словили своеобразие растительности, предопределившее обилие травоядных животных, вслед за которыми двигались хищники и среди них человек. Вулканические породы служили материалом для каменных орудий. В течение калабрия человек распространился дальше на север, достигнув Тамани (Щелинский и др., 2010) и Дагестана (Амирханов, 2007; Чепалыга и др., 2012). Работа поддержана Программой № 6 ОНЗ РАН и грантами РФФИ 11-05-00628-а и 13-06-12016 ОФИ_м.

Я.И. Трихунков, Е.А. Зеленин[1]

Активные складчатые структуры Северо-Западного Кавказа

Северо-Западный Кавказ (далее СЗК) как краевой сегмент складчатого сооружения Большого Кавказа является гетерогенной и гетерохронной структурой, сформировавшейся на периферии области коллизионного взаимодействия Закавказского массива и Скифской плиты. Исходная поверхность этой территории деформировалась в разных её частях в разное время. При этом оценки возраста первичных деформаций варьируют в интервале от позднего эоцена – олигоцена [1, 4, 6] до позднего сармата [2, 11]. История развития напрямую отразилась в кайнозойской складчатой структуре и в рельефе СЗК. Нами выделены 5 морфоструктурных районов, соответствующих крупнейшим разновозрастным тектоническим структурам СЗК и отличающихся особенностями складчатого рельефа [8, 9]. Таманский и Абино-Гунайский районы (северный макросклон горной системы) соответствуют юго-западному краю Скифской плиты, Новороссийско-Лазаревский район (южный макросклон) отвечает в рельефе одноименному синклинорию, Гойтхский район соответствует области периклинального погружения антиклинория Главного Кавказского хребта, а Сочинский район – краевой части Закавказского массива (рис. 1). Детальный морфоструктурный анализ позволил выделить в трёх из перечисленных районов активно развивающиеся складчатые структуры, выраженные в современном рельефе.

[1] ФГБУН Геологический институт Российской академии наук

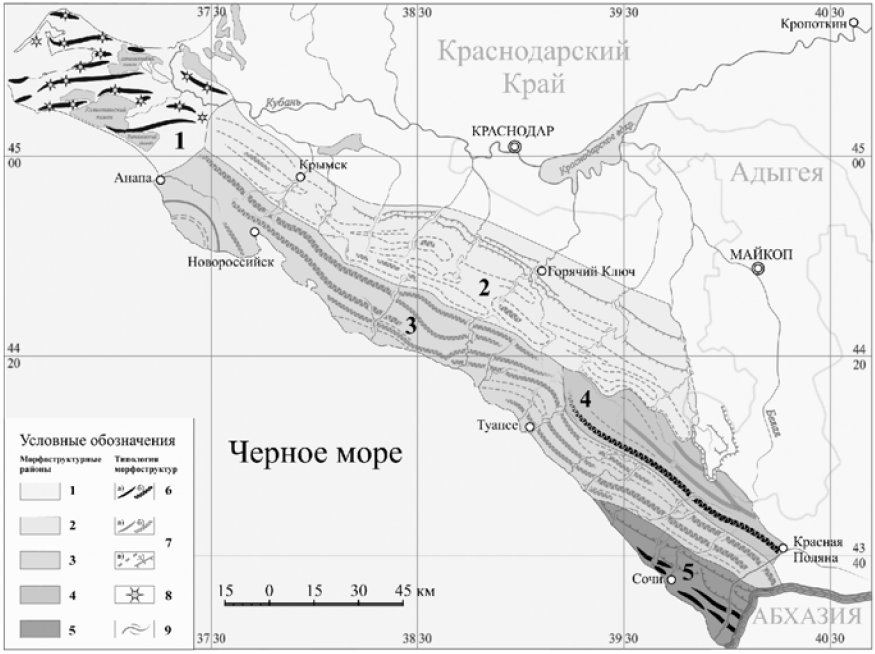

Рис. 1. Карта складчатых морфоструктур Северо-Западного Кавказа. *Морфоструктурные районы:* 1 – Таманский; 2 – Абино-Гунайский; 3 – Новороссийско-Лазаревский; 4 – Гойтхский; 5 – Сочинский. *Типология морфоструктур:* 6 – Активные складчатые морфоструктуры (а – антиклинальные хребты; б – синклинальные хребты); 7 – Прочие морфоструктуры (а – антиклинальные хребты; б – синклинальные хребты; в – моноклинальные хребты; д – куэсты); 8 – грязевые вулканы; 9 – реки и антецедентные участки долин

Активные складчатые структуры Таманского района

В Таманском районе преобладают широкие синклинальные впадины, частично ещё занятые морскими заливами и лиманами, где продолжается осадконакопление (рис. 1). Погруженные на глубину до 45–110 м верхнечаудинские и карангатские прибрежно-морские отложения на бортах впадин Кизилташской, Витязевской, Сенной, Таманской и др. свидетельствуют об активном современном складчатом прогибании последних [7].

