батоян В.В., Брусиловский С.А. Грязевой вулканизм как источник поступления вещества в Каспийское море // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 5. М.: МГУ, 1976. С. 189-197.
49. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
50. Добровольский А.Д., Косарев А.Н., Леонтьев О.К. Каспийское море. М.: МГУ, 1969 г. 262 с.

51. Добрынина Т.А., Игнатов Е.И. Распределение тяжелых минералов в береговой зоне полуострова Челекен // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 1. М.: МГУ, 1970. С. 110-119.
52. Дуброво И.А. Новые данные о строении и распространении древнего слона (*Hesperoloxodon*) // Доклады академии наук СССР, 1955, Т. 5, №4. С. 759-762.
53. Дурдыев Х. О происхождении песчаных массивов Западно-Туркменской низменности // Проблемы освоения пустынь, 1976, №5. С. 21-29.
54. Дурдыев Х.Д. О деформациях береговой линии новокаспийской трансгрессии в пределах юго-восточного побережья Каспийского моря // Известия Академии наук ТССР, серия геология, 1969, №3. С. 120-121
55. Жиндарев Л.А., Никифоров Л.Г. Развитие береговых дуг при подъеме уровня Каспия // Развитие морских берегов России и их изменение при возможном подъеме уровня мирового океана. М.: МГУ, 1997. С. 98-118.
56. Жумашов А. Пески Юго-Западного Туркменистана и их освоение. Ашх.: Ылым, 1980. 144 с.
57. Зенкович В.П. О строении берегов юго-восточного Каспия // Труды Океанографической комиссии АН СССР, Т. 2., М.: АН СССР, 1957. С. 35-50.
58. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: АН СССР, 1962. 710 с.
59. Зонн И.С. Каспийская Энциклопедия. М.: Международные отношения, 2004, 460 с.
60. Зонн И.С. Очерки по истории изучения Каспийского моря (с древнейших времен до начала XXI века). М.: Советский спорт, 2005. 201 с.
61. Игнатов Е.И. О состоянии изученности древних береговых линий на дне Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 1. М.: МГУ, 1970а. С. 60-73.
62. Игнатов Е.И. Древние береговые линии на дне Каспийского моря // Вестник МГУ, серия 5, география, 1970б, №3. С. 69-73.
63. Игнатов Е.И., Каплин П.А., Лукьянова С.А. Влияние современной трансгрессии Каспийского моря на динамику его берегов // Геоморфология, 1992, № 1. С. 12-21.
64. Игнатов Е.И., Лукьянова С.А., Мысливец В.И., Никифоров Л.Г., Соловьева Г.Д. Аккумулятивные формы восточного побережья Каспия в условиях современного подъема уровня моря // Вестник МГУ. Сер. 5, Геогр. 1993, № 5, С. 100-105.
65. Ингл Дж. Движение пляжевых песков. Л.: Гидрометиздат, 1971. 255 с.

66. Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны. М.: Наука, 1966. 231 с.
67. Исследование динамики рельефа морских побережий. М.: Наука, 1979. 124 с.
68. Казьмин В.Г., Вержбицкий Е.В. Возраст и происхождение Южно-Каспийского бассейна // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 136-145.
69. Калицкий К.П. Нефтяная гора (Закаспийская область). Спб.: Геологический комитет, 1914. 103 с.
70. Каплин П.А. Новейшая история побережий мирового океана. М.: МГУ, 1973. 266 с.
71. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. Сер. «Природа мира». М.: Мысль, 1991. 479 с.
72. Каплин П.А. Особенности современного развития берегов Каспийского моря в условиях подъема его уровня // Развитие морских берегов России и их изменение при возможном подъеме уровня мирового океана. М.: МГУ, 1997. С. 89-97.
73. Каплин П.А. Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских берегов и шельфа. М.: Географический факультет МГУ, 2010. 620 с.
74. Кесь А.С. Русло Узбой и его генезис. Тр. ИГ АН СССР, М.: Наука, 1939, Вып. 30. 122 с.
75. Кесь А.С., Костюченко В.П., Лисицина Г.Н. История заселения и древнее орошение Юго-западной Туркмении. М.: Наука, 1980. 126 с.
76. Кинг К.А.М. Пляж и берега. М.: 1963. 435 с.
77. Кислов А.В. О многомасштабности колебаний уровня Каспийского моря. // Вестник МГУ, серия 5, география, 2011, № 5. С. 49-54.
78. Клиге Р.К., Варущенко С.И., Варущенко А.Н. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: наука, 1987. 238 с.
79. Климаты и ландшафты северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии. Атлас-монография. Под ред. Проф. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2010. 220 с.
80. Кобец Н.В. Геоморфологические и геологические исследования п-ва Челекен и прилегающего мелководья Каспийского моря на основе аэрометодов // Труды лаборатории аэрометодов АН СССР, т. 10, М.—Л.: АН СССР, 1960. С. 47-73.
81. Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. 235 с.

