

Проект РФФИ № 14-05-31519
«Новейшая тектоника как источник опасных геодинамических процессов
Северо-Западного Кавказа (на примере ключевых участков)»

Развернутый научный отчёт за 2015 год

Новейшие тектонические структуры Северо-Западного Кавказа

Одним из важнейших признаков современной активности тектонических структур является их выраженность в современном рельефе. В связи с этим одной из важнейших задач данной работы стало изучение эндогенного рельефа СЗК. На основании камеральных и полевых исследований в 2014 г. нами была проведена детальная классификация морфоструктур и в 2015 закончена карта морфотектонического районирования СЗК (М 1:500000) (Рис. 1). В её основу положена современная геодинамическая модель, показывающая преобладание в регионе линейных складчатых морфоструктур, продолжающих развитие в условиях современного латерального сжатия [2, 10, 16, 17, 18, 20, 21, 31, 36, 40] разноуровневыми блоковыми морфоструктурами, развивающимися под действием разнонаправленных блоковых движений (клавишной тектоники) [8, 9, 13, 12, 19]. В дополнение к карте создана серия поперечных геолого-геоморфологических профилей СЗК, составленных с учётом современных тектонических представлений и геолого-геофизических данных [2, 4, 10, 16, 20, 24, 37]. В пределах Северо-Западного Кавказа нами было выделено пять морфоструктурных районов, соответствующих крупнейшим разновозрастным тектоническим структурам и отличающихся особенностями эндогенного рельефа и современной геодинамической обстановкой. Таманский и Абино-Гунайский районы (северный макросклон горной системы) соответствуют юго-западному краю Скифской плиты, Новороссийско-Лазаревский район (южный макросклон) отвечает в рельефе одноименному синклинию, Гойтхский район соответствует области периклинального погружения антиклинория Главного Кавказского хребта. Сочинский район отвечает краевой части Закавказского массива, вероятно продолжающегося в пределах впадины Черного моря валом Шатского [4, 14, 31, 40].

В Сочинском морфоструктурном районе нами выделены 2 подрайона: Адлерский и Пластунский. Первый соответствует части Закавказского массива со слабдеформированным осадочным чехлом; здесь нами исследованы антиклинальные хребты Галицынский (Ахштырский), Монастырский, Ахун, а также моноклиальный Верхнениколаевский хребет. Пластунский подрайон отвечает структуре Воронцовского и Пластунского тектонических покровов, перекрывающих автохтон Закавказского массива; исследованы принадвиговые хребты Пикетный (Пластунские ворота) и Алек.

Также в 2015 году в зоне северного макросклона горной системы был изучен смежный с СЗК Лагонакский морфоструктурный район. Этот район является крайним западным сегментом Лабино-Малкинской моноклиальной зоны Большого Кавказа и расположен на изучаемом нами поперечном пересечении горной системы (На той же предполагаемой оси поперечного сжатия, что и Сочинский, а также Ачишхинский ключевые участки) (Рис. 1).

Установлено, что в Сочинском и Гойтхском районах в условиях латерального сжатия развивается ряд складчатых морфоструктур, вызывающих деформации геоморфологических поверхностей (речных террас, водораздельных поверхностей, троговых долин) и провоцирующих развитие опасных геодинамических процессов. Источником данных об активных тектонических деформациях стали, главным образом, речные террасы. На основе литературных данных и данных, полученных в результате изучения цифровых моделей рельефа, а также проведенного нами на ключевых участках террасового профилирования проведена корреляция речных террас долин р. Мзымта и Сочи и прилегающих к ним морских террас (Рис. 2, 3). Следует отметить, что в отличие от речных, морские террасы СЗК изучены значительно подробнее и данные об их строении и возрасте широко освещены в литературе [7, 9, 12, 13]. Речные террасы Мзымты прослежены нами непосредственно от устья вглубь горной системы до среднего течения реки у пос. Монастырь. Террасы р. Сочи – на 16 км. до подножья хребта Алек (Рис. 4). Следует отметить, что нумерация террас, принятая нами, отвечает

геоморфологическому понятию «терраса», т.е. подразумевает её прямое выражение в рельефе, а не только толщю коррелятных ей по возрасту отложений. Таким образом, первой надпойменной террасой мы считаем Павловскую (Сочинскую или Сурожскую морскую) террасу высотой 5 – 8 м. Толщи Новозвксинской и Черноморской речных террас не выражены в рельефе долин Сочи или Мзымты.

В результате было установлено следующее:

1) Вверх по течению обеих рек уверенно прослеживаются 6 террас: Павловская, Поповская, Пугачевская, Партизанская, Изумрудная, Родниковая (Табл. 1).

Нами были детально исследованы 6 разрезов Павловской, Поповской, Пугачевской и Партизанской террас. Все они отличаются весьма сходным строением аллювиального чехла. На всех описанных разрезах он четко подразделен на крупногалечную/валунную русловую фацию (практически бесперспективна для отбора палеонтологических или радиоизотопных образцов) и суглинистую/глинистую пойменную фацию (Рис. 5). Образцы пойменных и русловых отложений (18 обр.), отобранные н.с. лаборатории Стратиграфии четвертичных отложений ГИН РАН П.Д. Фроловым для поисков палеофауны результатов не дали. Спорово-пыльцевые пробы (23 обр.) ещё находятся в процессе обработки. При корреляции террас нами были использованы литературные данные и данные террасового профилирования.

Установлено, что все выделенные террасы вверх по течению плавно повышают свои высоты относительно русла и одна относительно другой. Амплитуды их превышений примерно пропорциональны их возрасту. Так первая Павловская терраса на 18-ти км от устья Мзымты возвышается от 5 до 13 м относительно русла, т.е. на 8 метров на этом участке. Поповская терраса аналогично повышает свою относительную высоту от 24 до 38 м, соответственно на 14 м (Рис. 4). Это свидетельствует об общем сводовом поднятии горной системы, скорость которого, исходя из амплитуды деформаций данных террас, можно оценить в 0,26 мм/год (по деформациям Павловской террасы), и также 0,26 мм/год (по деформациям Поповской террасы). То есть данные абсолютно совпадают.

2) Также установлено, что в трех местах в нижнем и среднем течении Мзымты террасы тектонически нарушены. В приустьевой части долины все террасы и пойма реки занижены. Так Павловская (Сочинская морская) терраса выделена нами на высоте 2 – 3 м, над урезом реки, а осадочные комплексы раннеголоценовых Новозвксинской и Новочерноморской террас вскрыты здесь бурением на глубинах 25 – 30 м под толщей голоценовых осадков [39]. Это объясняется активным прогибанием Имеретинской депрессии, отделенной от моноклинали Адлерского морфоструктурного подрайона Молдовской флексурой [14].

Следующая выше по течению зона деформаций выделена нами при пересечении Мзымтой Ахштырского антиклинального хребта. Река образует здесь antecedentное ущелье с отвесными стенами высотой первые сотни метров. В районе поселков Ахштырь и Казачий брод при движении из моноклиальной Ахштырской депрессии в сторону структурного склона Ахштырского хребта уровень II-й Поповской террасы поднимается от 28 до 46 м. В пределах депрессии строение данной террасы аккумулятивное, однако при приближении к склону хребта терраса становится цокольной, причем цоколь заметно поднимается в сторону склона хребта, а на самом склоне терраса становится эрозионной и прослеживается на значительном протяжении на стене Ахштырского каньона, поднимаясь здесь до 70 м над урезом воды. Третья Пугачевская терраса не прослеживается до Ахштырского ключевого участка. Четвертая Партизанская терраса, делящаяся на два подуровня, также меняет характер от цокольной в пределах впадины до эрозионной, и также прослеживается на значительном протяжении на стене каньона, повышаясь при пересечении осевой части складки до 127 и 140 м соответственно (на 80 м. выше своего ненарушенного положения) (Рис. 4). Несмотря на отсутствие стратифицированного аллювиального чехла, в маломощных склоновых отложениях на поверхности террасы нами описаны отдельные находки хорошо окатанных (3, 4 класс) удлинённых галек, что подтверждает эрозионный характер террасы. Партизанская терраса венчает молодой ящикообразный врез Ахштырского каньона. Поперечное профилирование каньона позволило установить ещё один более высокий и древний уровень врезания, лежащий

над молодым врезом в диапазоне высот 350 до 170 м и имеющий ступенчатый поперечный профиль. На склонах этого вреза можно выделить 2 эрозионных террасы, склоняющихся в сторону моря в диапазоне высот 185 – 125 м и 215 – 155 м соответственно. Юго-западная бровка нижней из террас соотносится по высоте с Изумрудной (Раннеузунларской морской) террасой. Верхнюю террасу следует соотнести с Родниковой (Вуланской морской) террасой. Днище древнего вреза выполнено описанной выше Партизанской террасой (её верхним подуровнем). Этот весьма широкий врез с пологими склонами свидетельствует о достаточно медленном поднятии Ахштырского хребта и отсутствии здесь глубокой antecedентной долины на первом этапе развития морфоструктуры.

Возраст Ахштырского хребта подтверждается археологическими данными. В сводовой части хребта, над уступом Ахштырского каньона расположена широко известная палеолитическая стоянка – Ахштырская карстовая пещера. Её расположение в осевой зоне антиклинали вероятно predetermined повышенной трещиноватостью известняков, возникающей в условиях растяжения в сводовой части антиклинального хребта. Пещера имеет высоту входов (их два) 97 и 102 м над урезом реки и опирается на узкий эрозионный уступ нижнего подуровня Партизанской террасы. Выше в 8 – 10 метрах над пещерой расположен уступ верхнего подуровня, выстилающего дно древнего эрозионного вреза Ахштырского каньона. На поверхности верхнего подуровня непосредственно над пещерой в шурфах в чехле склоновых отложений нами были описаны включения хорошо окатанных (3, 4 класс) удлинённых речных галек.

Пещерные отложения Ахштырской стоянки детально описаны и датированы [1, 11]. Нижняя часть толщи этих отложений аллювиальная и также содержит хорошо окатанную речную гальку. Из образца в её средней части получена дата 306000 +/- 61000 (RTL 926) [11]. Однако занос гальки сюда на 30 - 50 метров от входа в пещеру, вытянутую перпендикулярно руслу, скорее происходил через поноры и колодцы в верхней части пещеры с поверхности террасы, описанной выше. Выход пещеры из-под уровня реки (из зоны накопления аллювия) произошел, согласно данным С.А. Несмеянова в интервале времени от 200 до 150 т.л. Датировки морского ундальювия Ашейской террасы (нижнего подуровня Партизанской террасы, на поверхности которой расположена пещера) составляют $118 \pm 3,5$ тыс. лет (UI) [39]. Возраст же верхнего подуровня, расположенного над пещерой, составляет $124 \pm 3,5$ тыс. лет (UI) [39] и соответствует началу Микулинского (Эмского) межледниковья, с которым и связано формирование террасы. Таким образом, можно сделать вывод, что верхний подуровень Партизанской террасы был в то время первой надпойменной террасой, в цоколе которой и находилась пещера. Нижний подуровень был поймой, выстилающей днище древнего эрозионного вреза Ахштырского каньона. 112 тыс. лет назад пещера была впервые заселена *Homo neanderthalensis* о чем свидетельствуют археологические находки, появляющиеся в средней части разреза толщи пещерных отложений, в датированных С.А. Кулаковым угольных слоях (костровица) [1, 11]. Вероятно, заселение этой первой при движении от моря по долине Мзымты пещеры, связано с экспансией неандертальцев с побережья по поймам крупных рек вглубь гор в условиях наступившего тёплого межледниковья. Столь точное совпадение дат подтверждает этот вывод. Приведённые данные также подтверждают вывод о том, что стоянки подобного типа тяготели к воде и находились на уровне поймы или первой террасы [11, 35]. Последнее использование стоянки уже *homo sapiens* датируется 40 тыс. лет до н.э. и соответствует началу Средневалдайского интерстадиала [11]. После этого пещера была оставлена и более не заселялась. Мы связываем это с невозможностью её дальнейшего использования вследствие ускорившегося поднятия хребта; пещера стала труднодоступной, а главное – удалась от источника воды (подземные воды в карстовой пещере не задерживаются).