Впадины разделяются узкими брахиантиклинальными поднятиями протяженностью 5–20 км, абс. высотами до 200 м, имеющими преиму-

щественно широтную ориентировку. Их образование относят к позднему плиоцену – раннему квартеру (в его современном понимании), а развитие продолжается и сейчас. Так, крылья Центральной, Яновской, Цимбалы, Динской, Фонталовской, Камышеватой антиклиналей выполнены четвертичными морскими осадками, начиная с куяльницких и вплоть до карангатских [1, 7]. На крыльях складок и в соседних впадинах мощность субаэральных плейстоценовых суглинков достигает первых десятков метров, в то время как на сводах она уменьшается до 1–3 м, а также уменьшается и количество погребенных почвенных горизонтов [7]. Лишь отдельные складки западной части Таманского полуострова (гряды Зеленская, Таманская, Каменномысская) имеют плиоценовый возраст, однако также продолжают своё развитие на современном этапе [1]. Размах высотного положения четвертичных отложений Тамани позволяет оценить скорости поднятия антиклинальных возвышенностей и прогибания синклинальных впадин в 0,5 мм/год, а общий размах четвертичных складчатых деформаций в 150–200 м [8].

Данные морфоструктурного анализа и литературы показывают четкую приуроченность грязевых вулканов Тамани к сводовым частям брахиантиклинальных гряд (рис. 1) и позволяют связать развитие грязевого вулканизма с современным развитием складок. Согласно данным В.И. Попкова, брахиантиклинали Тамани формируются в головных частях тектонических чешуй по фронту соскладчатых надвигов. Активность последних сопровождается нагнетанием и флюидизацией пластичных глинистых масс преимущественно майкопской серии в ядрах складок [5]. Такое развитие складок, происходящее параллельно с размывом их кровли, приводит к развитию грязевого вулканизма.

Представленная на Тамани инициальная стадия орогенеза, где параллельно развиваются конседиментационное и конденудационное складкообразование, а также грязевой вулканизм, является важнейшим звеном в цепи эволюционных превращений складчатого рельефа молодых орогенов.

Активные складчатые структуры Сочинского района

Сочинский район соответствует северо-западному окончанию Грузинской глыбы со слабо дислоцированным осадочным чехлом и пологоволнистым рельефом, на фоне которого возвышаются отдельные брахиантиклинальные хребты: Галицынский (485 м), Верхнениколаевский (633 м), Ахун (662 м) и др. Они развиваются в виде правильных сводов вкрест течению местных рек, прорезающих в них узкие антецедентные ущелья. В ядрах складок также зафиксированы надвиги, проявляющиеся в виде водопадных ступеней и заметные на стенах ущелий. Антикли-

нальные хребты контрастно выделяются на фоне синклинальных впадин, где преобладает русловая аккумуляция.

Река Мзымта в нижнем течении пересекает Галицынский антиклинальный хребет, образуя узкий каньон с отвесными бортами. Ниже по течению в соседней Ахштырской синклинальной впадине долина расширяется: появляется пойма, достигающая в створе поселка Ахштырь ширины 500 м. На левом борту долины появляется два яруса надпойменных террас высотой 20–30 и 50–60 м над урезом воды, позднекарангатского и карангатского возраста, соответственно [10] (рис. 2А). Глобальная цифровая модель рельефа ASTER GDEM показывает наличие двух ступеней на южном обращенном к впадине структурном склоне Галицынского хребта (рис. 2Б), которые можно коррелировать с террасами в расширении долины. При этом более низкая ступень (аналог 1 террасы) имеет высоту около 60 м, а более высокая (2 терраса) – около 100 м над руслом Мзымты. На том же склоне под уступом 1-й террасы авторами был обнаружен аллювиальный материал (хорошо окатанная удлиненная галька),

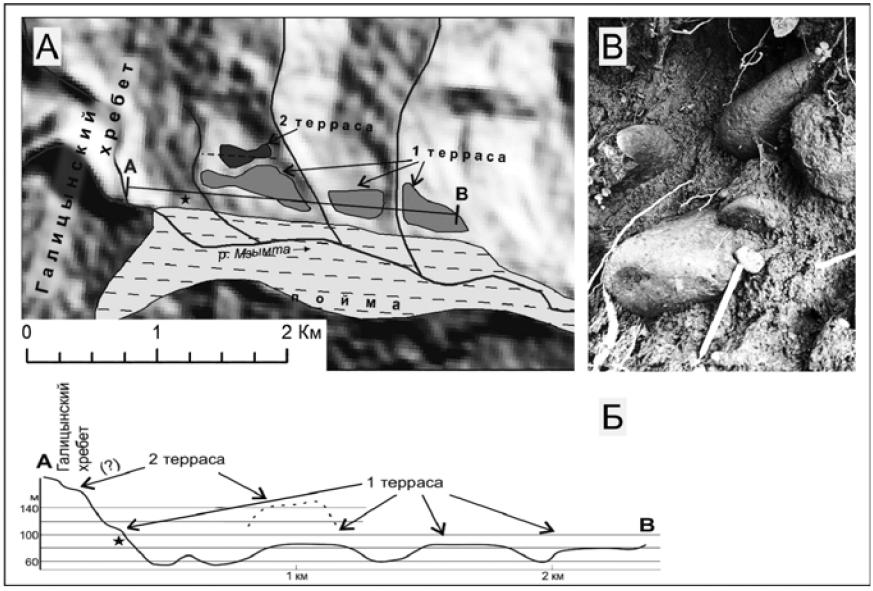

Рис. 2. Строение долины р. Мзымта в районе Ахштырского ущелья по ASTER GDEM. А) Плановая схема; Б) Профиль терассового комплекса по линии А-В, звездочкой показано положение рис. 2В; В) Галька в склоновых отложениях

