

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН ДАГЕСТАНА

© 2013 Идрисов И.А.

Институт геологии Дагестанского научного центра РАН

В статье показано, что особенности речных долин формировались в условиях значительной внутренней дифференциации региона, определившей разнообразие процессов в крупные этапы изменений внешних факторов. Приводится описание наиболее значимых этапов изменений различных компонентов природы Восточного Кавказа. В соотношении с крупными этапами развития природы региона рассмотрены общие и значимые особенности формирования и развития речных долин (формы рельефа, особенности аккумулятивных отложений, изменения системы основных речных бассейнов).

The article shows that the characteristics of the river valleys were formed in the face of considerable internal differentiation of the region, determined the variety of processes in the major stages of changes in external factors. The author give the description of the most important stages of changes of various components of the nature of the Eastern Caucasus. In relation to the major stages in the development of the regional environment, the common and important features of the formation and the development of the river valleys (landforms, particularly accumulative deposits, changes in the system of the main river basins).

V stat'e pokazano, chto osobennosti rechnyh dolin formirovalis' v uslovijah znachitel'noj vnutrennej differenciacii regiona, opredelivshej raznoobrazie processov v krupnye jetapy izmenenij vneshnih faktorov. Privoditsja opisanie naibolee znachimyh jetapov izmenenij razlichnyh komponentov prirody Vostochnogo Kavkaza. V sootnoshenii s krupnymi jetapami razvitija prirody regiona rassmotreny obshhie i znachimye osobennosti formirovanija i razvitija rechnyh dolin (formy rel'efa, osobennosti akumuljativnyh otlozhenij, izmenenija sistemy osnovnyh rechnyh bassejnov).

Ключевые слова: геоморфология, палеогеография, плейстоцен, террасы, речные долины, Кавказ, Каспийское море.

Keywords: geomorphology, paleogeography, pleistocene terraces, river valleys, Caucasus, Caspian Sea.

Ključevye slova: geomorfologija, paleogeografija, plejstocen, terrasy, rechnye doliny, Kavkaz, Kaspijskoe more.

Формирование рельефа Восточного Кавказа происходит под влиянием крупных «внешних» факторов: изменений уровня Каспийского моря, климата, неотектонических движений. Эти процессы реализуются в целом независимо друг от друга. На эти внешние воздействия накладываются процессы, связанные с саморазвитием геоморфологических систем.

Ранее 3,5 млн л.н. уровень моря находился на экстремально низких отметках – это время Балаханского кризиса [2]. Море отсутствовало в Северном и Среднем Каспии и существовало к югу от Кавказа, где накапливались многокилометровые осадки «продуктивной толщи». Реки врезались на сотни метров, рельеф был в значительной степени омоложен эрозией. В балаханское время были размыты толщи бронирующих

отложений (известняков) верхней юры и мела. Вдоль восточного края региона располагался глубокий каньон Пра-Волги. В этот каньон с запада впадали каньоны Пра-Терека и Пра-Самура. Практически повсеместно (включая низменные участки) отложения того времени в Дагестане [3] отсутствуют, что свидетельствует о господстве континентальных условий и его интенсивном расчленении. Большая часть горного Дагестана в то время относилась к бассейну Пра-Самура. При этом к юго-западу от региона шло накопление мощных толщ грубообломочных осадков, связанных с выносом вещества из юго-западной части Дагестана. В Балаханское время наблюдалась фаза активизации тектонической деятельности (предакчагыльская – кобристанская), максимальная за плиоцен-плейстоцен [13].

После 3,5 млн л.н. на море развились масштабная Акчагыльская [2, 3], а затем и Апшеронская трансгрессии. В это время уровень поднялся на 1000 м и более чем на 200 м превысил современный. Накапливались мощные толщ терригенных пород. На поверхности ими сложены возвышенности в Юго-Восточном Дагестане, а также они вскрываются в долинах рек на Хасавюртовской наклонной равнине и слагают Терско-Каспийский прогиб, где достигают мощности в сотни метров. Отдельные останцы этих отложений протягиваются вдоль всего предгорного Дагестана. Возможно, что своды некоторых антиклиналей Восточной части Дагестана в то время не затапливались морем. Береговая линия имела сложную конфигурацию. По глубоким и узким ингрессионным заливам, вдоль речных долин эти породы заходят далеко в современный Внутригорный Дагестан. Следует отметить, что в условиях постоянных изменений уровня моря в акчагыл-апшеронское время, типично многократное переслаивание морских и континентальных отложений.