Таким образом, данная складчатая деформация имеет ярко выраженную позднечетвертичную (современную) активность и связана с развитием поперек течения Мзымты Ахштырского антиклинального хребта. На первом этапе скорость его роста, вероятно, была небольшой и на antecedентном участке успевал вырабатываться профиль равновесия

склонов. Современный Ахштырский каньон глубиной до 180 метров, с отвесными стенами, возник уже на втором этапе, связанном, вероятно, с ускорением поднятия хребта.

Подводя итог можно оценить скорости поднятия Ахштырской морфоструктуры от времени формирования Поповской террасы в 1 мм/год (учитывая среднее значение возраста террасы), по оценкам деформаций Партизанской террасы – 0,7 мм/год, по оценкам деформаций Изумрудной террасы – 0,27 мм/год. Таким образом, эти данные подтверждают ускорение роста антиклинали в среднем плейстоцене – голоцене. С этим, очевидно, связано развитие молодого вреза Ахштырского каньона, к поверхности которого приурочена Ахштырская пещера (см. Рис. 4).

Выше по течению нами описана ещё одна молодая Монастырская антиклиналь, вызывающая деформации позднеплейстоценовых террас (Рис. 4). Павловская терраса нарушена ею на 40, а Поповская – на 55 метров. Разрез этой антиклинали прекрасно выражен в глубокой дорожной выемке нового Краснополянского шоссе. В размытом Мзымтой ядре складки в 12 м над рекой в 2014 г. С.А. Кулаковым обнаружен карстовый грот, содержащий мезолитические каменные орудия. Эти работы проводились параллельно с нашими, а данные их пока не опубликованы.

В пределах Адлерского морфоструктурного подрайона Ахштырский хребет имеет аналоги – сводообразные в разрезе короткие брахиантиклинальные хребты общекавказской ориентировки, рассеченные серией антецедентных ущелий вкрест их простириания. Это хребты Ахун и Бытха, по своей морфологии чрезвычайно напоминающие классический пример молодой активно растущей складчатой структуры, описанной в дельте реки Гырдыман-Чай Е.Е. Милановским [8] (Рис. 6). В их ядрах выступает комплекс карбонатных верхнемеловых пород, перекрытых на крыльях терригенными осадками палеогена. Такой набор сходных структурных, морфологических и литологических черт дает нам основание для экстраполяции выводов о возрасте и структуре Галицынского хребта на аналогичные соседние морфоструктуры Адлерского подрайона. Все они являются результатом первичных складчатых дислокаций осадочного чехла Черноморско-Закавказского массива, вызванных втягиванием последнего в развивающиеся по настоящее время складчатые дислокации Большого Кавказа и являются примерами инициальной стадии развития складчатых морфоструктур.

В Пластунском подрайоне в долине р. Сочи преобладают складчато-надвиговые дислокации, развитые в пределах аллохтонов Воронцовского и Пластунского тектонических покровов (Рис. 7). В пределах Пластунской впадины нами выделено четыре выдержанных по долине террасовых уровня с аллювиальным чехлом (Рис. 5) и несколько более высоких уровней, сохранившихся лишь фрагментарно за пределами ключевого участка. У более высоких уровней аллювиальный чехол практически не сохранился.

Возраст речных террас определяется путём их корреляции с морскими аналогами как Павловский, Поповский, Пугачевский и Партизанский, аналогично описанным выше террасам Мзымты, а также по опубликованным находкам каменных орудий мустьерского типа [35].

На крутом склоне антецедентного ущелья Пластунские ворота, образованного рекой Сочи при пересечении принадвигового Пикетного хребта (сформирован висячем крыле Пластунского надвига) поповская и партизанская террасы деформированы на 25 и 50 метров соответственно относительно их ненарушенного положения в пределах Пластунской впадины (Рис. 7). Расстояние между террасами возрастает на 25 метров, что связано с более длительными деформациями более древней партизанской террасы. Партизанская терраса протягивается по левой стороне долины вдоль всего ущелья Пластунских ворот. В борту ущелья непосредственно над поверхностью партизанской террасы нами описана система одной из ветвей Воронцовского надвига общей шириной около 50 – 60 м, состоящая из серии отдельных надвигов, разделенных чешуями пород Мамайской свиты палеогена с разной степенью брекчированности, преобразованными под действием контактной тектонизации (многочисленные зеркала скольжения, сильная карбонатная и железистая минерализация) (Рис. 8).

Проведены массовые замеры тектонической трещиноватости и сбор информации по кинематике разрывных структур, которые могут быть обусловлены неотектоническими движениями. Кроме того, предполагалось сравнить хронологически обособленные этапы деформации структуры. В процессе нескольких полевых маршрутов была собрана информация о геологических индикаторах напряжений (зеркала скольжения, отрывы, мелкие разрывы и сколовые трещины). Были установлены преобладающие ориентировки и кинематический тип мелких разрывов и зеркал скольжения на исследованном участке (Рис. 9). Взбросовые и надвиговые дислокации имеют ЗСЗ-ВЮВ простирание с падением плоскости сместителя на ССВ. Субвертикальные отрывные структуры имеют преимущественно меридиональное простирание. Много и пологих субгоризонтальных отрывных структур, свидетельствующих о развитии покровно-надвиговых нарушений (ось минимального сжатия или девиаторного растяжения ориентирована субвертикально). Среди латеральных сдвиговых перемещений наибольшее развитие на исследованном участке получают левые сдвиги северо-восточного простирания (от ССВ до ВСВ). Парагенетически связанные с ними правые сдвиги меридионального простирания имеют здесь меньшее распространение.

Обработка полученных данных для установления параметров действовавших в массиве горных пород напряжений/деформаций производилась с помощью разработанных в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН алгоритмов [22, 23] и программных средств (программа STRESSGeol). В аллохтонной части Воронцовского покрова удалось реконструировать локальные стресс-состояния в 5 точках наблюдения (Рис. 9). Установлены обстановки горизонтального сжатия и горизонтального сдвига (а также их сочетания) с преобладанием ССВ направления оси максимального сжатия (σ_3). Оси минимальных и промежуточных сжимающих напряжений (σ_1 и σ_2) ориентированы в ЗСЗ (практически субширотном) направлении или субвертикально (Рис. 10). Большинство зафиксированных геологических индикаторов палеонапряжений связано с обстановкой ССВ сжатия с формированием как взбросо-надвиговых (покровных) разрывных нарушений, так и сдвиговых нарушений.

Имеющиеся полевые данные по тектонической трещиноватости не позволили выделить хронологически обособленные этапы деформирования, то есть начиная со времени накопления мамойской свиты эоцена в разрывных деформациях проявлялось единое поле напряжений. Общепринята временная приуроченность названных палеонапряжений к основной фазе складкообразования [41, 43]. В то же время, существуют исследования [40], выявляющие аналогичные ориентировки сжатия по сейсмологическим данным и на современном этапе (что соответствует описанным выше геоморфологическим индикаторам)

В осевой зоне горной системы в Гойтхском морфоструктурном районе детально изучен синклинальный хребет Ачишхо, относящийся к системе Южного Бокового хребта и несущий функцию главного водораздела Большого Кавказа (Рис. 11). В осевой зоне СЗК в Гойтхском морфоструктурном районе низкогогорья существовали уже в сармате [3, 4, 5, 8, 9, 17], а к современной эпохе здесь сформировался инверсионный складчатый рельеф. Однако, несмотря на его древность, здесь также описаны примеры активного роста складчатых хребтов [1, 14]. 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 чаталтапинской свиты доггера, а склоны, отвечающие крыльям складки, сложены порфиритами, обычно выполняющими роль бронирующего литологического комплекса и доминирующими в рельефе. У подножья хребта, в ядре складки, сформировался мощный оползневой амфитеатр, состоящий из нескольких генераций оползней. Размеры отдельных оползневых тел достигают 70 – 80 м в поперечнике. Это свидетельствует об активной селективной денудации глинистых пород в ядре складки. В то же время, под крыльями складки, сложенными порфиритами, аналогичной картины не наблюдается. Здесь отмечены лишь небольшие коллювиальные конусы. Учитывая прочностные различия порфиритов и глинистых пород, следует полагать, что благодаря действию селективной денудации доминирующее положение в рельефе хребта должны занимать вершины, сложенные порфиритом. Однако вершина, выполненная глинистыми породами, вопреки воздействию денудации, превышает соседние части гребня,

сложенные порфиритом, почти на 200 м, что позволяет засвидетельствовать активный рост хребта в ядре синклинали. Движение глинистой массы осуществляется по межпластовым разломам на контакте сланец/порфирит и приводит к надвиганию пород ядра на крылья складки (Рис. 11). Об этом свидетельствует как отраженная на рисунке морфология и структура Ачишхинской синклинали, так контактная тектонизация глинистых сланцев (брекчированность, минерализация, приводящая к изменению цвета породы), отмеченная нами в ряде точек наблюдения. В самом ядре складки в условиях тангенциального стресса, очевидно, также происходит процесс послойного взбрасывания. Эти признаки свидетельствуют о том, что выжимание формирующих вершину глинистых пород из ядра синклинали происходит под давлением её крыльев и существенно превосходит по скорости размыв хребта, что возможно только в условиях активного современного латерального сжатия. На выходе из зоны стресса наступает "тектоническая релаксация" породы, что выражено в расседании вершинной поверхности под действием гравитации, формирующем ступенчатый характер рельефа вершины (Рис. 12).

Разломы, развивающиеся в ядре Ачишхинской синклинали описаны нами также в пределах antecedentной троговой долины р. Ачипсе, формирование которой связано с движением ледника вероятно Валдайского времени. Долина прорезает хребет вкрест его простирания и формирует, таким образом, естественный разрез синклинали. Нами исследованы два водопадных уступа в долине и установлено, что оба они сформированы вследствие прорезания рекой системы взбросов в ядре синклинали и приурочены к их висячим крыльям. Признаки современной активности разломов выражены бороздами скольжения на поверхности смещения, брекчированностью пород (глинистых сланцев) в зоне смещения. Амплитуды взбросовых деформаций оценены нами в 35 м для нижнего водопадного уступа и в 60 м для верхнего.

Таким образом, нами описан пример активного роста хребта Ачишхо в ядре синклинали, происходящий при взаимодействии процессов латерального сжатия, послойного взбрасывания и выжимания пород в ядре складки, превосходящих по своей интенсивности чрезвычайно активные в регионе эрозионно-оползневые процессы. Аналогичные синклинали структуры, описанные нами ранее и в более западной части Гойтхского района (г. Бол. Чура – 2 250 м, г. Батарейная – 1684 м) [12, 14], свидетельствуют о том, что формирование инверсионного складчатого рельефа, выражающееся в относительном возвышении синклинали хребтов над антиклинальными впадинами и отличающее Гойтхский морфоструктурный район от Сочинского, происходит также по причине продолжающегося латерального сжатия, действующего как на периферии, так и в осевой зоне горной системы. Подобные инверсионные морфоструктуры, имеющие значительно более длительную историю формирования в сравнении с простыми прямыми складчатыми морфоструктурами Сочинского района, представляет собой уже иную следующую стадию развития складчатого рельефа.

В Лагонакском районе в зоне северного макросклона нами исследован ряд блоковых морфоструктур: плато Лагонаки, хребты Азиш-Тау, Каменное море, а также ряд локальных структур в долине рек Белой и Курджипс. Дистанционный морфоструктурный анализ района позволил подтвердить данные В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе о плиоцен-четвертичных разрывных дислокациях, вызвавших перестройку речной сети плато Лагонаки [31]. Одна из таких перестроек связана с подвижками по Курджипскому разлому, имеющему взбросо-сдвиговый характер [38]. Вследствие подвижек по данному разлому русло в верхнем течении реки на плато сместилось к востоку, и сейчас расположено в 2,3 км от своего первоначального положения. Подобная перестройка обнаружена нами также в бассейне р. Пшеха: её палеодолина, отчетливо выделяющаяся на цифровых моделях рельефа, разбита Цицинским и Курджипским взбросо-сдвигами и перехвачена в верховьях современными истоками Пшехи (Пшехашха, Тугупс и др.), истоками рек Цице и Курджипс. Отдельные фрагменты долины подняты на перевалах хребтов Лагонакский и Черногорье на 540 и 600 м соответственно.

