

УДК 550.4; 551.8 (925.22)

## **О СТРУКТУРЕ РЕЛЬЕФА ЮГО-ЗАПАДА ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

**И.А. Идрисов**

Учреждение Российской академии наук

Институт геологии Дагестанского научного центра Российской академии наук

Россия, 367000 Республика Дагестан, Махачкала, ул. М. Ярагского, 75

Е-mail: [idris\\_gun@mail.ru](mailto:idris_gun@mail.ru)

Поступила 10.06.2012

В статье охарактеризованы геоморфологические особенности юго-запада Прикаспийской низменности. Представлена модель развития крупных природных объектов района исследований и неоднородный характер темпов изменения различных природных процессов. В позднем плейстоцене – голоцене происходили крупные изменения природных объектов региона. Значительно изменялась речная сеть, резко активизировались дефляционные процессы, происходили перестройки береговой линии. Большая часть поверхностных форм рельефа низменности сформировалась в голоцене и характеризуется молодостью и высокой динамикой изменений.

**Ключевые слова:** геоморфология, палеогеография, Прикаспийская низменность, Терек, Сулак, голоцен, плейстоцен, лёссы

Рельеф юго-запада Прикаспийской низменности формируется под влиянием различных рельефообразующих факторов. При этом разные части региона в разной степени были подвержены влиянию различных факторов. Это во многом обусловило ряд специфических особенностей его рельефа. С востока граничит с Каспийским морем, береговая линия которого слабо изрезана в южной части и значительно изрезана в северной части (множество островов, полуостровов, кос и т.д.). Поверхность представлена слабонаклонной низменностью, перепад высот от -28 до +300 м. Глубина эрозионного расчленения от 5 на севере и в центре и до 30 м на юге.

Регион характеризуется сложным тектоническим строением и приурочен к Терско-Каспийскому передовому прогибу, наложенному на Скифскую эпигерцинскую плиту (Хаин, 2009). Южная часть плиты в связи с ростом гор Кавказа испытала значительную активизацию. Прогиб характеризуется сложным внутренним строением и особенностями неотектонического развития, но в целом вся рассматриваемая территория характеризуется

абсолютным прогибанием в это время (Милановский, 1963). Однотипный тектонический режим в плиоцен-плейстоцене предопределил наличие здесь обширной плоской низменности.

Характерно, что зона наибольшего прогибания со временем мигрирует в северном направлении. В дальнейшем она испытывает инверсию и на ее месте развивается быстрый неотектонический подъем. В современных условиях наиболее быстро погружается Сулакская впадина. Восточная часть впадины трассируется в акваторию Среднего Каспия. Прогиб заполнен толщей терригенных осадков мощностью несколько километров. Под чехлом терригенных пород залегают дислоцированные на ряд блоков толщи известняков мелового возраста, (Сабанаев, Черкашин 2008).

Непосредственно южную границу образует Нараттюбинская надвиговая зона (представлена одноименным хребтом). Сформировалась в результате надвигов пластов песчаников неогена (чокрак-караган) в направлении с севера на юг. Стратиграфически выше располагаются глины сарматского возраста с маломощными толщами песчаников и известняков. Эти породы также были вовлечены в формирование пояса надвигов, но в силу слабой устойчивости, на большей части территории размыты и перекрыты осадками антропогена. В современных условиях сарматские отложения образуют изолированные возвышенности Тарки-Тау, Анжи-арка, Турали и ряд других. К северу от пояса надвигов можно выделить синклинальный прогиб, замещающийся севернее зоной воздымания слоев погруженной антиклинали. Эта зона представлена выходами коренных пород (песчаников неогена), которые пробиваются сквозь чехол четвертичных отложений. Выходы песчаников образуют полосу холмов (1, рис. 1) высотой до 58 метров к северу от Нараттюбинского хребта (в районе сел. Алмало-Учкент). Фактически эти холмы являются крайними северо-восточными формами рельефа Кавказа. Севернее находится область развития морских, эрозионно-аккумулятивных, эоловых и суффозионных форм рельефа.

Основными экзогенными процессами, сформировавшими рельеф являются: изменения уровня моря и процессы обусловленные деятельностью рек Терек, Аксай, Ямансу, Ярыксу, Акташ, Сулак, Шура-озень, находящихся в сложной взаимосвязи.