В целом в течение этого обширного времени (3,5-0,8 млн л.н.) тектонический режим был спокойным и вырабатывался уплощенный рельеф. В настоящее время он представлен останцами высотой 750-900м опоясывающими Внутригорный Дагестан. Наибольшего развития они достигают в

бассейнах р. Уллучай и Рубас, в основном вдоль водораздела. Южнее интенсивность последующего подъема возрастает и породы этого возраста подняты на высоту до 2500м, в частности на Келегском [4] и Судурском плато. Характер речной сети того времени существенно отличался от современного [12]. Глубокие V-образные долины на большей части территории Дагестана отсутствовали и реки протекали, огибая толщ устойчивых пород, вскрытых эрозией в балаханское время.

После апшеронской трансгрессии на Каспийском море развилась глубокая регрессия – Тюркянский этап. Активизировались неотектонические процессы и оформилась Предбакинская – Восточно-Кавказская тектоническая фаза [13], активные тектонические процессы продолжались в течение всего неоплейстоцена. В горах Кавказа развилось крупное оледенение. Резко усилились эрозионные процессы. Взаимосвязи между этими процессами пока установить сложно. Важнейшей реконструируемой артерией того времени был водоток, впадавший в Кусарский залив с северо-запада (Пра-Самур), его следы фиксируются по мощным толщам грубообломочного материала (Кусарская свита).

В дальнейшем уровень моря сильно колебался. Выделяют следующие этапы: Бакинский, Хазарский, Хвалынский и Новокаспийский [15, 18]. Ранее предполагалось, что каждый из этапов в какой-то мере сопоставим, с оледенением или межледниковьем. Однако в современных условиях можно отказаться от этой упрощенной схемы [12, 13]. Бакинский этап соответствует Покровскому, Девицкому, Донскому, Окскому оледенениям и Петропавловскому, Гремячскому, Семуликскому, Мучкапскому межледниковьям. Ранний Хазар соответствует Калужскому, Жиздринскому, Днепровскому, Московскому оледенениям и Лихвинскому, Чекалинскому, Роменскому (Черепетьскому) межледниковьям. Поздний хазар – Микулинскому межледниковью. Хвалынский этап соответствует концу Валдайского ледниковья – переходу к Голоцену.

Отложения бакинского этапа к настоящему времени неотектонически приподняты на высоту до 300 м юг хр. Сер-Дагар [18], а южнее р. Рубас до 400 м [4]. Сопоставимый размер имеет и глубина эрозии. В западном направлении (вдоль края и в пределах Внутригорного Дагестана), величину подъема и вреза долин можно оценить в 300-400 м. Соответственно формы рельефа, превышающие тальвеги основных долин региона меньше этого, не старше бакинского возраста. В Бакинском этапе в прибрежно-морских условиях сформировалась обширная платообразная территория в районе Губден – Избербаш – Каякент, с абсолютными высотами 200-300 м. Однако ее соотношение с речными террасами не выявлено.

Развитие речных долин в раннем хазаре было во многом схожим с бакинским временем. При этом высота неотектонического подъема была меньше, поверхности морских террас раннего хазара залегают максимум на высотах 180 м. Соответственно, формы рельефа высотой не более 200-300 м выше тальвегов главных долин, формировались в это время. В конце раннего хазара развилось крупное горное оледенение, сформировавшее галечниковый конус выноса реки Самур, развитый вплоть до долины р. Рубас (в 15 км от поздненеоплейстоценового конуса выноса) [8, 9]. Вдоль восточного края возв. Паласа-сырт конус выноса дислоцирован и в него врезана терраса позднего хазара высотой +80 м [5]. Эти галечники вскрываются под толщей лёссовых пород мощностью до 30 м. Для погребенной на глубине более 10 м почвы, получена дата 31.230 радиоуглеродных лет (ИГАН 4185) или 35 тыс.л.н. [7], что соответствует датировкам Брянской палеопочвы. Соответственно галечники, лежащие под лёссами древнее, чем галечники времени деградации последнего оледенения (порядка 17 тыс.л.), то есть соотносятся с предшествующим оледенением среднего неоплейстоцена. Таким образом, влияние неотектонических особенностей различных участков может быть определяющим в положении конкретных форм рельефа и отложений данных этапов и только высотное положение не может дать

информации о возрасте тех или иных форм рельефа.