На структурной поверхности моноклинального плато Лагонаки близ хребта Каменное море на высоте 2005 метров в шурфе под слоем современной горно-луговой почвы нами была вскрыта толща тяжелых суглинков яркого малиново-кирпичного и ниже – серо-желтого

оттенков. Эта элювиальная толща мощностью около 1,5 метров лежит на известняковом сильно выветрелом (режется лопатой) цоколе и содержит фрагменты размягченного известнякового коллювия в нижней части разреза.

Геохимический анализ, проведенный магистром А.О. Ревуновой в почвенно-геохимической лаборатории географического факультета МПГУ (электронным ионометром измерены актуальная и обменная кислотность, определена гидролитическая кислотность, проведены количественные анализы содержания гумуса, поглощенных оснований, в частности, магния и кальция, качественные реакции на содержание хлоридов, карбонатов, сульфатов, окисного и закисного железа) позволил определить эту толщу как ферраллитную кору выветривания, проработанную почвообразованием. Данные почвы имеют высокий уровень кислотности (рН 4 - 5, повышается с глубиной), обеднены щелочными и щелочноземельными металлами (количество кальция и магния - 0,1 и 1 ммоль соответственно при общем количестве поглощенных оснований 7,4 ммоль). Вкупе с практически полным отсутствием в них хлоритов, карбонатов и сульфатов, а также яркой положительной реакцией на содержание обеих форм железа, это дает нам право утверждать, что данные почвы развивались в тёплом гумидном климате, схожем с современным климатом приморской части Рионской низменности. Результаты анализов схожи с аналогичными измерениями в современных ферраллитных почвах, распространенных под влажными субтропическими лесами Абхазии и Грузии до высот 200 - 300 метров, выше которых обычно сменяются горными бурыми почвами широколиственных лесов [5]. Формирование подобных почв в условиях альпийского пояса невозможно. Почвы такого рода на карбонатном субстрате могли формироваться на протяжении плиоцена и нижнего плейстоцена вплоть до начала ледниковья в условиях влажных субтропических или тропических лесов. Существование подобных ландшафтов в бассейне Белой и Курджипса подтверждается современными палеонтологическими данными лаборатории стратиграфии четвертичного периода ГИН РАН [А.С. Тесаков, личное сообщение].

Таким образом, поднятие плато за плиоцен-четвертичное время можно оценить минимум в километр. Эти данные согласуются с результатами, полученными нами в ходе аналогичных работ на территории Малого Кавказа и в частности Джавахетского нагорья, а также для восточной части Анатолийского нагорья, где четвертичное поднятие оценено нами минимум в 800 метров [46, 47].

Все проведенные нами исследования северного макросклона (Лагонакского района) не обнаружили здесь проявлений складчатых деформаций. В районе развита блоковая тектоника. Характер описанных нами крупных и ряда более мелких разломов (преимущественно взбросо-сдвиги) подтверждает, что блоковые деформации также происходят в условиях латерального сжатия, воздействующего здесь на структуры кристаллического фундамента Скифской плиты. Хрупкие деформации её консолидированной коры приводят к формированию ярко выраженных в современном рельефе блоковых морфоструктур.

Опасные геодинамические процессы, связанные с активностью складчато-разрывных морфоструктур

За отчетный период нами составлена карта опасных экзодинамических процессов Северо-Западного Кавказа (М 1:500000) (Рис. 13) На карте отмечены все группы опасных геоморфологических процессов, однако здесь мы упомянем лишь процессы и явления, обусловленные активной тектоникой: обвалы и осыпи, оползни, завально-подпрудные геосистемы. Мы не включали в задачи данного проекта исследование влияния активной тектоники на сейсмическую активность и оценку сейсмической опасности района, прекрасно освещенную в работах Е.А. Рогожина, Н.И. Овсяченко, А.Н. Овсяченко и других авторов [10, 11], и сосредоточимся на экзодинамических опасных процессах.

Реки Сочинского района не успевают приспособливаться к росту антиклинальных хребтов и прорезают в них узкие крутостенные антецедентные ущелья и каньоны, подобных которым в

районе нами выделено 12. Встречно направленное действие роста хребтов и глубинной эрозии приводит к резкому нарушению профиля равновесия склонов и формированию весьма крутых и отвесных стен ущелий. Этот процесс усугубляется повышенной трещиноватостью и активным разрушением слагающих ядра складок верхнемеловых известняков и песчаников на сводах антиклинальных хребтов, что в совокупности повышает вероятность возникновения крупноблоковых обвалов и оползней. В условиях узкого антецедентного ущелья подобный обвал способен спровоцировать возникновение завально-подпрудных озер, спуск которых грозит возникновением селя катастрофической разрушительной силы. Подобный обвал сформировал в соседней долине р. Юпшара (приток р. Бзыбь, Абхазия) знаменитое подпрудное озеро Рица. Крупная обвальная-оползневая структура описана нами в центральной части Ахштырского каньона на его левом борту. В сводовой части Галицынского антиклинального хребта в зоне максимального растяжения над уступом каньона заложился огромный, 1200 м в длину и 300 м в ширину, скальный оползень, почти перегородивший в этом месте Мзымту; её русло отдавлено вправо и сейчас подмывает противоположенную стену каньона под Ахштырской пещерой (Рис. 14). Тело оползня отсело на 150 – 200 м. Ров отседания занят ныне озером длиной около 300 м, а ниже дренирован рекой Дзыхра. Отрыв такого огромного оползневого тела станет катастрофическим событием и способен полностью перегородить Ахштырский каньон и спровоцировать возникновение завально-подпрудной геосистемы, аналогичной Рицынской. Сходные, но менее масштабные обвальная-оползневые структуры отмечены нами в ущельях рек Псахо, Кудепста, сформированных в месте пересечения этими реками Ахштырского антиклинального хребта западнее Ахштырского каньона. В антецедентных долинах Агуры и Хосты, прорезающих брахиантиклинальный хребет Ахун. В долине Сочи, каньоне Пластунские ворота, описанном выше и безымянном каньоне, сформированном при пересечении р. Сочи принадвигового хребта Алек.

Развитие принадвиговых хребтов Воронцовского и хребта Алек провоцирует возникновение обвалов надвиговых козырьков. Крупный, вероятно сейсмогенный блоковый обвал известняков всячего крыла Пластунского надвига описан нами на крутом южном склоне г. Пластунская над крайними домами ул. Джапаридзе (пос. Пластунка). Аналогичные обвальная зоны отмечены нами вдоль простираения этой структуры на южном уступе хребта Алек вплоть до г. Кепша в долине Мзымты.

Обвальная тело размером около 100 м описано нами в районе крайних домов поселка Труд (г. Сочи) на левом борту ущелья Пластунские Ворота. Активные обвальная-осыпные процессы происходят и на противоположенном борту долины на крутом южном склоне хребта над заводом строительных смесей на ул. Краснодарская. Аналогично с противоположенным бортом долины, породы мамынской свиты палеогена, формирующие всячее крыло надвига, обваливаются под совокупным гравитационно-тектоническим воздействием, формируя мощный коллювиальный шлейф, вплотную подходящий к забору завода.

В пределах лежащего крыла надвига, коим является аллохтон расположенного южнее Воронцовского покрова, нами описана серия сбросов субкавказской ориентировки. Их происхождение мы связываем с компенсаторным растяжением, преобладающим в тыловой части Воронцовского покрова, фронт которого надвигается на юг в сторону моря. В этих условиях происходит дезинтеграция глинистых пород Мамынской свиты эоцена и развиваются мощные оползневые подвижки (Рис. 15). В 300 – 400 метрах от зоны надвига в зоне развития глинистых пород Сочинской свиты олигоцена начиная с 2006 года активизировался целый оползневой амфитеатр, разрушивший около 9 домов по Черешневому переулку (пос. Барановка).

Как следует из описания все перечисленные улицы поселков Труд, Барановка, Пластунка, а также пос. Семеновка, Воронцовка и Красная скала находятся в зоне повышенной геодинамической опасности. Криповые подвижки по разломам приводят к активизации обвальная-оползневых процессов, однако сейсмическое событие даже небольшой магнитуды способно генерировать здесь значительно большие разрушения.

Полученные в 2015 году результаты нашли отражение в материалах конференции Quaternary Perspectives on Climate Change, Natural Hazards and Civilization: XIX INQUA Congress

(27 July - 2 August, 2015, Nagoya, Japan). Там было сделано два доклада по темам: «Deformation of Late Quaternary fluvial terraces in the Sochi region, Western Caucasus» и «The Lower Pleistocene in the Euphrates Valley of Eastern Turkey and inhabitation of earliest hominine in the Caucasus region. На основании полученных данных подготовлена и принята в печать в журнал «Геотектоника» статья на тему: «Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа» (в связи с техническими трудностями, статья была принята в печать не в декабре 2014, а в марте 2015 года). Кроме этого участники проекта принимали участие в полевых работах по изучению четвертичной истории развития, активной тектоники и современной геодинамики Малого Кавказа в рамках проекта РФФИ 14-05-00122 «Геодинамическая история новейшего горообразования в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе и роль течения и преобразования верхней мантии в этом процессе» под руководством В.Г. Трифонова. В частности, в ходе исследований был собран сравнительный материал по истории формирования новейшей структуры Малого Кавказа, определено строение разрезов коррелятивных отложений в речных и озёрных террасах и их неотектонические преобразования. Эти данные важны для сравнительного анализа амплитуды и характера четвертичных тектонических деформаций в пределах Большого и Малого Кавказа, и Армянского нагорья. На основе этих данных подготовлена статья на тему «Stratigraphic and tectonic settings of Early Paleolithic of North-West Armenia», опубликованная в журнале Quaternary International, материалы которой позволяют сравнить историю геолого-тектонического развития Большого и Малого Кавказа и выявить влияние этого развития на динамику природной среды и экологические условия жизни древнего и современного населения Кавказа.

Выводы:

1. Установлено, что новейшие складчатые деформации на Северо-Западном Кавказе наследуют направление и кинематические особенности альпийской складчатой структуры северо-западного, а на Тамани – широтного простирания. Режим тектонических напряжений, характерных для альпийского этапа, проявляется и в новейших складчатых и разрывных структурах. Это позволяет считать, что горное сооружение продолжает развиваться в условиях юго-запад – северо-восточного, а на Тамани – меридионального сжатия.

2. Установлено, что Гойтхский и Сочинский морфоструктурные районы находятся на разных стадиях эволюции складчатых морфоструктур. Характерные для Адлерского морфоструктурного подрайона инициальные изолированные брахиантиклинальные хребты являются примерами начальной стадии развития складчатых морфоструктур. Инверсионный складчатый рельеф Гойтхского района представляет собой более зрелую стадию, а конечная стадия разрушения складчатых морфоструктур представлена в Пластунском подрайоне развития заваленных складок и шарьяжей.

Лагонакский морфоструктурный район расположен на одном поперечном пересечении горной системы, что и предыдущие районы. Преобладающие в районе разломы взбросо-сдвиговой кинематики, свидетельствуют об аналогичных условиях латерального сжатия, воздействующего здесь на структуры кристаллического фундамента Скифской плиты. Хрупкие деформации её консолидированной коры приводят к формированию ярко выраженных в современном рельефе блоковых морфоструктур и отсутствию складчатых.

3. Дистанционное и полевое изучение складчато-разрывных морфоструктур на ключевых участках как в периферийной, так и в осевой зоне СЗК позволило предварительно оценить их возраст и скорости роста. В частности, Ахштырский антиклинальный хребет имеет среднеплейстоценовый возраст. Скорости его поднятия от времени формирования Поповской террасы составляют в 1 мм/год (учитывая среднее значение возраста террасы), по оценкам деформаций Партизанской террасы – 0,7 мм/год, по оценкам деформаций Изумрудной террасы – 0,27 мм/год. Таким образом, эти данные подтверждают ускорение роста антиклинали в среднем плейстоцене – голоцене. С этим, очевидно, связано развитие молодого вреза Ахштырского каньона, к поверхности которого приурочена Ахштырская пещера. Для

Пикетного хребта получены следующие скорости роста: по уровню деформации Партизанской террасы – 0,4 мм/год, по Поповской – 0,65±0,2 мм/год. То есть данная морфоструктура аналогично Ахштырской испытывает ускорение роста в позднем плейстоцене. Таким образом в Сочинском морфоструктурном районе в целом можно отметить активизацию поднятий на рубеже среднего-позднего плейстоцена и ускорение их в позднеплейстоцен-голоценовое время.