82. Комарова Н.Г. К вопросу изучения колебаний уровня Каспийского моря в голоцене по историческим данным // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: 1980. С. 155-162.
83. Косарев А.Н., Жирнов В.М. О прибрежных течениях у Восточного берега Каспия // Комплексные исследование Каспийского моря. Вып. 5. М.: МГУ, 1970. С. 111-120.
84. Косарев А.Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. 1975. 272 с.
85. Косарев А.Н.. Каспийское море. Структура и динамика вод. М.: Наука, 1990. 165 с.
86. Кравцова В.И., Леонтьев О.К., Ушакова Л.А., Шипилова Л.М. Применение космических снимков при составлении геоморфологических и литологических карт северо-восточной части Каспия // Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983 г. С. 139-147.
87. Крашенинников Г. Ф., Волкова А. Н., Иванова Н. В. Учение о фациях с основами литологии. Руководство к лабораторным занятиям. М.: Изд-во МГУ, 1988. 214 с.
88. Клычев А. Челекен. Ашхабад: Туркмениздат, 1964 г. 137 с.
89. Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Челекенская рудообразующая система. М.: Наука, 1983 г. 240 с.
90. Леваднюк А.Т. Песчаные массивы северной части Западно-Туркменской низменности. Ашх.: АН ТССР, 1963. 142 с.
91. Леонтьев О.К., Мякокин В.С., Никифоров Л.Г. Унаследованность береговых процессов на восточном побережье Каспийского моря за четвертичное время // Геология и нефтегазоносность юга СССР, Туркменистан и Западный Казахстан. М.: Гостехиздат, 1960. С. 392-412.
92. Леонтьев О.К., Халилов А.И. Природные условия формирования берегов Каспийского моря. Баку, 1965. 206 с.
93. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г, Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: МГУ, 1975а. 335 с.
94. Леонтьев О.К., Любанский В.А., Никифоров Л.Г. Изменение динамики береговой зоны п-ова Челекен в результате возведения гидротехнических сооружений // Вестник МГУ, серия 5, география, 1975б, №1. С. 92-95.
95. Леонтьев О.К., Каплин П.А., Рычагов Г.И., Свиточ А.А., Абрамова Т.А. Новые данные о четвертичной истории Каспийского моря // Комплексные исследование Каспийского моря. Вып. 5. М.: МГУ, 1976. С. 49-63.

96. Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: МГУ, 1977. 208 с.
97. Леонтьев О.К. Проблемы уровня Каспия и устойчивости каспийских берегов // серия 5, география, 1988, №1. С. 14-20.
98. Лоция Каспийского моря. 1954.
99. Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. К вопросу о раннечетвертичной истории Каспийского бассейна // Комплексные исследование Каспийского моря. Вып. 1. М.: МГУ, 1970. С. 41-48.
100. Лукьянова С.А. Типы берегов Каспийского моря // Комплексные исследование Каспийского моря. Вып. 6. М.: МГУ, 1979. С. 28-34.
101. Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Изменение берегов Каспийского моря в последнем столетии // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое, часть. М.: МГУ, 1983. С. 86-96.
102. Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И. О некоторых береговых формах рельефа Каспия // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2000. № 5. С. 48-59.
103. Лымарев В.И. Морские берега и человек. М.: Наука, 1986. 159 с.
104. Маев Е.Г. Колебание уровня Каспийского моря: роль геологических факторов // Вестник МГУ. Сер. 5, Геогр. 1993, № 4. С. 49-56.
105. Машрыков К.К. Основы геологии Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1973 г. 199 с.
106. Методы диагностики и корреляции палеогеографических событий // Под ред. П.А. Каплина — М.: Изд-во Моск. ун-та. 1999. 350 с.
107. Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие // Под. ред. П.А. Каплина, Т.А. Яниной. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2010. 415 с.
108. Можаяев Б.Н., Можаяев В.Г., Кирсанов А.А. Применение материалов аэрокосмических съемок при изучении новейшей тектоники Юго-Западной Туркмении. М.: Недра, 1988. 120 с.
109. Морская геоморфология. Терминологический справочник. М.: Мысль, 1980. 280 с.
110. Морфоструктуры, неотектоника и история развития Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна. Ашх.: Ылым, 1992. 156 с.
111. Мурзаев Э.М. К геоморфологии юго-восточной окраины Сарыкамьшской котловины // Труды Инст. географии АН СССР, вып. XXXV, 1940. С. 57-64.
112. Невеская Л.А. Четвертичные морские моллюски Туркмении. М.: АН СССР, 1958. 93 с.

113. Невеская Л.А. К биостратиграфии морских четвертичных отложений Туркмении // Бюллетень М. о-ва Исп. Природы, отд. геологии, Т. 31 (3), 1956. С. 65-79.
114. Невеский Е.Н. Проблемы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967. 255 с.
115. Низьев В.А. Геологическое строение и нефтегазоносность Челекено-Левановской и Котур-депинской зон поднятий. М.: ВНИИОЭНГ, 1971. 118 с.
116. Никифоров Л.Г. К вопросу о генезисе песчаных гряд развитых в области морской аккумуляции (Юго-Западная Туркмения) // Вестник МГУ. Сер. 5, Геогр. 1960, № 5. С. 18-25.
117. Никифоров Л.Г. Структурная геоморфология морских побережий. М.: МГУ. 1977. 175 с.
118. Никифоров Л.Г., Любанский В.А., Чечеткин Г.А. Опыт расчета заносимости морской гавани на полуострове Челекен // Комплексные исследование Каспийского моря. Вып. 1. М.: МГУ, 1970. С. 74-89.
119. Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И. Развитие берегов Каспийского моря в условиях современного повышения уровня // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 1988. № 2. С. 47-52.
120. Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971. 208 с.
121. Одеков О.А. Геологическое строение и нефтегазоносность Котур-Депе. Ашхабад: Ылым, 1968. 135 с.
122. Одеков О.А., Дурдыев Х.Д. Колебание уровня Каспия: состояние и прогноз // Известия Академии наук ТССР, серия геология, 1990а, №4. С. 81-86.
123. Одеков О.А., Дурдыев Х.Д. О рациональном размещении объектов на туркменском побережье Каспийского моря в связи с колебаниями его уровня // Проблемы освоения пустынь, 1990б, №4. С. 7-20.
124. Петров М.П. Пустыни земного шара. Л.: наука. 1978. 435 с.
125. Попов Г.И. Апшеронский ярус Туркмении. Ашхабад: АН ТССР, 1961. 430 с.
126. Проблемы развития морских берегов. М.: АН СССР, 1989. 121 с.
127. Пущин Н. Каспийское море. С.-П.: 1877. 314 с.
128. Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1966. 239 с.
129. Рекреационные ресурсы Каспийского моря (Проблемы использования и охраны). М.: Наука, 1989. 80 с.
130. Рихтер В.Г. Методы изучения новейшей и современной тектоники шельфовых зон морей и океанов. М.: Недра, 1965. 244 с.