Более определенные данные о развитии речных долин Дагестана можно получить для позднего хазара (130-90 тыс.л.н.), здесь можно сопоставить морскую террасу позднего хазара (абс. высотой +80 м) [9] и речную террасу высотой 50-100 м, широко развитой во Внутригорном (Известняковом) Дагестане. В это время температура и осадки превышали современные, речной сток также превышал современный, уровень моря был на отметках порядка 0 м. Речные террасы этого времени наиболее широко развиты в долинах р. Казикумухское Койсу и р. Каракойсу, где они имеют ширину до 3 км.

В дальнейшем (между 90 и 13 тыс.л.н.) было похолодание позднего неоплейстоцена. На суше накапливались мощные толщи лёссов ательского времени, на море была глубокая (до -130 м) регрессия. Речные долины глубоко врезались. Однако климатические условия в это время не были стабильными. В частности накопление лёссов прерывалось формированием Брянской палеопочвы. Соответственно уровень моря также колебался, а в долинах могли формироваться речные террасы. Возможно, следами таких изменений являются морские береговые линии (абразионные клифы) высотой +60 и +58 м, развитые вдоль восточного края возв. Паласа-сырт [5] и на других участках, которые принимались ранее [15] за следы неотектонического подъема берегов Хвалынского моря.

В последующем на море развилась Хвалынская трансгрессия, уровень моря поднялся до отметки +50 м, была затоплена площадь более чем в 1 млн км² [10]. Рост уровня был чрезвычайно быстрым и остановился лишь, когда воды Каспия прорвались на запад через перемычки в Кумо-Манычской впадине.

Уровень моря Хвалынского этапа постоянно колебался и сформировал более 10 морских террас [11, 15, 17, 19], с разнообразными формами рельефа [8, 9]. Было высказано мнение [10, 14], что и в речных долинах Дагестана можно ожидать сопоставимое число террас хвалынского возраста. Однако по итогам детальным геоморфологических исследований региона

более 50 лет назад [18] предполагалось наличие 1 или 2 террас хвалынского возраста в речных долинах.

В ходе наших исследований [8, 9] было установлено, что на равнинных участках, в зонах прорезывания морских террас хазарского и хвалынского возраста (высотой +50 и +35 м) развита одна хорошо выраженная речная терраса, которую можно соотнести с хвалынским (позднихвалынским – бёллинг-аллеред) этапом, высотой порядка 9-15 м над современной поймой. Терраса сложена толщей (вскрытой мощностью более 20 м) галечников. По предварительным данным толща состоит из двух наложенных друг на друга пачек. Практически однотипные разрезы таких отложений на этой террасе вскрыты в долинах р. Сулак, Манас-Озень, Гюльгерычай, Самур. Для рек Сулак и Самур эти террасы при выходе на равнину резко расширяются, образуя конусы выноса.

В высокогорьях, например в верховьях р. Чирахчай эта терраса является верхней из развитых в долине террас, имеет высоту порядка 15-20 м. В бассейне р. Сулак эта терраса хорошо сохранилась и также имеет высоту 15-20 м. Терраса прослеживается вдоль долины р. Аварское Койсу, через Внутригорный Дагестан и далее через Высокогорный Дагестан по долине р. Хзанор до сел. Бежта, а также вдоль русла р. Джурмут до сел. Тлярата.

Выше этой террасы в долине р. Аварское Койсу выявлены редкие фрагменты террасы высотой +35-40 м. Близкую высоту имеют фрагменты террасы вдоль ряда рек бассейна р. Самур. Эту террасу можно соотнести с максимумом хвалынской трансгрессии. Одним из доказательств ее широкого развития является следующая особенность природы региона. Бровка морской террасы позднего хазара с высотой тылового шва +80-85 м практически повсеместно испещрена многочисленными балками, базисом эрозии для которых является терраса максимума хвалынского времени (рис. 1). Суммарное количество таких балок исчисляется сотнями, глубина 10-30 м, ширина несколько десятков метров. Их

формирование происходило в период резкого роста увлажненности Восточного Кавказа, за счет региональных изменений климата, обусловленных Хвалынской трансгрессией и вероятного таяния горных ледников. Когда площадь водоема [11] и вероятное количество осадков возрастало практически на порядок.