По полученным палеоландшафтным данным, поднятие плато Лагонаки за плиоцен-четвертичное время можно оценить минимум в один километр. Эти данные согласуются с результатами, полученными нами в ходе аналогичных работ на территории Малого Кавказа и в частности Джавахетского нагорья, где четвертичное поднятие оценено нами минимум в 800 метров, а также для восточной части Анатолийского нагорья.

4. Развитие инверсионного рельефа вызвано совокупным действием избирательной денудации, послонного взбрасывания и выжимания в условиях латерального сжатия и продолжающегося развития складок. В результате этих процессов формируются инверсионные складчатые морфоструктуры, которые мы предлагаем называть конденудационными синклинальными хребтами.

5. Установлено, что к активным складчато-разрывным морфоструктурам приурочены зоны повышенной обвально-оползневой опасности, способной проявиться как под действием гравитации на склонах, выведенных из состояния равновесия ростом складок, так и в результате криповых или импульсных подвижек по разломам. Развитие оползневых процессов в тыловых частях тектонических покровов может быть вызвано процессами дезинтеграции аллохтонных структур под действием преобладающего здесь компенсаторного растяжения.

Обвально-оползневые процессы в зонах активно растущих хребтов, прорезанных узкими antecedentными долинами, способны спровоцировать развитие завально-подпрудных геосистем и тем самым вызвать катастрофические сели. Так, в осевой зоне Галицынского антиклинального хребта был выявлен и описан гигантский скальный оползень, нависающий над Ахштырским каньоном. Отрыв такого огромного оползневого тела станет катастрофическим событием, способным полностью перегородить каньон и спровоцировать возникновение завально-подпрудной геосистемы, аналогичной озеру Рица.

Литература:

1. Барышников Г.Ф. Обзор ископаемых остатков позвоночных из плейстоценовых слоёв Ахштырской пещеры (Северо-Западный Кавказ) // Труды Зоологического института РАН, Том 316, №2, 2012, с. 93 – 138.
2. Борукаев Ч.Б., Расцветаев Л.М., Щерба И.Г. Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне Западного Кавказа // Бюл. МОИП. 1981. Т. 56, Вып. 6. С. 32–44
3. Буланов, С.А. Трихунков Я.И. Инверсия складчатого рельефа как показатель тангенциального сжатия земной коры // Геоморфология. 2013. № 1. С. 11 – 18.
4. *Гвоздецкий Н.А.* Физическая география Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1954, 208 с.
5. Егоров, Е. Е. Классификация и диагностика почв СССР/ Е. Е. Егоров, Е. Н. Иванова, В. М. Фридланд, Н. И. Розов. – Рипол Классик, 1977. – 223 с.
6. Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника. 2004. №2. С. 55–72.
7. Измайлов Я.А. Плейстоценовая история формирования побережья и современные тенденции морфогенеза / Монография, Р-н-Д.: Изд-во северокавказского научного центра высшей школы. 2007 г. – 168 с.
8. Милановский, Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа / Е.Е. Милановский. – М.: Недра, 1968 – 483 с.
9. 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.

10. 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)
11. Кулаков С. А., Барышников Г. Ф., Левковская Г. М. Некоторые результаты нового изучения Ахштырской пещерной стоянки (Западный Кавказ). Кавказ и первоначальное заселение человеком Старого Света. — СПб.: Петербургское Востоковедение, 2007. — С. 65—81.
12. Несмеянов, С.А, Измайлов Я.А. Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС, 1995. – 239 с.
13. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992, 254 с.
14. Никифоров С.П., Кожурин А.М. Геологическое строение, история формирования и развития Имеретинской низменности. Тектоника района // Имеретинская низменность. Природно-геологические условия, проблемы освоения. М.: Недра, 2011. С. 47-49.
15. Оллиер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984, 459 с
16. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411. № 2. С. 223–225.
17. Попков В.И. Тектоника Северо-Западного Кавказа // Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсах. Геология. 2007. №11. С. 13 – 19.
18. Попков В.И. Геодинамическая обстановка формирования структуры Западно-Кавказских кайнозойских прогибов // Геология, география и глобальная энергия. 2010. №3. С. 23–26.
19. Ранцман Е.Я. Морфоструктурное районирование и некоторые вопросы геодинамики Большого Кавказа // Геоморфология. 1985. №1. С. 3–17.
20. 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.
21. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010, №5. С. 31–40.
22. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 3. 1999. С. 392-395.
23. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.
24. Рогожин Е.А. Современная геодинамика и потенциальные очаги землетрясений Кавказского региона // Современные математические и геологические модели природной среды. Сб научн. Трудов. М.:Изд-во ОИФЗ РАН, 2002, с. 244 – 254.
25. Рогожин Е.А., Шолпо В.Н. Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа // Геотектоника. 1988. № 5. С. 79–93.
26. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. Москва: Научный мир, 1999, 252 с.
27. Трифонов В.Г. Динамика Земли и развитие общества / Труды ГИН РАН; Вып. 585 /В.Г. Трифонов, А.С. Караханян; Отв. ред. М.Г. Леонов. – М.: ОГИ, 2008. – 436 с.: ил.
28. Трихунков, Я.И. Морфоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа/ Я.И. Трихунков // Геоморфология. 2008. № 2. с 97 – 107.
29. 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.

30. 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.
31. Хаин, В.Е. О молодых подвижках по древним разломам и их влиянии на гидрографическую сеть / В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе // Изд. вузов. Геология и разведка. - 1959. – №8 – С. 24 – 29.
32. Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А. Важнейшие геоструктуры Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров ЧЭС, 2006, С 105 – 112.
33. Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. Москва: Наука, 1993, 192 с.
34. Щеглов А. П. Стратиграфия континентальных и морских отложений плейстоцена южного склона Северо-Западного Кавказа. Кандид. диссерт. Тбилиси, 1986, с. 25.
35. Щелинский В.Е. Палеолит Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (памятники открытого типа). - СПб: Европейский дом, 2007. – 189 с.
36. Щерба И.Г. Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области // Геотектоника, 1983. № 6. С. 90 – 106.
37. Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П. Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) / Ред. Ю.Л. Ребецкий. Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН // М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 319–333.
38. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М 1:200 000 Серия Кавказская. Лист К-37-IV, Лист L-37-XXXIV // Ред. К.О. Ростовцев, СПб, 1999.
39. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации. М 1:200 000 Серия Кавказская. Лист К-37-IV // Ред. К.О. Ростовцев, СПб, 1999. 100 С.
40. Angelier J., Gushtchenko O.I., Saintot A., Ilyin A., Rebetsky Y.L., Vassiliev N., Yakovlev F.L., Malutin S. Relations entre champs de contraintes et deformations le long d'une chaine compressive-decrochante: crime et Caucase (Russie et Ukraine). C.R. Acad. Sci. Paris, 1994, Ser.II 319, 341-348.
41. Marinin A.V., Saintot A. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt. C.R.Geoscience. Academie des science, Paris, 2012, Vol. 344, No3-4, P. 181-190.
42. Nikishin A., Ershov A., Nikishin V. Geological history of western caucasus and adjacent foredeeps based on analysis of the regional balanced section //Doklady Earth Sciences. 2010. Vol. 430, no. 2. P. 515–517.
43. Saintot A., Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics, 2002, Vol, 357, P.1-31.
44. Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A. Active folded structures of the Western Caucasus (Sochi region) / Philippe Vernant (ed.) // Geophysical Research Abstracts, vol. 16, 2014.
<http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/sessionprogramme/GM>
45. Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Kolesnichenko A.A. Deformation of Late Quaternary fluvial terraces in the Sochi region, Western Caucasus // Quaternary Perspectives on Climate Change, Natural Hazards and Civilization: XIX INQUA Congress (27 July - 2 August, 2015, Nagoya, Japan). Abstract T00973. Nagoya, 2015.
46. V.G. Trifonov, Hasan Çilik, Y.I. Trikhunkov, A.N. Simakova, D.V. Ozherelyev, A.A. Kolesnichenko. The Lower Pleistocene in the Euphrates Valley of Eastern Turkey and inhabitation of earliest hominine in the Caucasus region // Quaternary Perspectives on Climate Change, Natural Hazards and Civilization: XIX INQUA Congress (Nagoya, Japan, 27 July – 2 August, 2015) Abstract G02-P04. Nagoya, 2015.

47. Trifonov V.G. at all. Stratigraphic and tectonic settings of Early Paleolithic of North-West Armenia / V.G. Trifonov, V.P. Lyubin, E.V. Belyaeva, V.A. Lebedev, Ya. I. Trikhunkov, A.S. Tesakov, A.N. Simakova, R.V. Veselovsky, A.V. Latyshev, S.L. Presnyakov, T.P. Ivanova, D.V. Ozhereliev, D.M. Bachmanov, S.E. Artyushkov, S.M. Lyapunov // *Quaternary International*, JQ15425_proof, 21 August 2015.
48. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results, ASTER GDEM Validation Team, 2011

Библиографический список всех публикаций по проекту за весь период выполнения проекта, в порядке значимости

1. Трихунков Я.И., Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // *Геотектоника*, М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2015 (в печати)
2. Трихунков Я.И., Зеленин Е.А., Активные складчатые структуры Северо-Западного Кавказа // *Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различия, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания*, т.2, М.: ГЕОС, 2014. с. 246-251
3. Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Active folded structures of the Western Caucasus (Sochi region) // *Geophysical Research Abstracts*, 2014
4. Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Kolesnichenko A.A. Deformation of Late Quaternary fluvial terraces in the Sochi region, Western Caucasus // *Quaternary Perspectives on Climate Change, Natural Hazards and Civilization: XIX INQUA Congress (27 July - 2 August, 2015, Nagoya, Japan)*, 2015
5. Trifonov V.G, Lyubin V.P., Belyaeva E.V., Lebedev V.A., Trikhunkov Ya. I., Tesakov A.S., Simakova A.N., Veselovsky R.V., Latyshev A.V., Presnyakov S.L., Ivanova T.P., Ozhereliev D.V., Bachmanov D.M., Artyushkov S.E., Lyapunov S.M. Early Pleistocene of North-West Armenia: stratigraphy, archaeology, and tectonics // *Quaternary International*, 2015
6. Трифонов В.Г., Любин В.П., Беляева Е.В., Трихунков Я.И., Симакова А.Н., Тесаков А.С., Веселовский Р.В., Пресняков С.Л., Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Ожерельев Д.В., Геодинамические и палеогеографические условия расселения древнейшего человека в Евразии (Аравийско-Кавказский регион) // *Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Мат. 46-го Тектонического совещания*, т.2, М.: ГЕОС, 2014, с. 240-246
7. Trifonov V.G. Lyubin V.P., Belyaeva E.V., Lebedev V.A., Trikhunkov Ya. I., Tesakov A.S., Simakova A.N., Veselovsky R.V., Latyshev A.V., Presnyakov S.L., Ivanova T.P., Ozhereliev D.V., Bachmanov D.M., Artyushkov S.E., Lyapunov S.M. Early pleistocene of North-West Armenia: stratigraphy, archaeology and tectonics // *The Quaternary of the Urals: global trends and Pan-European Quaternary records: International conference INQUA-SEQS 2014 (Ekaterinburg, Russia, September 10-16, 2014)*, 2014. pp.170-172
8. Simakova A.N, Trifonov V.G, Lyubin V.P., Belyaeva E.V., Lebedev V.A., Trikhunkov Ya. I., Tesakov A.S., Veselovsky R.V., Latyshev A.V., Presnyakov S.L., Ivanova T.P., Ozhereliev D.V., Bachmanov D.M., Artyushkov S.E., Lyapunov S.M. Stratigraphy, archaeology and tectonics of the Early Pleistocene in NW Armenia // *8th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology. Abstracts*, 2014

