

Развитие кайнозойских морфоструктур

Северо-Западного Кавказа

Трихунков Ярослав Игоревич, канд. геогр. наук, научный сотрудник лаборатории неотектоники и современной геодинамики ГИН РАН. (jarsun@yandex.ru)

Развитие складчатых морфоструктур.

Складчатое сооружение Северо-Западного 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, начиная со среднего миоцена (15 – 13 млн. лет) и вплоть до наших дней. История развития напрямую отразилась в кайнозойской складчатой морфоструктуре Северо-Западного Кавказа. Проведённый нами морфоструктурный анализ региона позволил выделить 5 морфоструктурных районов, отвечающих крупнейшим разновозрастным складчатым структурам: Таманский, Абино-Гунайский, Новороссийско-Лазаревский, Гойтхский и Сочинский.

В **Таманском районе** преобладают широкие синклинальные впадины, занятые лиманами, где по сей день, продолжается морское осадконакопление. Впадины разделяют узкие вытянутые в плане гряды невысоких (до 164 м) холмов, являющихся молодыми растущими брахиантиклиналями. Развитие складок сопровождается грязевым вулканизмом, и многие гряды увенчаны конусами грязевых вулканов. Согласно данным В.Г. Трифонова, формирование этих морфоструктур началось не ранее эоплейстоцена и, с учетом прогибания синклиналей, размах четвертичного складчатого рельефа Таманского района можно оценить в 150 – 200 м [8]. Важно отметить, что размыв антиклинальных гряд происходит уже на начальной стадии их развития, в то время как в синклиналях ещё продолжается осадконакопление. Представленная на Тамани инициальная стадия орогенеза, сопровождающаяся конседиментационным складкообразованием, является важнейшим звеном в цепи эволюционных превращений складчатого рельефа молодых орогенов.

Таманский район следует считать структурным продолжением зоны северного макросклона Северо-Западного Кавказа, соответствующей **Абино-Гунайскому** синклинорию и одноимённому морфоструктурному району. К юго-востоку от Анапско-Джигинской поперечной флексурной зоны морфоструктуры Тамани претерпевают существенные изменения: широкие синклинальные впадины воздымаются до низкогорных высот (выше 500 м), превращаясь в синклинальные массивы эллиптической формы, названные В.М. Муратовым синклинальными мульдами [3]. Ядра антиклиналей зачастую оказываются размывами, превращаясь в антиклинальные впадины. Протяженные Пшехинская, Безепская и другие впадины выработаны в сложенных среднеюрскими глинами ядрах антиклиналей, осложнённых одноимёнными соскладчатыми взбросо-надвигами. Антиклинальные хребты Медвежьегорский, Дерби, Гейман, г. Хребтовая сформировались в местах обнажений прочных верхнеюрских известняков в ядрах антиклиналей. В целом район занимает положение моноклиальной Лабино-Малкинской зоны северного макросклона Большого Кавказа, однако не может быть объединен с ней, так как основная часть моноклинали втянута здесь в складчатость Абино-Гунайского синклинория. Рельеф этого района представляет промежуточную стадию развития, переходную от прямых складчатых к инверсионным морфоструктурам с длительной историей развития, начинающейся, вероятно, с плиоцена.

Структурный рельеф **Новороссийско-Лазаревского района**, формирующего зону южного макросклона горной системы, приобретает черты инверсионного складчатого. Основные протяженные хребты этого района Коцехурский, Маркотхский, Гибеусский, Псебский, Аутль имеют синклинальное строение в разрезе, и сложены пачками мелового карбонатного и терригенно-карбонатного флиша с преобладанием известняков, песчаников и мергелей. В местах развития асимметричных синклиналей гребни хребтов приурочены к наиболее поднятым субвертикальным крыльям складок, а в случае симметричных складок – к их ядрам. Перечисленные хребты ограничены протяженными антиклинальными впадинами – Михайловской (130 км), Прасковеевско-Псебской (85 км), Безепской, Калезской (95 км), Бекишейской¹ и др. Впадины соответствуют ядрам

¹ В названиях впадин использованы названия расположенных в них поселков и рек.