Изменения уровня моря сформировали на юге региона специфический рельеф (абразионные клифы, береговые валы, террасовые площадки), для остальной части низменности следы изменений уровня моря выражены менее ярко и тесно сопряжены с формами рельефа созданными реками и ветром (Идрисов, 2011, а).

Для территории наиболее древними являются следы воздействия моря хазарского времени (300-100 тыс.л.н.). Характерно, что в это время было несколько крупных подъемов и

опусканий уровня моря (Рычагов, Янина, 2010). Следы этих изменений представлены морскими террасами (2, рис. 1) вдоль северного склона Нараттюбинского хребта, а также между хребтом и плато Тарки-Тау (на склонах плато морские террасы отсутствуют и они покрыты оползневыми формами). Выделяются террасовые уровни с высотой тылового шва +170, +150, +130, +100, +80м. Мы предполагаем наличие еще одного уровня высотой +60м. Поверхности террас расчленены эрозионными врезами на глубину 10-20м, тектонически дислоцированы. Террасы сложены преимущественно крупнообломочным материалом с подчиненным значением песков и глин (вскрываются в долине реки Шураозень), мощностью десятки метров.

Современные высотные уровни этих террас – результат неотектонического подъема территории (Нараттюбинского пояса надвигов). В частности терраса высотой +80м, образовалась при уровне позднехазарского моря –20м, соответственно за время после ее формирования (около 100 тыс. лет), терраса вместе с окружающей территорией была поднята на 100м.

Для поздних стадий хазарского этапа характерна специфическая фауна моллюсков (Янина, 2005), что связано с развитием его в микулинское межледниковье (поздний плейстоцен). Это время было теплее современного межледниковья (голоцена) на 2-3 градуса. В частности на соседней Ставропольской возвышенности по данным изучения лёссовидных пород произрастали широколиственные леса западно-европейского типа (Болиховская, 1995). Отложения хазарского возраста в теплое и влажное микулинское межледниковье с поверхности были сцементированы и образовали плотные конгломераты (3, рис. 1). Поверхность конгломератов неровная и изменена неотектоническими движениями. На отдельных участках конгломераты просвечивают через перекрывающие породы и формируют современный микрорельеф низменности.

После хазарского этапа наступила длительная ательская регрессия (от 100 до 20 тыс.л.н.). В это время уровень Каспийского моря достигал -130 – 150м. Реки (Терек и Сулак) интенсивно врезались и формировали глубокие долины. На низменности господствовали аридные условия. Схожие условия были распространены практически по всей северной части Евразии. Происходило развевание отложений и накопление пыли, которая к современности стала лёссовидными породами. Эти отложения покрывают поверхности древних форм рельефа. Нами было установлено, что хазарские террасы покрыты слоем лёссовидных отложений мощностью до 2 метров (Идрисов, 2006). На возвышенных участках эти отложения были смыты. В пределах Хасавюртовской наклонной равнины на крайнем

юго-западе (рис. 2) имеется крупный массив лессовидных отложений мощностью в десятки метров (Идрисов, 2011, б).

Ательское время после 20 тыс.л.н. сменилось масштабной и чрезвычайно быстро развившейся хвалынской трансгрессией. Хвалынский этап отличался развитием многочисленных подъемов и спадов (стадий) уровня моря: +50, +35, +22, +14, +10, +6, 0, -5, -10, -12, -16м. Эти террасы плоские, расчленены слабо, глубина врезов 1-3м, имеют бессточные участки и резко отличаются от более древних террас хазарского возраста.

Различные стадии имели разную длительность существования, в зависимости от которой формировались преимущественно аккумулятивные или абразионные формы рельефа. Для стадий с преобладанием абразионных береговых форм рельефа нами принято незначительное время существования – десятки лет. Для береговых линий стадий с хорошо развитыми аккумулятивными формами рельефа (береговыми валами протяженностью до 10 км, шириной до 500 и высотой в 5-10 метров) нами предложено время существования в сотни лет.