Иллюстрации

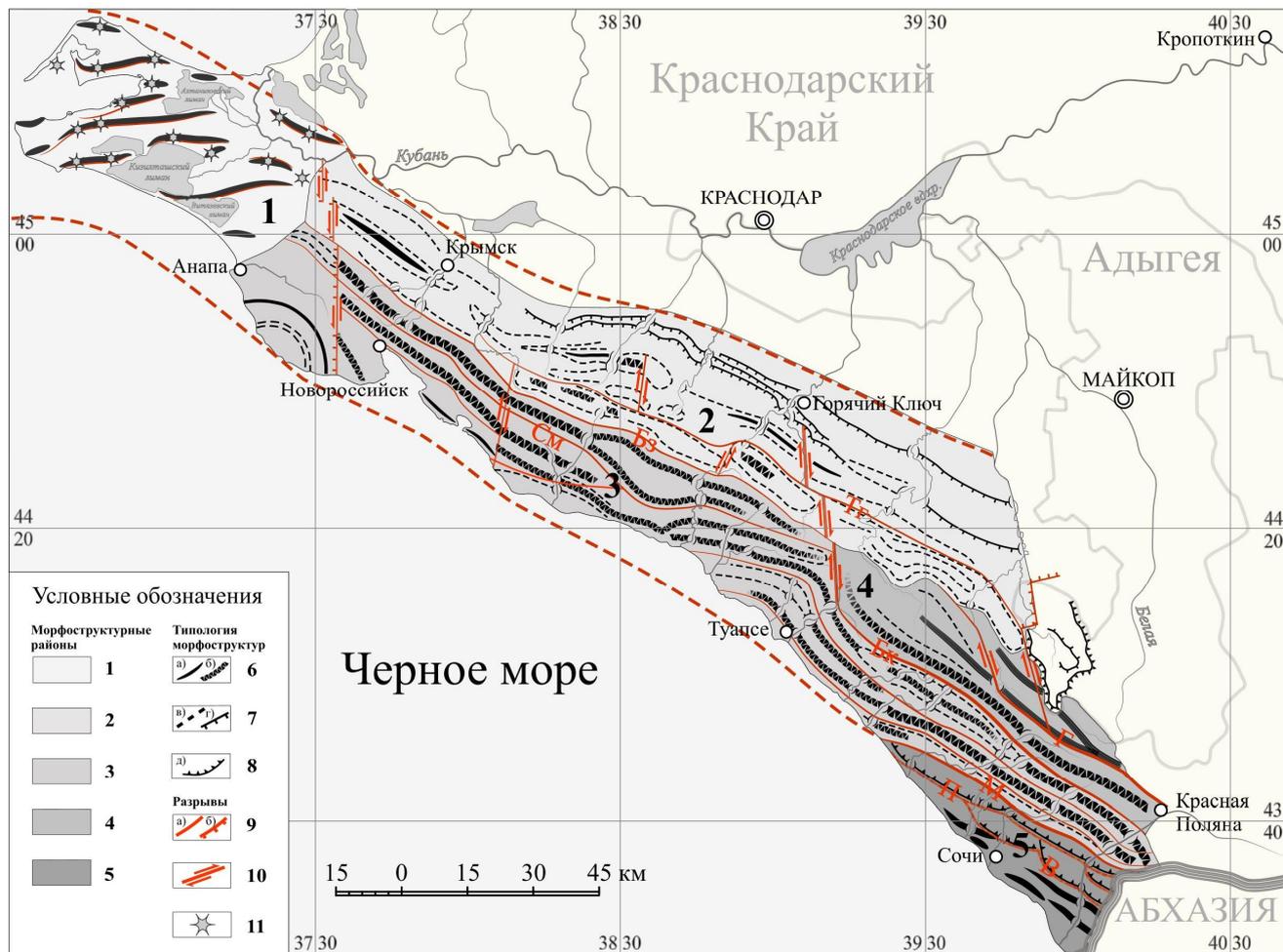


Рис 1. Карта морфоструктур района Северо-Западного Кавказа.

Морфоструктурные районы: 1 – Таманский, 2 – Абино-Гунайский, 3 – Новоросийско-Лазаревский, 4 – Гойтхский, 5 – Сочинский. Типология морфоструктур: 6 - 8 – хребты: а – антиклинальные, б – синклинальные, в – моноклинальные, г – куэсты, д – покровно-надвиговые; 9, 10 – Разрывы: а – взбросы и надвиги, б – сбросы, 10 – сдвиги; 11 – грязевые вулканы

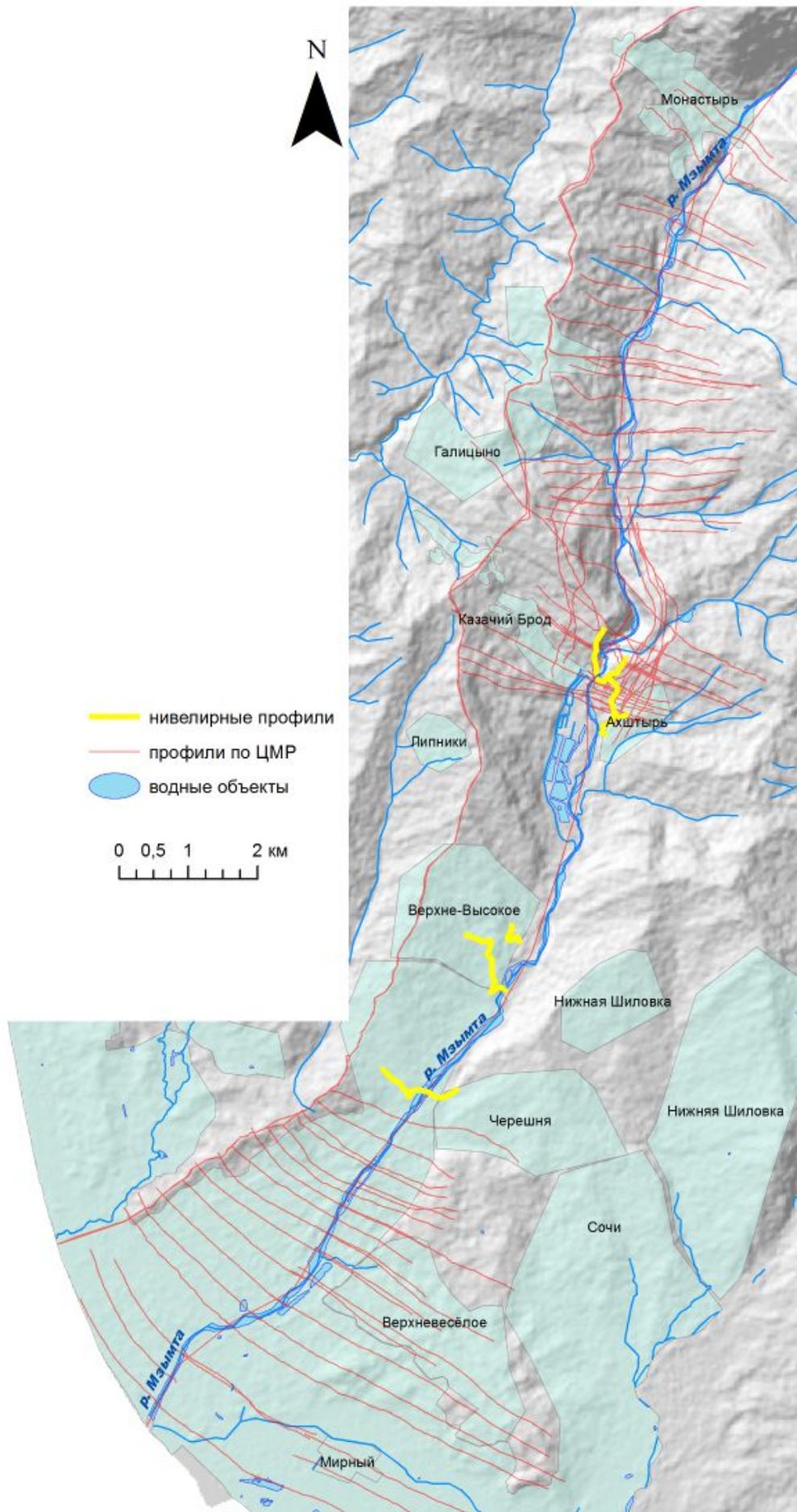


Рис. 2. Схема изученности Адлерского ключевого участка.

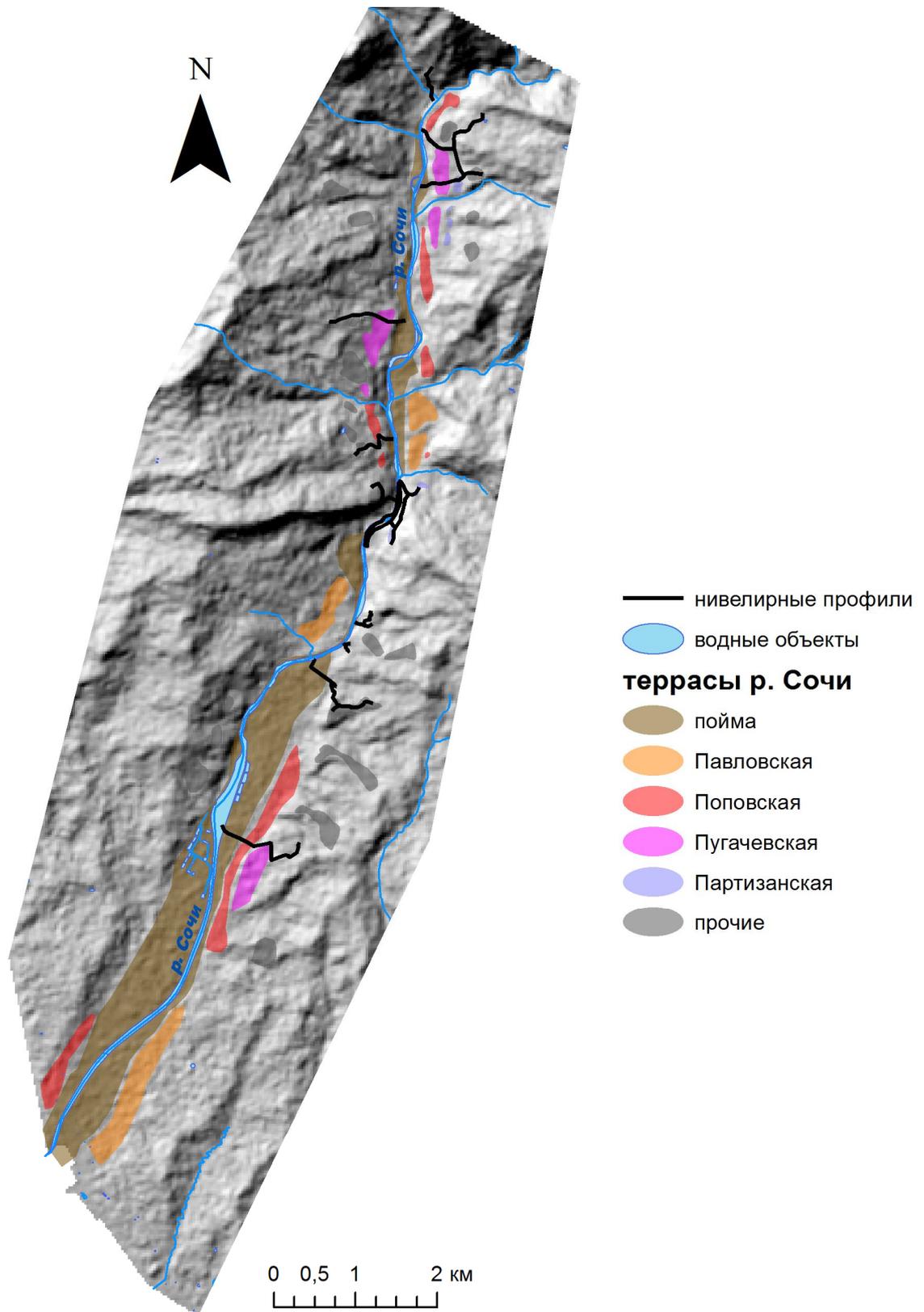


Рис. 3. Схема изученности Сочинского ключевого участка.