крупных асимметричных антиклиналей, формирующихся, согласно данным сейсмогеологического профилирования, во фронтальных частях надвиговых чешуй [5]. Соскладчатые надвиги в основе антиклиналей имеют четко выраженное листрическое строение; крутые, иногда субвертикальные плоскости сместителей во фронтальной части быстро выполаживаются и переходят с глубиной в субгоризонтальные срывы. Предпосылкой для формирования инверсионного рельефа следует считать накопление больших мощностей пластов осадочных пород в синклинальных впадинах при конседиментационном складкообразовании и размытие этих же менее мощных пластов в ядрах антиклиналей уже на субаквальной стадии развития, представленной ныне на Тамани. Разрывная геодинамика придаёт дополнительный импульс синклинальным массивам, зажатым между двумя соседними надвигами в ядрах антиклиналей, что формирует структуры типа клиньев выжимания.

На юго-востоке региона, в **Гойтхско-Ачишхинском районе**, граничащем с высокогорным Западным Кавказом, представлены более зрелые морфоструктуры – складчато-глыбовые и глыбовые хребты. В зоне Гойтхско-Ачишхинского антиклинория уже в сармате существовали низкие и средневысотные горы [2]. Здесь экспонируются терригенные породы доггера со значительным участием глинистых сланцев, порфиритов и их туфов, а местами обнажаются герцинские метаморфиты. Литологически этот район продолжает зону Северо-Юрской депрессии Западного Кавказа. Сливаясь со схожими по возрасту и составу юрскими породами зоны южного макросклона, оба эти структурно-литологических комплекса облекают погружающиеся антиклинории Главного и Бокового хребтов Большого Кавказа и выклиниваются в поперечной Гуапсинской флексурной зоне.

На этой структурно-литологической основе выработаны синклинальные или моноклинальные хребты, значительно переработанные разрывной тектоникой. Хребты имеют в разрезе пирамидальный профиль с гребнем, приуроченным к одному из крыльев (хр. Аутль), или ядру синклинали (хр. Чура, Ачишхо). Доминирующие вершины хребтов часто сложены бронирующими комплексами вулканогенных пород и представляют собой отпрепарированные в рельефе пластовые интрузии. Однако, несмотря на древность рельефа района, здесь описаны примеры активного современного роста хребтов в ядрах синклиналей, выполненных податливыми к разрушению глинистыми породами. Согласно данным С.А.Буланова, а также данным исследований, проведенных нами на модельном участке хр. Ачишхо, в условиях латерального сжатия в осевых зонах синклинальных хребтов происходит послынное взбрасывание и надвигание на контактах жестких и пластичных пород (известняк/глина, песчаник/глина, порфирит/аргиллит и т. п.). Описанные процессы приводят к выжиманию отпрепарированных ядер синклиналей и относительному возвышению синклинальных хребтов над антиклинальными впадинами [1, 9].

В юго-восточных частях Новороссийско-Лазаревского и Гойтхского районов нередки примеры хребтов, состоящих из целой серии плотно сжатых узких складок, консолидированных в единый массив, поднятый по плоскостям надвигов в виде клина выжимания. Подобные морфоструктуры следует именовать складчато-глыбовыми. Типично глыбовое строение присуще Главному хребту до верховий р. Пшеха и его коротким отрогам, сложенным герцинскими метаморфическими породами.

На крайнем юго-востоке выделяется **Пластунский подрайон** покровных ступеней. Тектоническую основу рельефа составляют здесь аллохтонные структуры, развитые в верхнем структурном этаже осадков Новороссийского флишевого прогиба. Они шарьированы с севера и перекрывают структуру Грузинской глыбы, выступающей в качестве автохтона. Рельеф поверхности покровов является аструктурным, однако четко выражен тектонический уступ во фронтальной части, соответствующий Пластунскому надвигу.