131. Руководство по изучению новейших отложений. М.: МГУ, 1987. 236 с.
132. Рухин Л.Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л.: ЛГУ, 1947. 213 с.
133. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Государственное научно-техническое изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1961. 779 с.
134. Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.
135. Рычагов Г.И. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря // Комплексные исследование Каспийского моря. Вып. 4. М.: МГУ, 1974. С. 18-29.
136. Рычагов Г.И. Голоценовая история Каспия // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое, часть. М.: МГУ, 1983. С. 18-22.
137. Рычагов Г.И. Уровень Каспийского моря за историческое время // Вестник МГУ. Сер. 5, география, 1993а, № 4. С. 42-49.
138. Рычагов Г.И. Уровненный режим Каспийского моря за последние 10000 лет // Вестник МГУ, сер. 5, география, 1993б, № 2. С. 38-49.
139. Рычагов Г.И. Уровень Каспийского моря на рубеже XVIII-XIX веков // Геоморфология, 1994а, № 2. С. 102.
140. Рычагов Г.И. Прогноз уровня Каспийского моря на основе палеогеографических реконструкций // Вестник МГУ, Серия 5, география, 1994б. № 3. С. 71-79.
141. Рычагов Г.И., Варущенко А.Н., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Палеогеографические аспекты прогноза колебаний уровня Каспийского моря // Водные ресурсы, 1994в. Т. 21. № 5. С. 500-505.
142. Рычагов Г.И., Никифоров Л.Г., Жиндарев Л.А. Развитие берегов Каспийского моря в условиях современного повышения уровня // Вестник МГУ, Сер. 5, география, 1996, № 4, С. 51-58
143. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: МГУ, 1997. 268 с.
144. Рычагов Г.И. Колебаний уровня Каспийского моря: причины, последствия, прогноз // Вестник МГУ, Серия 5, география. 2011. № 2. С. 4-12.
145. Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978. 263 с.
146. Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: МГУ, 1996. 400 с.
147. Сафьянов Г.А. Геоэкология береговой зоны океана. М.: МГУ, 2000. 155 с.
148. Сваричевская З.А. Геоморфология Средней Азии и Казахстана. Л.: ЛГУ, 1965. 296 с.
149. Свиточ А.А. Палеогеография плейстоцена. М.: МГУ, 1987. 196 с.
150. Свиточ А.А., Менабде И.В., Янина Т.А. Палеогеография Понто-Каспия в позднем плейстоцене // Вестник МГУ, серия 5, география, 1992, № 5. С. 28-34.

151. Свиточ А.А. Новокаспийские отложения (строение, возраст, литология) // Литология и полезные ископаемые, 1995, № 5. С. 480.
  - a. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: МГУ, 1997. 266 с.
152. Свиточ А.А. Уровненный режим Каспийского моря по палеогеографическим данным // Водные ресурсы, 1997, Т. 24. № 1.
153. Свиточ А.А., Талденкова Е.Е., Янина Т.А. Морской голоцен морских побережий континентов и островов океана. М.: МГУ, 1997. 145 с.
154. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья. М.: МГУ, 1998. 292 с.
155. Свиточ А.А. Уровень Каспия в плейстоцене (иерархия, положение в палеогеографической и хронологической летописях) // Океанология, 1999, Т. 39, № 1. С. 105.
156. Свиточ А.А., Парунин О.Б. Радиоуглеродный возраст палеогеографических событий плейстоцена Северного Прикаспия // Доклады Академии наук, 2000, Т. 371, № 4. С. 535.
157. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Бассейны Понто-Каспия и Средиземноморья в плейстоцене (палеогеография и корреляция) // Океанология, 2000, Т. 40, № 6. С. 920.
158. Свиточ А.А. Четвертичная геология. Палеогеография. Морской плейстоцен. Соляная тектоника. М.: РАСХН, 2002. 650 с.
159. Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. М.: МГУ, 2003. 361 с.
160. Свиточ А.А., Янина Т.А. Материалы по стратотипам региональных и местных подразделений Каспийского неоплейстоцена и голоцена // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, Т. 15, № 5. С. 95-113.
161. Свиточ А.А. О природе хвалынской трансгрессии Каспия // Океанология, 2007, Т. 47, № 2. С. 304-311.
162. Свиточ А.А. Общая палеогеография внутриконтинентальных морей юга России с сопредельных территорий. М.: МГУ, 2012. 608 с.
163. Селиванов А.О. Изменение уровня мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М.: ИВП РАН, 1996. 268 с.
164. Семенович В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Челекена // Труды комплексной южной геологической экспедиции, вып. 5: Геология и нефтегазоносность юга СССР, Туркменистан и Западный Казахстан, Л.: Гостоптехиздат, 1960. С. 5-106.