Рис. 1. Космоснимок бровки террасы позднего хазара. Юг г. Махачкалы

После хвалынского этапа уровень моря вновь понизился до -90 м [15, 19], развилась Мангышлакская регрессия, фактически повторившая Ательскую регрессию. Реки (Волга, Самур и Терек) вновь глубоко врезались и образовали каньоны, которые прослеживаются глубоко в море. По нашим данным река Сулак такого каньона не образовала, потому что протекала в северном направлении и впадала в то время в реку Терек. Терек в свою очередь протекал по направлению Кизляр-Крайновка и далее на восток, впадал в долину-каньон р. Волга.

Для голоцена в целом типична синхронность изменений климата региона [6], колебаний уровня моря и процессов в речных долинах. В среднем голоцене (7-5 тыс.л.н.) уровень был -20 м [15, 20]. Формировались крупные аккумулятивные формы рельефа (Туралинская коса, Уч-Коса – Аграханский п-ов – Чечень). Около 4,0 тыс.л.н. уровень снизился до -30м и далее поднялся до -20 м вплоть до 2,3 тыс.л.н. Далее уровень быстро снижался с минимумом в Дербентскую регрессивную фазу 1,4 тыс.л.н. примерно -40 м. В дальнейшем уровень поднялся до отметок -23 м около 1800 г.н.э., в дальнейшем наблюдались колебания уровня и его общий спад. Уровень подъема

Каспийского моря в эти три фазы подъема определялся уровнем стока из моря во впадины Карагие и Келькор.

Контрастно развивались речные долины в северной части Дагестана [9]. Здесь к западу от Уч-косы был залив, береговая линия которого проходила на линии Татаюрт-Нов. Чиркей. Западнее р. Сулак, по промытой в Мангышлакскую регрессию глубокой долине, протекала на север (по направлению Кизилюрт-Кизляр), в нее с запада впадала р. Аксай. Эта река отличается экстремальной мутностью, связанной с размывом мощных толщ лёссовых пород. Со временем наносы Аксай отклонили русло р. Сулак на восток. Река начала впадать непосредственно в Аграханский залив и быстро его заполнила грубообломочными наносами. Далее рекой было несколько раз прорвана Уч-коса и она стала впадать непосредственно в море. К настоящему времени р. Сулак интенсивно меандрирует. На начальных этапах заполнения залива формировались блуждающие русла, которые располагались выше уровня новокаспийских морских равнин [8, 9]. В настоящее время участки отшнурованные этими древними береговыми валами заняты озерами, болотами и солончаками.

Для лежащей севернее дельты р. Терек в течение практически всего новокаспийского этапа основным процессом была аккумуляция наносов в Аграханском заливе и прогрессивное сокращение последнего в размерах. В 1970-е гг. Терек его окончательно замкнул и вслед за Сулаком также прорезал (с помощью человека) Уч-косу и стал непосредственно впадать в море.

Река Самур в голоцене сформировала обширный наклоненный в сторону моря минимально расчлененный (менее 5 м) конус выноса. Характерны быстрые перестройки магистральных русел. В частности в 20-21 вв. сменились русла Старый Самур, Большой Самур, Малый Самур. В начале XIX в. Самур промыл себе новое, пока безымянное русло, в 1 км к северо-западу от русла Малый Самур.

В изученных долинах практически повсеместно развита терраса новокаспийского этапа (голоценового) высотой над поймой рек порядка 6-9м. Эта

терраса практически плоская, покрыта пойменным аллювием и резко отличается от более древних террас. На отдельных участках также можно выделить террасу высотой порядка 3-5 м. Эти террасы формировались в периоды трансгрессивных фаз новокаспийской трансгрессии между 7 и 2,3 тыс.л.н. [20].

В Дербентскую регрессивную фазу реки глубоко врезались в свои долины (для низовой р. Манас-озень врез достигал 10-12 м). Следует отметить, что в позднем голоцене широкое развитие получили своеобразные перестройки русел рек. В это время реки, блуждая по широкой пойме среднеголоценового времени, формировали эрозионные врезы в стороне от раннеголоценовых (мангышлакских) врез [16]. В последние 1200 лет происходит быстрое заполнение этих врез грубообломочным аллювием (преимущественно галечником). Подавляющее большинство рек региона сформировали в это время поймы, характеризующие прогрессивным повышением уровня.

Также следует отметить широкое развитие в Восточном Кавказе речных перехватов и бифуркаций русел. Подобные явления распространены от Высокогорного до Предгорного Дагестана. Например, широко известен перехват р. Камышчай русла р. Рубас. По нашим данным [5] перехват произошел между Хвалыньским и Новокаспийским этапами.