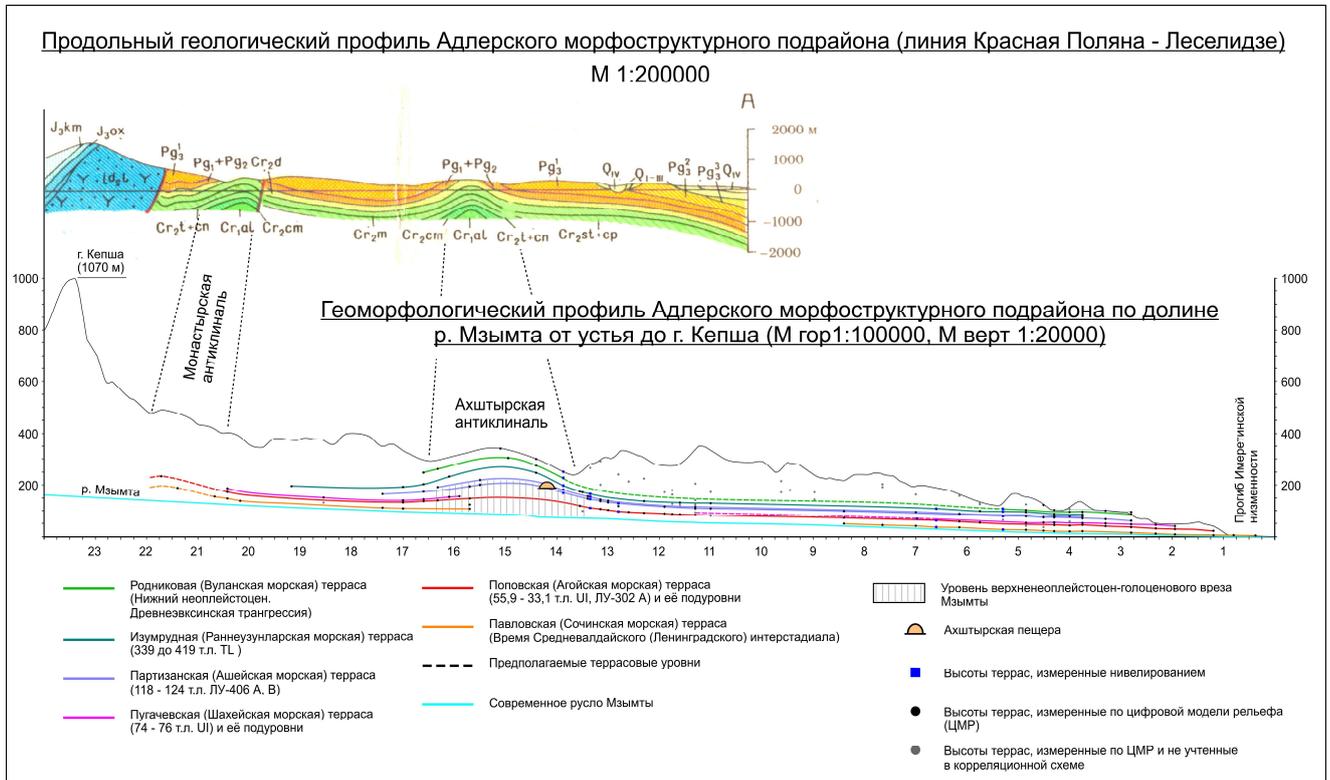


Рис. 4. Профили Адлерского ключевого участка

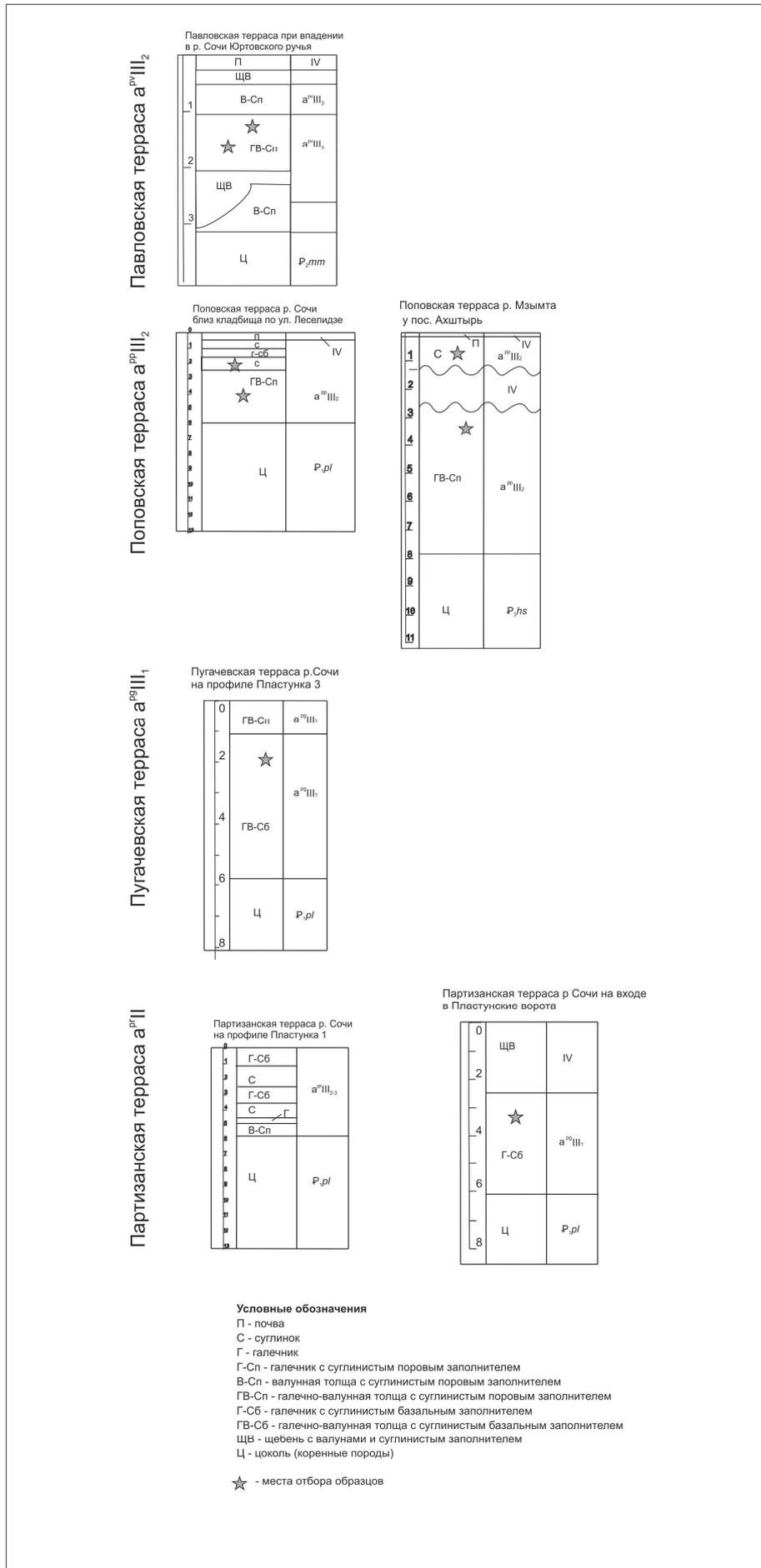


Рис. 5. Стратиграфические колонки речных террас Сочинского морфоструктурного района

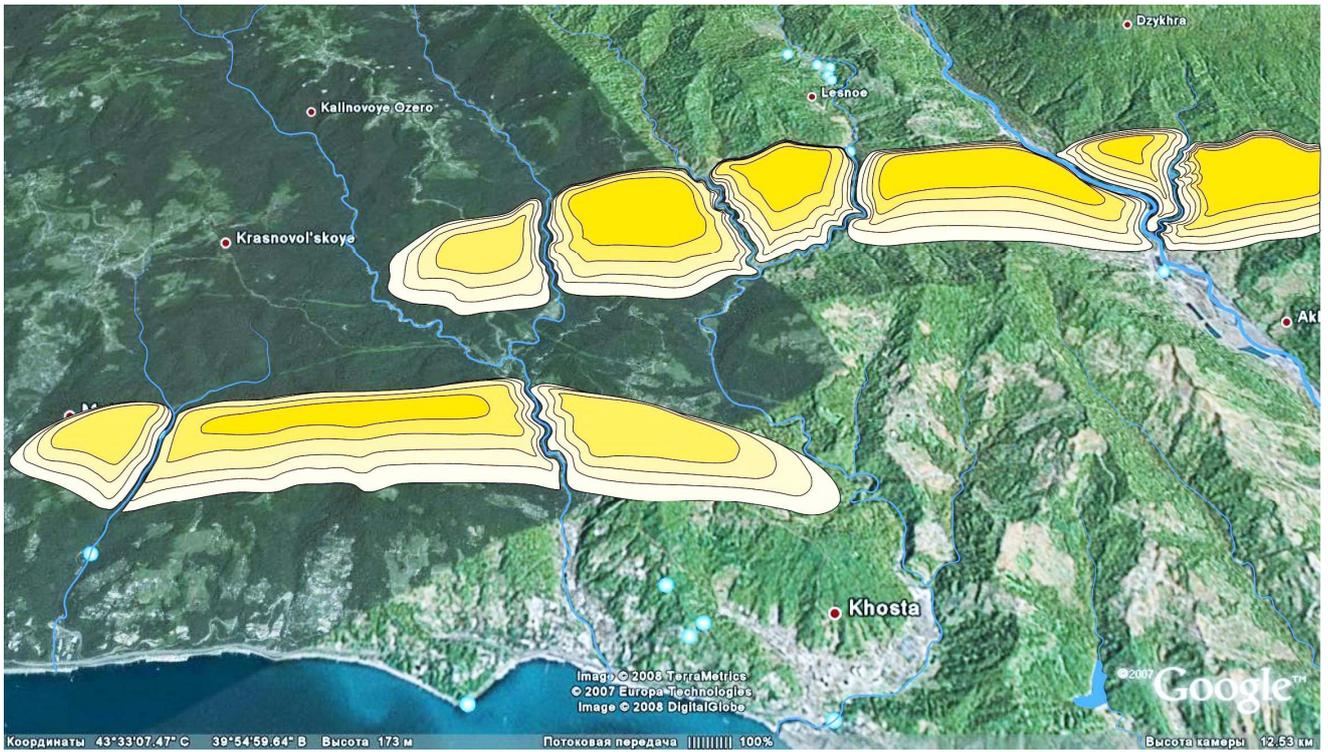
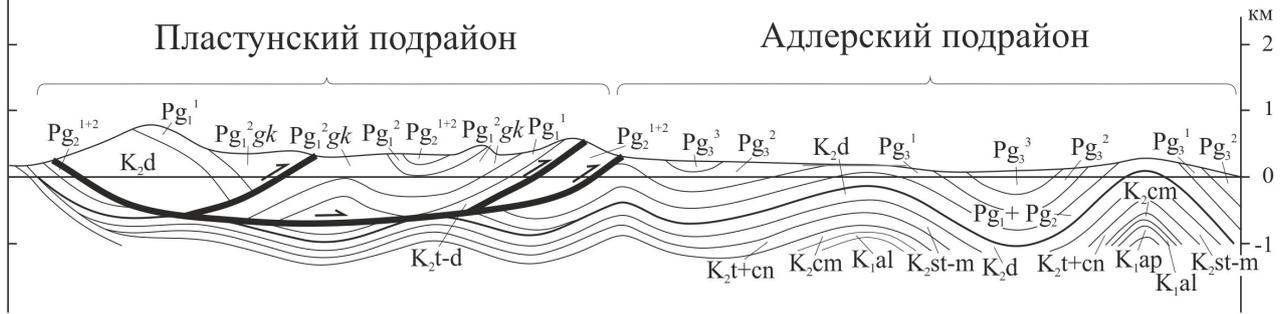


Рис. 6. Схема Галицинского и Ахунского антиклинальных хребтов в Адлерском морфоструктурном подрайоне