Показательна концентрация крупных береговых аккумулятивных форм рельефа разных стадий между пос. Шамхал и сел. Новый Чиркей (5, рис. 1). Эти береговые формы сложены преимущественно песками из битой ракушки. Характерно, что современные водотоки (ручьи Ачису и Алтав) протекают в долинах между двумя береговыми палеовалами стадий +6 и –5 м по широкому понижению рельефа на расстоянии свыше 12 км и огибают, но не прорезают валы. Подобные особенности свидетельствуют о стабильном режиме накопления и переноса осадков течениями в Каспийском море в эти стадии разделенные несколькими тысячами лет.

После хвалынского этапа развилась мангышлакская регрессия в период от 9 до 7 тыс. л.н. В это время уровень Каспийского моря был на отметках -70-90 м (Маев, 2010). В это время по нашим данным сформировалась нижняя часть долины р. Шураозень и глубоко врезанная (на 50-70 метров ниже современной) долина р. Терек - Палеотерек (Рис.2). Для низовий р. Сулак глубоко врезанная долина отсутствует. Это подтверждают данные изменений литологического состава осадочных пород юго-востока района работ, а также формирование крупной аккумулятивной формы рельефа в последующее время. В случае наличия глубоко врезанной долины Палеосулака, аккумулятивная береговая форма (Уч-коса) не могла бы образоваться. В Мангышлакское время река Сулак впадала в Терек, в дальнейшем эрозионный врез Палеосулака (Рис. 2) был заполнен как наносами этой реки, так и наносами впадавшими в нее с запада Палеоаксаем и Палеоакташем. Характерно что в это же время долины этих рек активно врезались в толщи лёссовидных пород Хасавюртовской равнины.

В дальнейшем восточная часть низменности затапливалась новокаспийской трансгрессией (рис. 2), максимальный уровень которой достигал  $-20$  м. Показательно, что во время этой трансгрессии море несколько раз поднималось до сопоставимых отметок и опускалось до уровней в  $-30-40$  м. Мы предполагаем, что лимитирующим фактором таких подъемов уровня моря было формирование стока во впадину Карагие (современный уровень порога стока  $-24$  м). В последний раз сопоставимые уровни (около  $-23$  м) достигались в 18 веке. Уровни около  $-20$  м достигались около 2600 л.н. (Kroonenberg и др., 2010). Восточная часть низменности была сформирована уже в последующее время. Береговая линия этих стадий также протягивалась в общем с севера на юг, но в 25-30 км западнее современного берега (Рис. 2). Относительная стабильность уровня моря в это время привела к образованию ряда крупных аккумулятивных форм рельефа (Туралинской и Уч-косы).

Уч-коса являлась крупнейшей в Евразии косой, которая начиналась от района г. Махачкала и протягивалась в северном направлении на расстоянии до 130 км. Коса практически полностью состоит из обломков раковин моллюсков. Поток наносов в целом был направлен с юга на север, что привело к тому, что в северной части ширина косы достигала 10 км, а в южной части около 2 км. К западу от косы располагался крупный залив, современными остатками которого являются Аграханский залив и озера Южный Аграхан и Мехтеб. Со временем залив заполнился отложениями впадавших в него рек. После заполнения и выдвигения фронтальной части русел и дельт к Уч-косе происходил прорыв и образование пионерских дельт восточнее нее. В современных условиях южная часть Уч-косы уничтожена абразией и сохранилась фрагментарно у северных окраин гор. Махачкалы. Дальше к северу полоса песков существенно расширяется. В районе современной дельты р. Сулак формируется сложная система современных береговых валов, которые протягиваются параллельно Уч-косе к северу на десятки километров.

Севернее р. Сулак в рельефе коса выражена крупным Аграханским полуостровом. Поверхность косы осложнена эоловыми формами рельефа: барханами, буграми, валами высотой до 15 метров.

К северу от косы расположено несколько островов (Чечень, Тюлений, Морская Чапура и др.), являющиеся реликтами форм рельефа формировавшихся в различные стадии новокаспийского и хвалынского времени. Вероятно, в цоколе некоторых островов расположены остатки бэровских бугров. На современном этапе происходит разрушение древних образований и перераспределение наносов течениями северных румбов.