Сочинский район тектонически является северо-западным окончанием Грузинской глыбы со слабо дислоцированным осадочным чехлом и отличается пологоволнистым рельефом, на фоне которого контрастно выделяются отдельные брахиантиклинальные хребты. Хребты Ахун и Галицынский развиваются в виде правильных сводов вкрест течению местных рек и прорезаны antecedentными долинами. При пересечении хребтов долины приобретают характер ящикообразных ущелий со спрямлёнными руслами. В ядрах складок зафиксированы надвиги, проявляющиеся в виде водопадных ступеней и заметные на стенах ущелий. Антиклинальные хребты контрастно выделяются на фоне синклинальных впадин, где преобладает аккумуляция. В целом рельеф Сочинского района напоминает рельеф Тамани и находится на начальных стадиях развития. Четко акцентированная морфология сводовых брахиантиклинальных массивов, прорезающих их antecedentных ущелий и четко выраженных надвиговых водопадных ступеней позволяет считать эти структуры новейшими, аналогично Таманским. Однако скорость их роста значительно превосходит морфоструктуры Тамани, что можно объяснить более мощным сжатием в зоне непосредственного контакта Северо-Западного Кавказа и Грузинской глыбы.

Развитие блоковых морфоструктур

Продольная зональность складчатых морфоструктур осложнена поперечными нарушениями, дробящими горное сооружение на серию сегментов-ступеней. Выделяемые многими авторами эти ступени последовательно поднимаются при движении вдоль горной системы к юго-востоку [2, 3, 4, 6]. Морфоструктурный анализ позволил установить характер этих нарушений; они вызывают поперечные в плане деформации и дробление складчатых хребтов и впадин амплитудами до 5-6 километров.

Граница горного сооружения с холмистой равниной Тамани проходит по Анапско-Гостагаевскому поперечному разлому, вызывающему горизонтальную деформацию Коцехурского синклинального хребта амплитудой около 1 км. Складчатые структуры на правом крыле разлома взброшены на 200 м, что позволяет считать разлом левым сдвиго-взбросом. В рельефе северного макросклона проявляется Афипский правосторонний сдвиг. Этот разлом вызывает дробление и правостороннюю деформацию синклинальных массивов с хребтами Корабельный, Средний, Крепость амплитудой до 3 км. Наиболее ярко в рельефе проявляется Туапсинская зона, представленная серией поперечных разломов. Здесь происходят горизонтальные деформации Пшишской и Пшенахинской синклинальных, а также Калежской антиклинальной впадины и серии безымянных синклинальных хребтов в бассейнах р. Туапсинки. По деформациям осей этих складчатых морфоструктур сдвиговую амплитуду по разлому можно оценить в 5 – 6 км. Эта поперечная зона облекает с запада воздымающуюся структуру Гойтхского антиклинория. В Гойтхском морфоструктурном районе горная система повышается сначала на 200, а восточнее – на 500 м, достигая среднегорных высот. В левом опущенном крыле разломной зоны антиклинорий сдвинут к север-северо-востоку и в верховьях р. Псекупс понижен до низкогорной депрессии. Эти данные свидетельствуют о том, что Туапсинская поперечная зона представляет собой серию правых сдвиго-взбросов восток-северо-восточной ориентировки, что согласуется с данными Л.М. Расцветаева и его соавторов [7].

Погружение антиклинорий Главного и Бокового хребтов Большого Кавказа происходит в Пшехинской поперечной зоне, куда относятся Цицинский, Курджипский и Фиштинский сбросы или, согласно М.Л. Расцветаеву – сбросо-раздвиги [7]. В верховья Пшехи происходит скачкообразное погружение протерозойско-палеозойского кристаллического фундамента сопровождающееся резким снижением высоты горной системы на 1 километр от 2867 м (г. Фишт) до 1902 м (г. Хуко) буквально в двух соседних массивах на протяжении 10 км. Такой резкий скачок поднятия горной системы, сохранность в рельефе сбросового уступа плато Лагонаки говорит о молодости Пшехской зоны разломов. В частности Цицинский и Курджипские разломы деформируют поверхность плато, являющуюся сарматской поверхностью выравнивания [10]. Эти данные позволяют предположительно оценить возраст разломов как плиоцен-четвертичный.