Сложность выделения речных террас в горной части связана с широким развитием в регионе запрудных озер с высотой озерных террас в десятки и сотни метров. Также обращает на себя внимание чрезвычайное разнообразие и многочисленность конусов выноса, которые могут быть приняты за поверхности речных террас. При этом установлено, что высота поверхности конуса выноса может меняться в интервале десятки метров. Все это существенно затрудняет выделение собственно речных террас в регионе и их исследование.

Выводы. Речные долины Дагестана характеризуются сложной историей формирования и развития. Для них типично чередование периодов преимущественной аккумуляции и

быстрого эрозионного вреза. В долинах высокогорий предполагается наличие голоценовых и поздненеоплейстоценовых форм рельефа. Для Внутригорного Дагестана предполагается возможность сохранения средне-неоплейстоценовых (хазарского возраста) форм рельефа. Для Предгорного (Низкогорного) Дагестана сохранились формы рельефа вплоть до раннего неоплейстоцена-эоплейстоцена. При этом во Внутригорном, Предгорном и

Низменном Дагестане представлен непрерывный спектр отложений всего плейстоцена. Большое значение на формирование и развитие рельефа региона оказали неотектонические движения. В речных долинах развиты пойма и 1-2 террасы голоцена, 1-2 террасы конца позднего неоплейстоцена (хвалынь) и 1 терраса начала позднего неоплейстоцена (поздний хазар).

Примечания

1. Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М., 1995. 270 с.
2. Геология Азербайджана. Ч. 2. Мезозой и кайнозой. Баку, 1997. 636 с.
3. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. 1. Геологическое описание. М. : Недра, 1968. 760 с.
4. Голубятников В.Д. Геологическое строение области третичных отложений южного Дагестана между реками Рубас-чай и Самур // Труды ВГО СССР. Вып. 278. М., 1933. 41 с.
5. Идрисов И.А. Влияние изменений природной среды на динамику социального освоения западного Прикаспия в I тыс.н.э. // Вестник Института истории, археологии и этнографии. 2012. № 2. С. 62-66.
6. Идрисов И.А. Изменения климата Дагестана во второй половине голоцена // Вестник Института истории, археологии и этнографии. 2010. № 22. С. 74-80.
7. Идрисов И.А. Лёссовидные породы Дагестана // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Махачкала, 2011. Вып. 55. С. 20-23.
8. Идрисов И.А. Особенности формирования рельефа Северного Дагестана // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. 2011. № 2. С. 102-107.
9. Идрисов И.А. О структуре рельефа юго-запада Прикаспийской низменности // Аридные экосистемы. 2013. Т. 19. № 1(54). С. 36-43.
10. Кожевников А.В. Антропоген орогенных областей Центральной Евразии. М. : Изд-во МГУ, 1989. 234 с.
11. Лаврентьев Н.В., Чепалыга А.Л. Опыт применения ГИС-технологий для реконструкции береговых линий Хвалынского бассейна (на примере Прикаспийской низменности) // Геоморфология. 2008. № 3. С. 66-73.
12. Лилиенберг Д.А. Рельеф южного склона восточной половины Большого Кавказа. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 243 с.
13. Магомедов Р.А. Геодинамический режим области Дагестанского клина в Альпийском цикле развития Восточного Кавказа // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2010. № 56. С. 66-80.
14. Никитин М.Ю. Речные террасы и новейшая тектоника горного Дагестана (бассейн р. Сулак) // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. Геологический. М., 1979. Т. 54. Вып. 5. С. 88-104.
15. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М. : Изд-во МГУ, 1997. 268 с.
16. Тулышева Е.В., Хлопкова М.В. О некоторых особенностях развития речных долин орогенной и равнинной (Прикаспийская низменность) частей региона Восточного Кавказа // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2012. №58. С. 51-53.
17. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды ГИН РАН. М., 1957. Вып. 10. 298 с.
18. Фотеева Н.И. Рельеф Восточного Дагестана: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. М., 1954. 458 с.
19. Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа: Автореф. дисс. ... д-ра геогр. наук. М., 2009. 42 с.
20. Robert M. Hoogendoorn, Jelle F. Boels, Salomon B. Kroonenberg, Mike D. Simmons, Elmira Aliyeva, Aliya D. Babazadeh, Dadash Huseynov Development of the Kura delta, Azerbaijan; a record of Holocene Caspian sea-level changes // Marine Geology. 2005. V. 222–223. P. 359–380.