Геологический профиль Сочинского морфоструктурного района



Геоморфологический профиль Сочинского морфоструктурного района

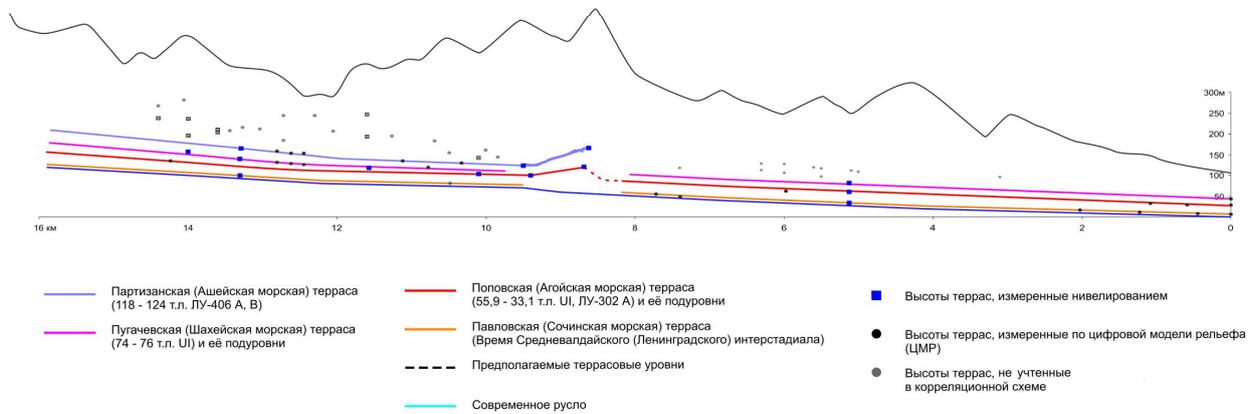


Рис. 7. Профили Сочинского ключевого участка

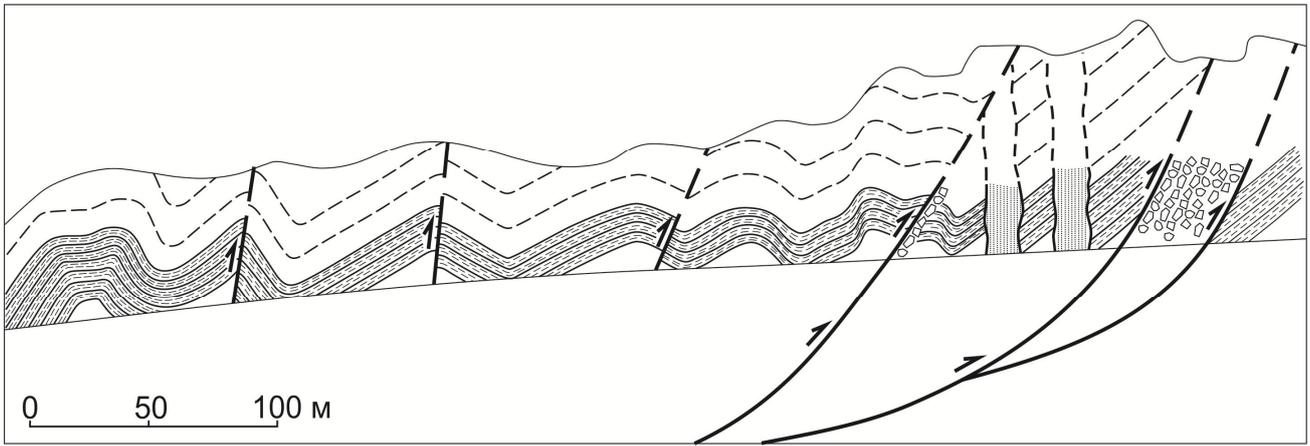


Рис. 8 Складчатые и разрывные деформации в районе Воронцовской зоны надвигов.

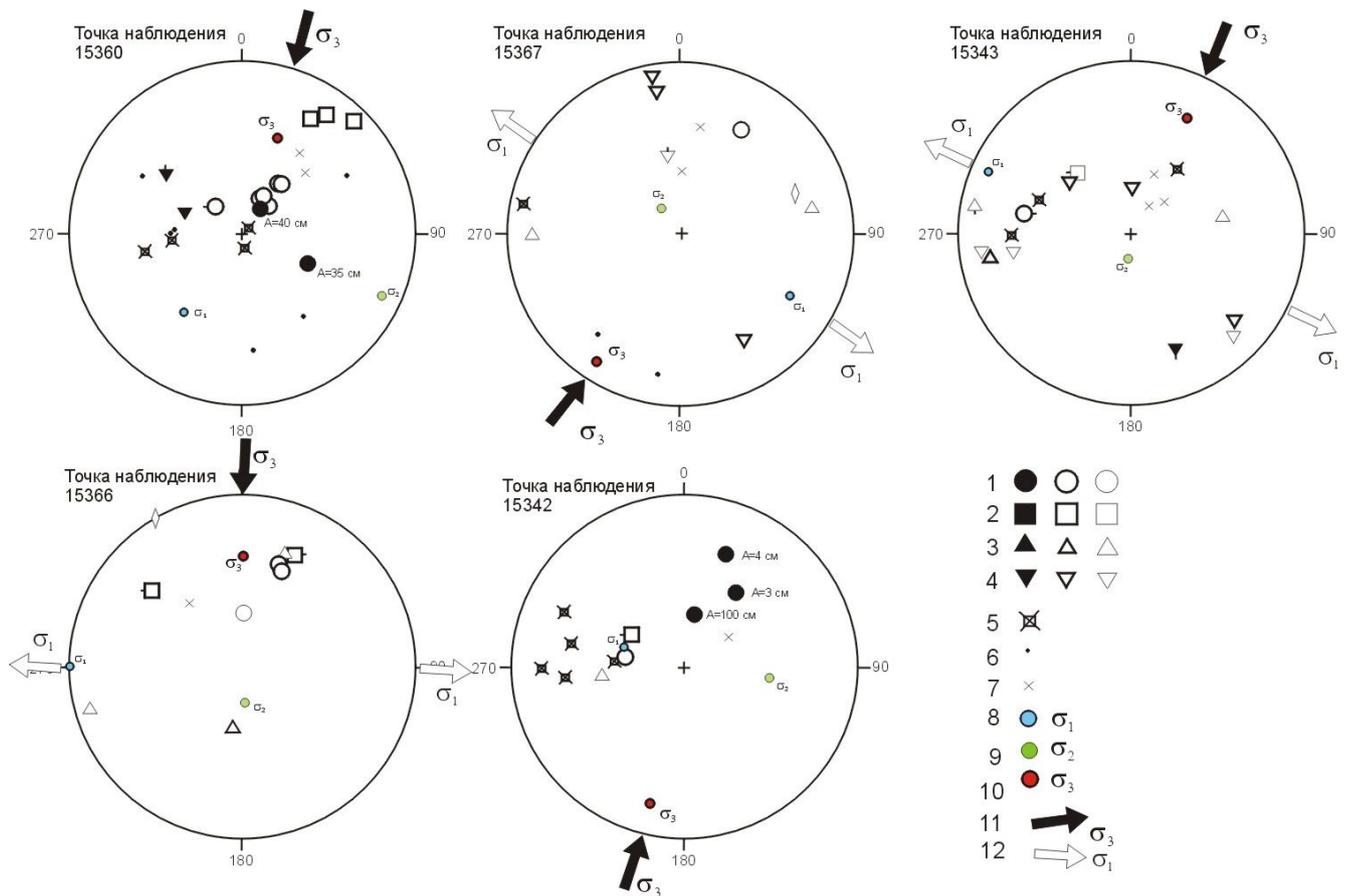


Рис. 9 Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений определенных методом катакластического анализа в долине р. Сочи (участок «Пластунские ворота»):

Условные обозначения: 1-8 – полюса тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – отрывы, 6 – трещины (сколового типа), 7 – элементы залегания слоистости (нормальное), 8-10 – оси главных нормальных напряжений: 8-минимальных, 9-промежуточных, 10-максимальных, 11-ориентировка оси максимального сжатия (по погружению), 12-ориентировка оси девиаторного растяжения. Заливка значков (1-4) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: сплошная заливка - отличная (с амплитудой), заливка по краям – хорошая, без заливки – предполагаемая.

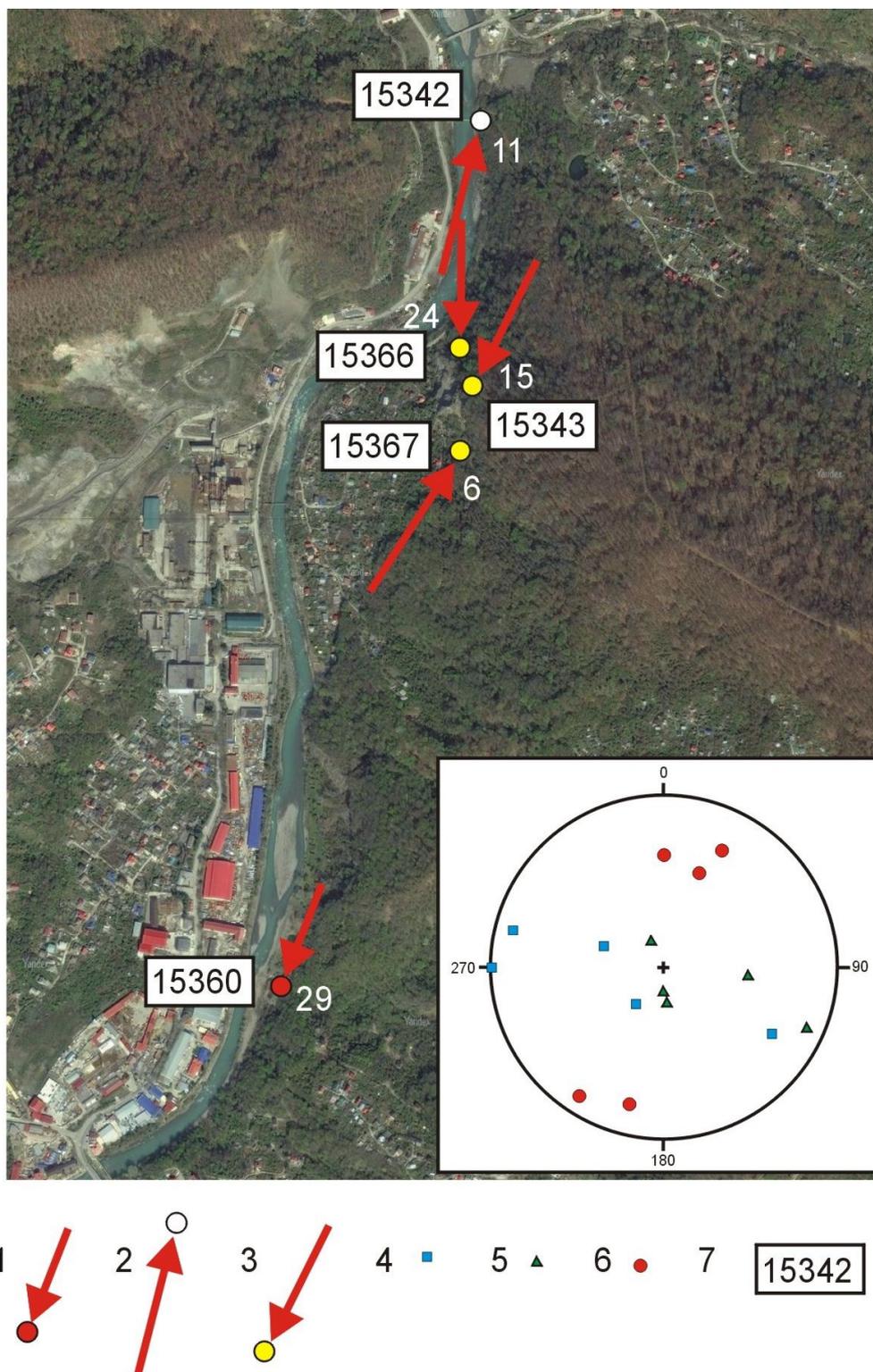


Рис. 10 Ориентировка осей максимальных сжимающих напряжений в долине р. Сочи в южной части Чвежиписинской зоны (участок «Пластунские ворота»). На врезке: круговая диаграмма (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) положения осей главных напряжений исследованного участка.