165. Смолко А.И. О континентальных отложениях неогена Каракумов и Кызылкумов // ДАН СССР, нов. сер., 1948, т. LIX, № 9. С. 1630-1633.
166. Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М.: МГУ, 1970 г. 456 с.
167. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. М.: Недра, 1985. 183 с.
168. Тачмурадов Б. Грязевой вулкан Алигул и его роль в формировании челекенского нефтяного месторождения // Известия АН Туркменской ССР, серия физико-технических, химических и геологических наук, 1970 г., № 2. С. 113-118.
169. Трубихин В.М. Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1977. Вып. 301. 79 с.
170. Федорович Б. А. Палеогеография равнин Средней Азии // Труды Института географии АН СССР, вып. XXXVI, М.: АН СССР, 1940. С. 102-115.
171. Федорович Б.А. Динамика и закономерности рельефообразования пустынь. М.: Наука, 1983. 235 с.
172. Федоров П.В. Каспийские моллюски Западной Туркмении // Бюллетень Комисс. изучен. четвертичн. пер, 1946, № 13. С. 54-66.
173. Федоров П.В. Четвертичные отложения Западной Туркмении и их положение в единой стратиграфической шкале Каспийской области // Труды Института геологии АН ТССР, Т. 2., 1948. С. 5-45.
174. Федоров П.В. Древнекаспийские береговые линии восточной части северного Каспия // Доклады академии наук СССР, 1950, Т.74, №2. С. 353-355.
175. Федоров П.В. Новые данные по стратиграфии новокаспийских отложений Западной Туркмении // Доклады академии наук СССР, 1957а, т.113, №6. С. 1342-1343.
176. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1957а. Вып. 10. 299 с.
177. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1978. Вып. 310. 166 с.
178. Федоров П.В. Некоторые вопросы палеогеографии Каспия и Арала в позднем плиоцене и плейстоцене // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое, часть. М.: МГУ, 1983. С. 9-18.
179. Ферсман А.Е. Путешествия за камнем. М.: Недра, 1960. 332 с.

180. Чередниченко В.П. Инженерно-геоморфологические исследования Каракумов. Ашх.: Ылым, 1991. 174 с.
181. Шкатова В.К. Каспийский регион – опорный стратиграфический разрез «квартера России» // *Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований*. Ростов-на-Дону: Изд. ЮНЦ РАН, 2013. С. 702-705.
182. Шуйский Ю.Д. Типы берегов Земного шара. Одесса: ОГУ, 1978. 75 с.
183. Щукин И.С. Общая геоморфология. Т. 3, М.: МГУ, 1974. 380 с.
184. Щукин И.С. Геоморфология Средней Азии. М.: МГУ, 1983. 432 с.
185. Юнов А.Ю., Мартирисян В.Н. Строение внешней зоны туркменского шельфа Южного Каспия по материалам МОВ ОГТ // *Каспийское море. Вопросы геологии и геоморфологии*. М.: Наука, 1990. С. 147-151.
186. Юревич А.Л. Вещественный состав и условия образования акчагыльских отложений Прибалханского района. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1966. Вып. 164. 201 с.
187. Хаин В.Е., Гаджиев А.Н., Кенгерли Т.Н. О тектонической природе Апшеронского порога // *Доклады Академии наук*. 2007. Т. 414. № 4. С. 523-527.
188. Якубов А.А., Дадашев Ф.Г., Махтиев А.К. Закономерности размещения грязевых вулканов на дне Каспийского моря // *Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря*. М.: Наука, 1983 г. С. 70-72.
189. Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. Москва-Смоленск: Маджента, 2005. 300 с.
190. Янина Т.А. Урунджикский этап в плейстоценовой истории Каспийского региона // *Известия РАН, серия географическая*, 2008, № 4. С. 60-73.
191. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: МГУ, 2012. 264 с.
192. Bruun P. Coastal engineering and use of the littoral zone // *Ocean and Shoreline Management*, 1989, Vol. 12, Issues 5–6. P. 495-516.
193. Castedo R., Murphy W., Lawrence J., Paredes C. A new process – response coastal recession model of soft rock cliffs // *Geomorphology*, 2012, № 177– 178. P. 128–143.
194. Cooper J. A. G., O.H. Pilkey. Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule // *Global and Planetary Change*, 2004, Vol. 43. P. 157-171.
195. Cowell P.J., P.S. Roy, R.A. Jones. Simulation of large-scale coastal change using a morphological behavior model. *Marine Geology*, 1995, Vol. 126, Iss. 1–4. P. 45-61.