Notes

1. Bolihovskaya N.S. Evolution of the loess-soil formations in Northern Eurasia. Moscow, 1995. 270 p.
2. Geology of Azerbaijan. Part 2. Mesozoic and Cenozoic. Baku, 1997. 636 p.
3. Geology of the USSR. Vol.IX. North Caucasus. P.1. Geological description. M. : Nedra, 1968. 760 p.
4. Golubyatnikov V.D. Geological structure of the area of Tertiary sediments between the rivers of southern Dagestan Rubas and Samur. Pr. UGS USSR. Moscow, 1933. # 278. 41 p.
5. Idrisov I.A. Influence of environmental changes on the dynamics of social development in the western Caspian I millenium AD // Bulletin of the Institute of History, Archeology and Ethnography of DSC of RAS. 2012. # 2. P. 62-66.
6. Idrisov I.A. Climate change Dagestan in the second half of the Holocene // Bulletin of the Institute of History, Archeology and Ethnography of DSC of RAS. 2010. # 22. P. 74-80.
7. Idrisov I.A. Loess deposits of Dagestan // Proceedings of the Institute of Geology of the Dagestan Scientific Center, Russian Academy of Sciences. Makhachkala. 2011. №55. P. 20-23.
8. Idrisov I.A. Features patterning Northern Dagestan // Proceedings

of Dagestan State Pedagogical University. Natural and exact sciences. 2011. # 2. P. 102-107. **9.** Idrisov I.A. The structure of the terrain southwest Caspian lowlands. Arid ecosystems. 2013. Vol.19. # 1(54). P. 36-43. **10.** Kozhevnikov A.V. Anthropogenic orogenic regions of Central Eurasia. Moscow: Moscow State University Press, 1989. 234 p. **11.** Lavrentiev N.V., Chepalyga A.L. Experience in the application of GIS technology to reconstruct coastlines Hvalyn pool (on the example of the Caspian depression) // Geomorphology. 2008. # 3. P. 66-73. **12.** Lilienberg D.A. The relief of the southern slope of the eastern half of the Greater Caucasus. Moscow: Academy of Sciences of the USSR. 1962. 243 p. **13.** Magomedov R.A. Geodynamic mode of the Dagestan region of the wedge in the Alpine cycle of development of the Eastern Caucasus // Proceedings of the Institute of Geology of the Dagestan Scientific Center, Russian Academy of Sciences. 2010. № 56. P. 66-80. **14.** Nikitin M.J. River terraces and mountain Dagestan recent tectonics (basin r.Sulak) // Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Dep. Geological. M., 1979. T. 54. Issue 5. P. 88-104. **15.** Rychagov G.I. Pleistocene history of the Caspian Sea. Moscow: Moscow State University Press, 1997. 268 p. **16.** Tulysheva E.V., Khlopkova M.V. On some peculiarities of the development of river valleys and plains orogenic (Caspian Lowland) parts of the Eastern Caucasus // Proceedings of the Institute of Geology of the Dagestan Scientific Center, Russian Academy of Sciences. 2012. №58. P. 51-53. **17.** Fedorov P.V. Stratigraphy of Quaternary sediments and evolution of the Caspian Sea. Pr. GIN RAS. M., 1957. Issue 10. 298 p. **18.** Foteeva N.I. Relief Eastern Dagestan. Diss.kand.geogr.nauk. M., 1954. 458 p. **19.** Yanina TA Paleogeography of the Ponto-Caspian basin in the Pleistocene on the results malakofaunisticheskogo analysis. Avtoref.diss.d-ra.geogr.nauk. Moscow, 2009. 42 p. **20.** Robert M. Hoogendoorn, Jelle F. Boels, Salomon B. Kroonenberg, Mike D. Simmons, Elmira Aliyeva, Aliya D. Babazadeh, Dadash Huseynov Development of the Kura delta, Azerbaijan; a record of Holocene Caspian sea-level changes // Marine Geology. 2005. V.222-223. P. 359-380.