Вторым важнейшим фактором развития рельефа низменности являются речные системы. Северную часть занимает дельта реки Терек, характеризующейся отложением огромной

массы наносов (более 5 млн.т в год). Интенсивное осаждение которых приводит к образованию естественных валов выше уровня окружающих равнин. Для дельты характерны периодические прорывы и полные перестройки существующей сети водотоков (Байдин и др., 1971). За последние 500 лет река сформировала 7 наложенных частных дельт. В качестве магистральных рукавов (вдоль которых происходило формирование частных дельт) выступали: Куру-Терек (16в.), Сулу-Чубутла (17в.), Старый Терек (начало 18в.), Новый Терек (конец 18в.), Бороздинский прорыв (начало 19в.), Таловка (середина 19в.), Каргалинский прорыв (с 1914г.). В 1973 году, была осуществлена прорезь Аграханского полуострова и начала формироваться пионерская дельта к востоку от него. В современных условиях высота береговых валов вдоль русел поддерживается искусственно в целях исключения новых прорывов. Между обвалованными руслами сохраняются плоские участки новокаспийской морской равнины, которые заняты болотами, солончаками, озерами. В среднем течении для р. Терек известно наличие нескольких террас, в низовьях они отсутствуют. Также характерным является наличие древних (отмерших) дельт реки в западной части района работ. Возраст их оценивается как позднеплейстоценовый. К настоящему времени эти дельты переработаны эоловыми формами рельефа и представляют собой массивы песков (Кумские, Бажиганские и др.).

Южная часть низменности занята многочисленными руслами реки Сулак. Для реки характерно интенсивное меандрирование. При прорывах меандрами вдольбереговых отложений происходит образование новых русел, которые петляют (6, рис.1) и постепенно исчезают на новокаспийских террасах. Между такими брошенными руслами р. Сулак и береговыми валами хвалынского этапа на крайнем юге низменности находится система Алтаусских озер (7, рис. 1). Юго-западную часть низменности занимают мощные аккумулятивные отложения этой реки (галечники), которые образуют несколько вложенных разновозрастных конусов выноса.

Крайний юг занимает система реки Шураозень, для которой характерна прямолинейная долина, врезанная на 25-30 метров в хазарские отложения и лежащий непосредственно на новокаспийской террасе конус выноса (8, рис.1). В долине реки развиты террасы высотой +6м, которые прямо коррелируют с поверхностью конуса выноса. Также выявлены террасы высотой +4, +2м. Для долины этой реки можно проследить речную террасу высотой +6-7 метров и увязать ее с морской террасой высотой -20м.

Между реками Терек и Сулак протягивается полоса, связанная с рекой Акташ, отличающейся экстремальными значениями мутности (максимальными для территории страны) (Ресурсы поверхностных вод СССР, 1966). В аллювии рек этого бассейна (Акташ,

Аксай, Ямансу, Ярыксу) господствуют переотложенные лёссовидные породы, занимающие значительные площади в бассейне реки. Лёссовидные породы широко развиты в средней части бассейна этих рек между высотами +100 и +400 м. В зоне прорезания реками зоны развития лёссов типичны плоскодонные долины с отвесными бортами высотой 20-50 м. В бортах долинах вскрываются мощные толщи лёссовидных пород (Идрисов, 2011, б). Большая часть лёссов – ательского (позднеплейстоценового) возраста (мощностью до 40 м) где прослеживаются несколько горизонтов погребенных почв.

Предварительно выделены 3 погребенные почвы. Верхняя – предположительно аналог трубчевской палеопочвы. Ниже нее развиты лёссы окрашенные в светлые тона и интенсивно засоленные, они связаны со временем максимума Валдайского оледенения (20 тыс.л.н.).

Характерно, что самая верхняя погребенная почва перекрыта толщей лёссов мощностью 4-5 м, выше которых залегает насыщенная галькой толща мощностью около 1 м. Также наблюдаются эрозионные врезы, которые прорезают верхнюю палеопочву, то есть врезы моложе нее.