рассеянный в делювиальном шлейфе, что свидетельствует об эрозионном происхождении описанных ступеней. Видимо, эти фрагменты террас были подняты над уровнем соответствующих террас в долине за счет расположения на склоне активно растущего антиклинального хребта. Исходя из возраста деформированных террас, скорость роста Галицынской антиклинали в позднем плейстоцене-голоцене можно оценить в 0,5 мм/год, а величину складчатых деформаций за этот период – в 40 м.

Деформация террасовых уровней, акцентированная морфология сводовых брахиантиклинальных массивов, прорезающих их антецедентных ущелий и четко выраженных надвиговых водопадных ступеней позволяет также считать описанные складчатые структуры активными на современном этапе. Однако, вероятно, их возраст превосходит возраст таманских складок, о чем говорят высоты хребтов и их превышения над впадинами.

Активные складчатые структуры Гойтхского района

В Гойтхском районе в осевой зоне СЗК низкогорья существовали уже в сармате [3], а к современной эпохе здесь сформировался инверсионный складчатый рельеф. Однако, несмотря на его древность, здесь также описаны примеры активного роста складчатых хребтов [1].

Исследованный нами хр. Ачишхо (2391 м), выполняющий на этом участке СЗК роль главного водораздела, имеет синклинальное строение. Гребень хребта приурочен к ядру синклинали, выполненному податливыми к разрушению глинистыми сланцами чаталталинской свиты доггера, а склоны, отвечающие крыльям складки, сложены порфиритами, обычно выполняющими роль бронирующего литологического комплекса и доминирующими в рельефе. Такая необычная картина вызвана тем, что под давлением крыльев синклинали на контактах порфиритов и пластичных глинистых сланцев происходит послойное взбрасывание и надвигание, приводящие к выжиманию формирующих вершину глинистых пород из ядра складки. На выходе из зоны стресса наступает "тектоническая релаксация" породы и расседание вершинной поверхности под действием гравитации, выраженное в ступенчатом характере гребня. Аналогичные структуры формируются и в более западной части Гойтхского антиклинория (г. Бол. Чура – 2 250 м; г. Батарейная – 1684 м) [1].

Таким образом, мы видим примеры современного формирования инверсионного складчатого рельефа при взаимодействии процессов латерального сжатия, послойного взбрасывания и выжимания, приводящих к относительному возвышению синклинальных хребтов над антиклинальными впадинами. Эти процессы превосходят по своей интенсивности

весьма активные в регионе эрозию и склоновые процессы и действуют не только на периферии горного сооружения, но и в осевой зоне.

Выводы:

1. В периклинальных и осевых частях горного сооружения СЗК на современном этапе активно развиваются складчатые структуры общекавказского и широтного простирания (Тамань).

2. Современные складчатые дислокации развиваются как в слаболитифицированных четвертичных осадках, так и на древнем среднеюрском субстрате осевой зоны горного сооружения.

3. Субкавказские ориентировки осей складчатых структур позволяют считать, что в регионе действует современное региональное сжатие ЮЗ-СВ направления, а на Тамани его вектор сменяется на меридиональный.

Работа поддержана грантом РФФИ №11-05-00628-а "Геодинамическая роль астеносферы в тектонических процессах".

Литература

1. *Благоволин Н.С.* Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 190 с.

2. *Буланов С.А. Трихунков Я.И.* Инверсия складчатого рельефа как показатель тангенциального сжатия земной коры // Геоморфология. 2013. № 1. С. 11–18.

3. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы / Отв. ред. Академик Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 2005. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552)

4. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

5. *Несмеянов С.А, Измайлов Я.А.* Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС, 1995. 239 с.

6. *Попков В.И.* Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 2. С. 223–225.

7. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Дизъюнктивные системы и новейшая геодинамика Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XXXI тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2008. С. 147–153.

8. *Трифонов В.Г., Караханян А.С.* Динамика Земли и развитие общества / Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: ОГИ, 2008. 436 с.: ил. (Тр. ГИН РАН; Вып. 585)

9. *Трихунков Я.И.* Морфоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа // Геоморфология. 2008. №2. С. 97–107.

10. *Трихунков Я.И.* Система морфоструктур и сейсмичность Северо-Западного Кавказа // Геоморфологические системы: свойства, иерархия, организованность / Отв. ред. Э.А. Лихачева. М.: Медиа-ПРЕСС, 2010. С. 101–115.

11. *Щелинский В.Е.* Палеолит Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (памятники открытого типа). СПб: Европейский дом, 2007. 189 с.

12. *Щерба И.Г.* Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области // Геотектоника. 1983. № 6. С. 90–106.