Заключение:

1. Установлено, что пересечение Северо-Западного Кавказа по простиранию с юго-востока на северо-запад отражает закономерную смену различных стадий эволюции складчатых морфоструктур. Прямые складчатые морфоструктуры – брахиантиклинальные поднятия периферийных Таманского и Сочинского районов начинают размываться ещё на стадии конседиментационного складкообразования. Это приводит к тому, что в более длительно развивающемся Абино-Гунайском районе в ядрах антиклиналей уже закладываются речные долины, а водоразделы переходят на синклинальные массивы. Прямые формы рельефа сохраняются лишь в местах обнажения бронирующих комплексов в ядрах антиклиналей. В Новороссийско-Лазаревском и Гойтхском районах господствуют более зрелые инверсионные складчато-глыбовые морфоструктуры, созданные благодаря длительному совокупному действию избирательной денудации и складчато-разрывной тектоники. Стадия разрушения складчатых морфоструктур представлена покровно-надвиговыми ступенями Пластунского подрайона. На крайнем юго-востоке Северо-Западного Кавказа, где экспонируются кристаллические породы фундамента Скифской плиты, складчатые морфоструктуры уже не представлены и уступают место глыбовым.
2. Развитие инверсионного рельефа вызвано совокупным действием избирательной денудации и послыонного взбрасывания и выжимания в условиях продолжающегося развития складок.
3. Деформация и дробление линейных складчатых морфоструктур вызваны системой поперечных преимущественно правых сдвигов и сдвиго-взбросов. Ступенчатость горного сооружения может

быть обусловлена разной степенью сжатия и консолидации коры в пределах сегментов, разделенных сдвиго-взбросами.

4. Складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа является гетерогенным и гетерохронным сводовым поднятием. Исходная поверхность этой территории деформировалась в разных её частях в разное время, а местами и на субквальной стадии развития, параллельно с продолжающимся осадконакоплением. Вследствие этого мы не можем выделить на Северо-Западном Кавказе единой для всего региона исходной поверхности выравнивания, которая могла бы послужить репером в выяснении возраста орогена.

Литература:

1. Буланов, С.А. Расчленение складчатого орогена в условиях регионального сжатия (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) / С.А. Буланов // Геоморфология. – 1993. – № 4. – С. 68 – 73.
2. Милановский, Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа / Е.Е. Милановский. – М.: Недра, 1968 – 483 с.
3. Муратов В.М. Неотектоника и рельеф Северо-Западного Кавказа: дисс...канд. геогр. наук: 25.00.25: защищена 23.02.65. / Муратов Василий Михайлович. – Москва, 1965. – 303 с.
4. Несмеянов, С.А. Типы новейших шовных зон Большого Кавказа / С.А. Несмеянов // Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг. М.: Научный мир, 1997. С. 35 – 46.
5. Попков, В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа / В.И. Попков // Доклады Академии наук. – 2006. – т. 411, № 2. – С. 223 – 225.
6. Ранцман, Е.Я. Морфоструктурное районирование и некоторые вопросы геодинамики Большого Кавказа // Геоморфология. 1985. №1. с. 3 – 17.
7. Расцветаев Л.М. Дизъюнктивные системы и новейшая геодинамика Северо-Западного Кавказа / М.Л. Расцветаев, А.В. Маринин, Т.Ю. Тверитинова // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XXXI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2008, Т II, С. 147 – 153.
8. Трифионов В.Г. Динамика Земли и развитие общества / Труды ГИН РАН; Вып. 585 /В.Г. Трифионов, А.С. Караханян; Отв. ред. М.Г. Леонов. – М.: ОГИ, 2008. – 436 с.: ил.
9. Трихунков Я.И., Бачманов Д.М. Современные структуры выжимания в осевой зоне Западного Кавказа (Хребет Ачишхо) // Вторая молодежная тектонофизическая школа-семинар.: Москва, ИФЗ РАН, 2011 г. С. 108 – 112.
10. Хаин В.Е. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа / В.Е. Хаин и др. // Геология Центрального и Западного Кавказа.: Гостоптехиздат, 1962. Т.3. С. 5 – 47.