Подобное строение позволяет сделать вывод, что во время накопления лёссов глубоких долин бассейна р. Акташ не существовало. Глубина их вреза не превышала 4-5 м. Такая ситуация продолжалась вплоть до голоцена. Значительное увлажнение климата в это время привело к лавинообразной активизации эрозионных процессов и глубокому прорезанию (на 30-70 метров) реками толщи лёссов на данном участке. Выносимые реками огромные количества наносов отлагались в нижних частях долин рек и привели к тому, что русло реки Сулак было отклонено в восточном направлении.

В зоне прорыва долиной р. Шураозень Нараттюбинского хребта располагается крупный массив – Сарыкум (9, рис.1), со сложным и многоэтапным генезисом. Собственно накопление основной части субстрата массива происходило десятки тысяч лет назад. В наибольшей степени условия накопления толщи соответствуют сухой дельте, типичной фациальной обстановки для зоны контакта хребтов и пустынных равнин. В дальнейшем массив стабилизировался и покрылся почвами со значительной мощностью гумусовых горизонтов (для одной из таких почв имеется радиуглеродная датировка 3500 л.н., абсолютная дата 4100 л.н.). В позднем голоцене развилась интенсивная дефляция почв и на Западном Сарыкуме сформировались поперечные дюны высотой до 100 метров (Идрисов, 2010). Схожие процессы катастрофической активизации дефляции на юге Европейской России широко известны (Борисов, Мимоход, Демкин, 2011).

Участки развития песчаных отложений характеризуются развитием многочисленных форм эолового рельефа. В междуречье Терека и Кума (на песках древних дельт)

сформировалось несколько крупных участков с широким развитием барханов, кучугуров (бугристых песков – дюн Небха) (Idrisov, Cherkashin, 2011). Широко развиты эоловые формы рельефа на Уч-косе и ее производных, а также на островах Чечень и Тюлений и на древних береговых валах на юге исследованной территории. Наиболее ярко эоловые формы рельефа (поперечные дюны и бугристые пески) представлены на массиве Сарыкум. Эоловые формы препарируют первичный рельеф, созданный морскими и аккумулятивными процессами и характеризуются молодостью (средний и поздний голоцен).

### **Заключение**

Рельеф юго-запада Прикаспийской низменности подвергался значительным изменениям в позднем плейстоцене – голоцене. Основной причиной этих изменений были резкие изменения уровня Каспийского моря с амплитудой изменений более чем 100 метров. Для отдельных природных процессов (флювиальных, эоловых) определяющее значение имели изменения климата региона и его показателей (температур и режима увлажненности). Сложное соотношение во времени изменений климата региона и уровня Каспийского моря приводило к тому, что в разные этапы происходила активизация различных экзогенных процессов. Благодаря этому разные участки низменности формировались под влиянием различных природных агентов и характеризуются разнообразием форм микро- и мезорельефа и почвенно-растительного покрова.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

- Байдин С.С., Скриптунов Н.А., Штейнман Б.С., Ган Г.Н. 1971. Гидрология устьевых областей рек Терек и Сулак. М.: Гидрометеиздат. 198 с.
- Болиховская Н.С. 1995. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ.
- Борисов А.В., Мимоход Р.А., Демкин В.А. 2011. Палеопочвы и природные условия южнорусских степей в посткатакомбное время. Краткие сообщения института археологии РАН. Вып.225. М., С. 144-154.
- Идрисов И.А. 2006. Ландшафтно-геохимические особенности Приморской зоны Дагестана. Дисс.канд.геогр.наук. М. 164с.
- Идрисов И.А. 2011. К истории формирования и развития песчаного массива Сарыкум. Тр. государственного природного заповедника «Дагестанский». Махачкала, 2010. С. 19-27.
- Идрисов И.А. Особенности формирования рельефа Северного Дагестана. Известия ДГПУ. Естественные и точные науки. №2. С.102-107.
- Идрисов И.А. 2011 б. Новые данные о распространении лёссовидных пород на Восточном Кавказе. VII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Квартер во

всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Апатиты. С.233-236.

Милановский Е.Е. 1966. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балаханский и акчагыльский века) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Вып.3. С.17-29.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 9. Закавказье и Дагестан. Выпуск 3. Дагестан. Л.: Гидрометеиздат, 300с.