196. Dibajnia M., M. Soltanpour, F. Vafai, S. Mohammad, H.J. Shoushtari, A. Kebriaee. A shoreline management plan for Iranian coastlines // *Ocean & Coastal Management*, 2000, Vol. 63. P. 1-15
197. Dolukhanov P.M., A.L. Chepalyga, N.V. Lavrentiev. The Khvalynian transgressions and early human settlement in the Caspian basin // *Quaternary International*, 2010, Vol. 225, Iss. 2. P. 152-159.
198. Gornitz V. Global coastal hazards from future sea level rise // *Global and Planetary Change*, 1991, Vol. 3, Iss. 4. P. 379-398.
199. Houser C., C. Hapke, S. Hamilton. Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms // *Geomorphology*, 2008, Vol. 100, Iss. 3–4. P. 223-240.
200. Kaplin P.A., Svitoch A.A., Parunin O.B. Radiocarbon chronology of paleogeographic events of the late Pleistocene and Holocene in Russia // *Radiocarbon*, 1993, T. 35, № 2. P. 399.
201. Kroonenberg S.B., Storms J.E.A., Badyukova E.N., Ignatov E.I., Kasimov N.S. Full sea-level cycle in 65 years: barrier dynamics along Caspian shores // *Sedimentary Geology*, 2000, Vol. 134, № 3-4. P. 257-274.
202. Leroy S.A.G., F. Marret, E. Gibert, F. Chalié, J.-L. Reyss, K. Arpe. River inflow and salinity changes in the Caspian Sea during the last 5500 years // *Quaternary Science Reviews*, 2007, Vol. 26. P. 3359-3383.
203. Leroy S.A.G., H.A.K. Lahijani, M. Djamali, A. Naqinezhad, M.V. Moghadam, K. Arpe, M. Shah-Hosseini, M. Hosseindoust, Ch.S. Miller, V. Tavakoli, P. Habibi, M. Naderi Beni. Late Little Ice Age palaeoenvironmental records from the Anzali and Amirkola Lagoons (south Caspian Sea): Vegetation and sea level changes // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2011, Volume 302, Iss., 3–4. P. 415-434.
204. Pierret M.C., F. Chabaux, S.A.G. Leroy, C. Causse. A record of Late Quaternary continental weathering in the sediment of the Caspian Sea: evidence from U–Th, Sr isotopes, trace element and palynological data // *Quaternary Science Reviews*, 2012, Vol. 51. P. 40-55.
205. Svitoch A.A. Khvalynian transgression of the Caspian Sea was not a result of water overflow from the Siberian Proglacial lakes, nor a prototype of the Noachian flood // *Quaternary International*, 2009, Vol. 197, Iss. 1–2. P. 115-125.
206. Tudryn A., F. Chalié, Yu. A. Lavrushin, M.P. Antipov, E.A. Spiridonova, V. Lavrushin, P. Tucholka, S.A.G. Leroy. Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian

- and Early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River // Quaternary International, 2013, Vol. 292. P. 193-204.
207. Yanina T. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian plain // Quaternary International, 2012, № 271. P. 120-129.
208. Yanina T. Biostratigraphy of the Middle and Upper Pleistocene of the Caspian region // Quaternary International, 2013, T. 284. P. 85-97.