Primechanija

1. Bolihovskaja N.S. Jevoljucija ljossovo-pochvennoj formaciji Severnoj Evrazii. M., 1995. 270 s. **2.** Geologija Azerbajdzhana. Ch. 2. Mezozoj i kajnozoi. Baku, 1997. 636 s. **3.** Geologija SSSR. T. IX. Severnyj Kavkaz. Ch. 1. Geologicheskoe opisanie. M. : Nedra, 1968. 760 s. **4.** Golubjatnikov V.D. Geologicheskoe stroenie oblasti tretichnyh otlozhenij juzhnogo Dagestana mezhdru rekami Rubas-chaj i Samur // Trudy VGO SSSR. Vyp. 278. M., 1933. 41 s. **5.** Idrisov I.A. Vlijanie izmenenij prirodnoj sredy na dinamiku social'nogo osvoenija zapadnogo Prikaspija v I tys.n.je. // Vestnik Instituta istorii, arheologii i jetnografii. 2012. № 2. S. 62-66. **6.** Idrisov I.A. Izmenenija klimata Dagestana vo vtoroj polovine golocena // Vestnik Instituta istorii, arheologii i jetnografii. 2010. № 22. S. 74-80. **7.** Idrisov I.A. Ljossovidnye porodny Dagestana // Trudy Instituta geologii Dagestanskogo nauchnogo centra RAN. Mahachkala, 2011. Vyp. 55. S. 20-23. **8.** Idrisov I.A. Osobennosti formirovanija rel'efa Severnogo Dagestana // Izvestija Dagestanskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta. Estestvennye i tochnye nauki. 2011. № 2. S. 102-107. **9.** Idrisov I.A. O strukture rel'efa jugo-zapada Prikaspijskoj niz-mennosti // Aridnye jekosistemy. 2013. T. 19. № 1(54). S. 36-43. **10.** Kozhevnikov A.V. Antropogen orogennyh oblastej Central'noj Evrazii. M. : Izd-vo MGU, 1989. 234 s. **11.** Lavrent'ev N.V., Chepalyga A.L. Opyt primenenija GIS-tehnologij dlja rekonstrukcii beregovyh linij Hvalynskogo bassejna (na primere Prikaspijskoj nizmennosti) // Geomorfologija. 2008. № 3. S. 66-73. **12.** Lilienberg D.A. Rel'ef juzhnogo sklona vostochnoj poloviny Bol'shogo Kavkaza. M.: Izd-vo AN SSSR. 1962. 243 s. **13.** Magomedov R.A. Geodinamicheskij rezhim oblasti Dagestanskogo klina v Al'pijskom cikle razvitija Vostochnogo Kavkaza // Trudy Instituta geologii Dagestanskogo nauchnogo centra RAN. 2010. № 56. S. 66-80. **14.** Nikitin M.Ju. Rechnye terrasy i novejsaja tektonika gornogo Dagestana (bassejn r. Sulak) // Bjujleten' Moskovskogo obshhestva ispytatelej prirody. Otd. Geologicheskij. M., 1979. T. 54. Vyp. 5. S. 88-104. **15.** Rychagov G.I. Plejstocenovaja istorija Kaspijskogo morja. M. : Izd-vo MGU, 1997. 268 s. **16.** Tulysheva E.V., Hlopkova M.V. O nekotoryh osobennostjah razvitija rechnyh dolin orogennoj i ravninnoj (Prikaspijskaja nizmennost') chastej regiona Vostochnogo Kavkaza // Trudy Instituta geologii Dagestanskogo nauchnogo centra RAN. 2012. № 58. S. 51-53. **17.** Fedorov P.V. Stratigrafija chetver-tichnyh otlozhenij i istorija razvitija Kaspijskogo morja // Trudy GIN RAN. M., 1957. Vyp. 10. 298 s. **18.** Foteeva N.I. Rel'ef Vostochnogo Dagestana: Avtorpef. diss. ... kand. geogr. nauk. M., 1954. 458 s. **19.** Janina T.A. Paleogeografija bassejnov Ponto-Kaspija v plejstocene po rezul'tatam malakofaunisticheskogo analiza: Avtoref. diss. ... d-ra geogr. nauk. M., 2009. 42 s. **20.** Robert M. Hoogendoorn, Jelle F. Boels, Salomon B. Kroonenberg, Mike D. Simmons, Elmira Aliyeva, Aliya D. Babazadeh, Dadash Huseynov Development of the Kura delta, Azerbaijan; a record of Holocene Caspian sea-level changes // Marine Geology. 2005. V. 222-223. P. 359-380.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №12-05-31460 мол-а

Статья поступила в редакцию 11.05.2013 г.