Рычагов Г.И., Янина Т.А. 2010. Хазарские террасы Дагестана. Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. Труды (коллектив авторов). М.: Географический факультет МГУ. С.455-457.

Сабанаев К.А., Черкашин В.И. 2008 Геологическое строение и нефтегазоносность осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря. Махачкала. 208с.

Хаин В.Е., Попков В.И. 2009. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы (Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1 : 2500000). Краснодар. 214с.

Янина Т.А. 2005. Дидакны Понто-Каспия. Москва-Смоленск: Маджента. 300 с.

Idrisov I.A., Cherkashin V.I. 2011. Origin of the Sarykum Sand Massif. 28th IAS Meeting of sedimentology. Zaragoza. P.133.

Kroonenberg S.B. et al. 2010. Pleistocene Connection and Holocene Separation of the Caspian and Black Seas: Data from the Modern Kura Delta, Azerbaijan. AAPG European Region Annual Conference. Kiev. 36 p.

### Подписи к рисункам

Рис. 1. Геоморфологическая карта юга Прикаспийской низменности.

Рис. 2. Картограмма Северного Дагестана

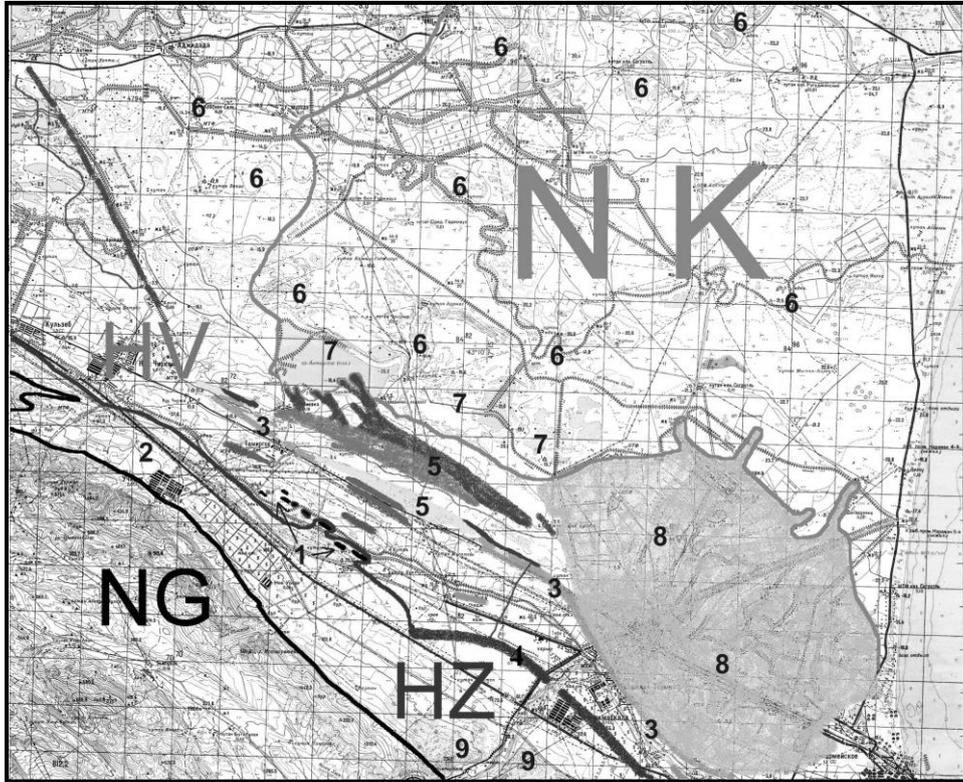


Рис. 1. Геоморфологическая карта юга Прикаспийской низменности

- |  |   |
|--|---|
| 1 – останцовые холмы, песчаники неогена                              | 6 – прирусловые валы брошенных русел р. Сулак |
| 2 – хазарские морские террасы  | 7 - озера                                     |
| 3 – хвалынские морские террасы                                       | 8 – новокаспийский конус выноса р. Шура-озень |
| 4 – береговой вал максимальной стадии хвалынского этапа              | 9 – массив Сарыкум                            |
| 5 – аккумулятивные береговые валы различных стадий хвалынского этапа |   |



Рис. 2. Картосхема Северного Дагестана