Условные обозначения: 1-3 проекции осей (σ_3) максимальных сжимающих напряжений (направление стрелок в сторону погружения, угол погружения указан цифрой рядом) с типом напряженного состояния: 1 – горизонтального сжатия, 2 – горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом, 3 – горизонтального сдвига; 4-6 – оси главных нормальных напряжений: 4-минимальных, 5-промежуточных, 6-максимальных; 7 – номера точек замеров.

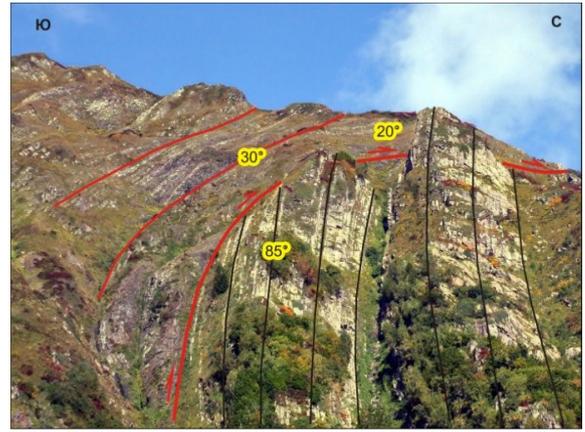


Рис. 11 Надвиги, осложняющие крылья Ачишхинской синклинали.

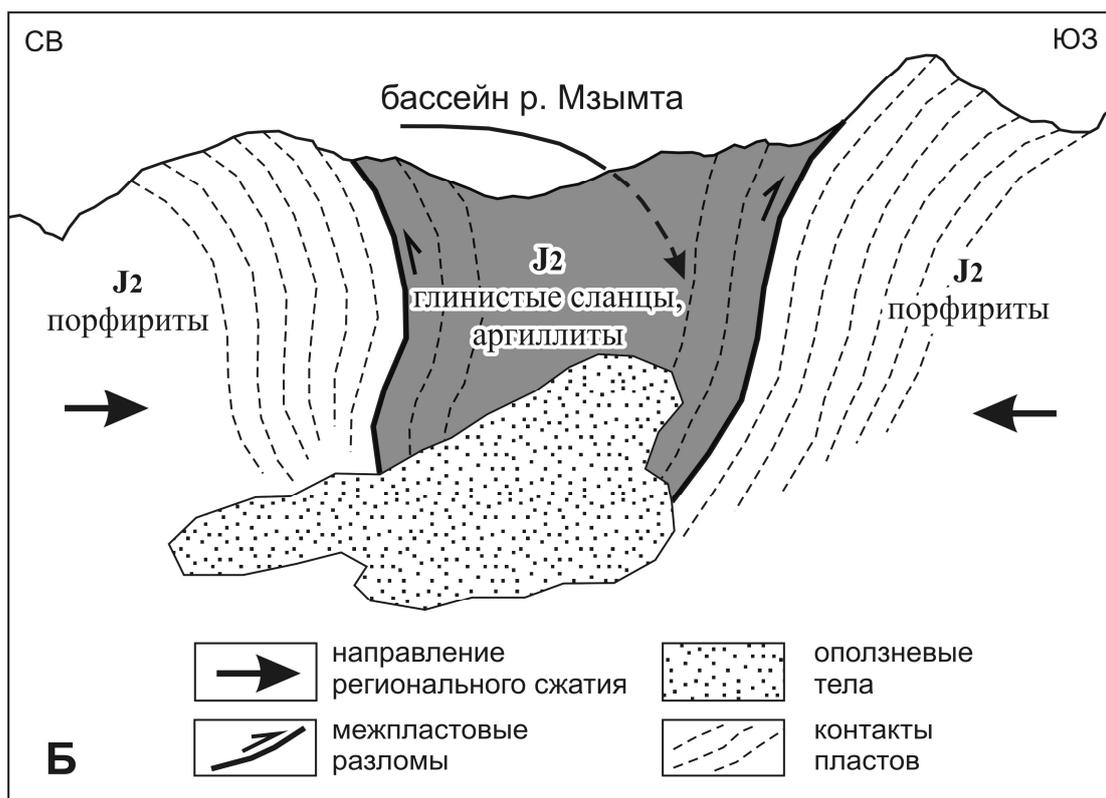
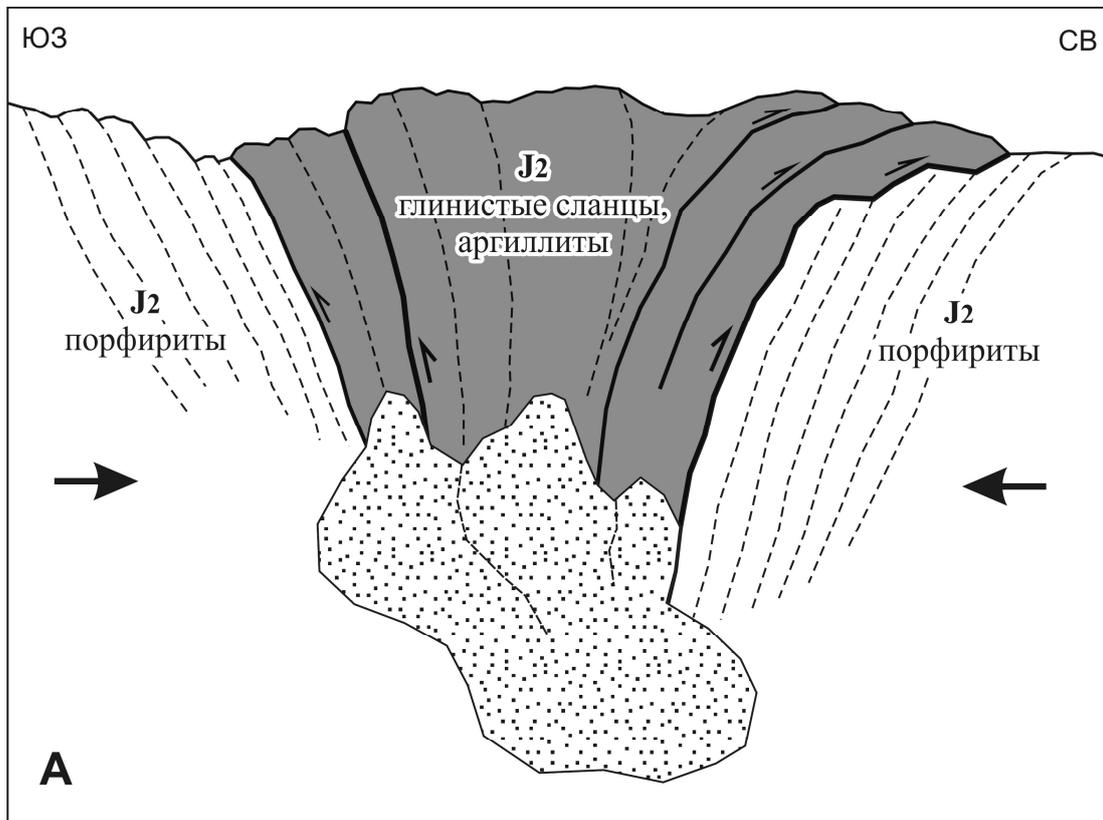


Рис. 12 Структурно-геоморфологическая схема строения Ачишхинского синклинали хребта.

А. – основной, описанный в тексте разрез Ачишхинской синклинали в долине р. Ачипсе,
 Б. – разрез той же синклинали в долине р. Мзымта, где в результате более интенсивной эрозии в ядре складки был исчерпан пластичный глинистый материал и заложилась перевальная седловина.

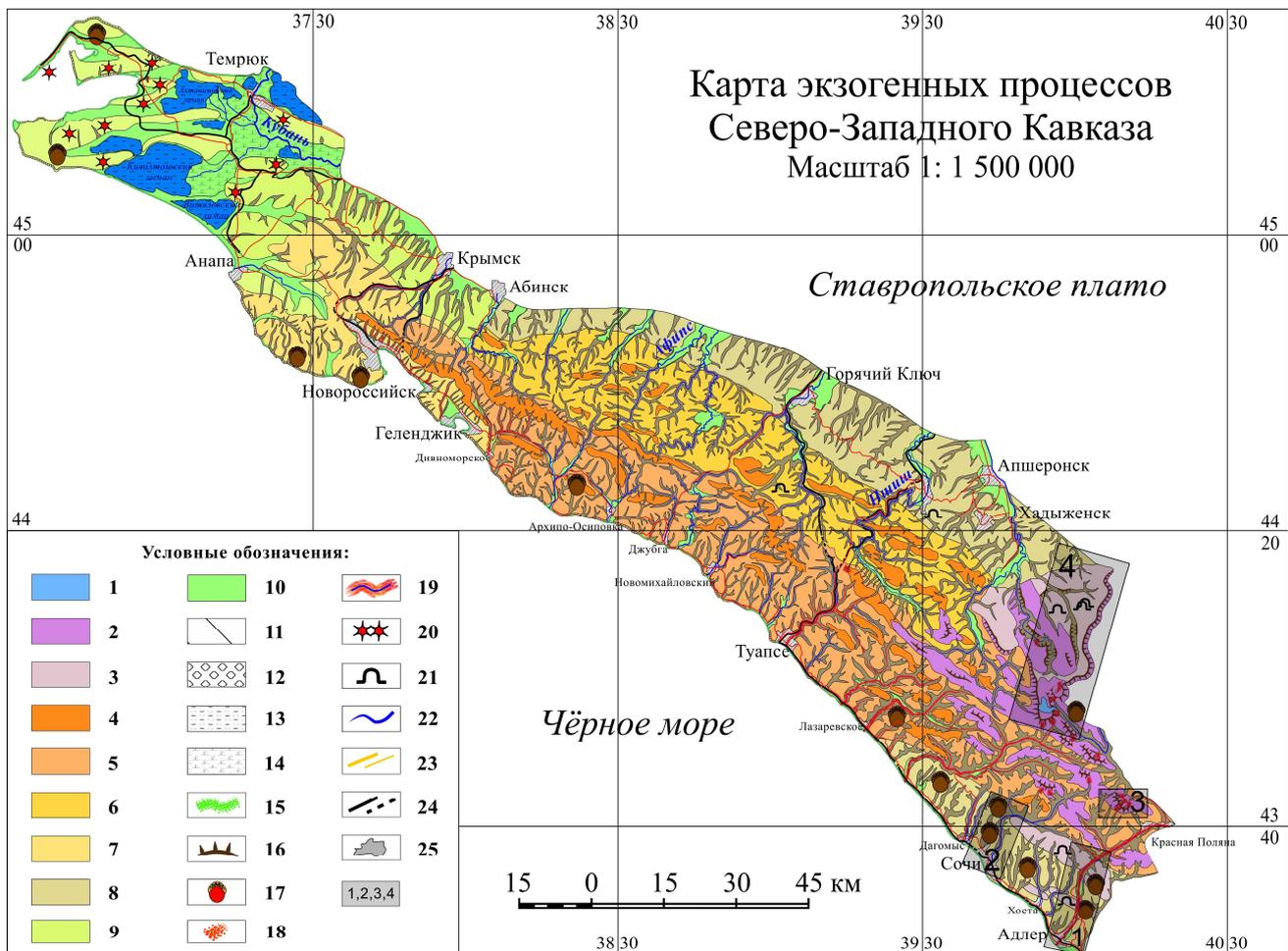


Рис. 13. Карта экзогенных процессов Северо-Западного Кавказа

Условные обозначения:

Районы преобладания экзогенных процессов: 1 – экзарации; 2 – гравитационных и нивальных; 3 – инфильтрационных; 4 – плоскостного сноса (среднегорья); 5 – глубинной эрозии; 6 – боковой эрозии; 7 – овражной эрозии; 8 – оползней; 9 – плоскостного сноса (на распаханых возвышенностях); 10 – аккумуляции.

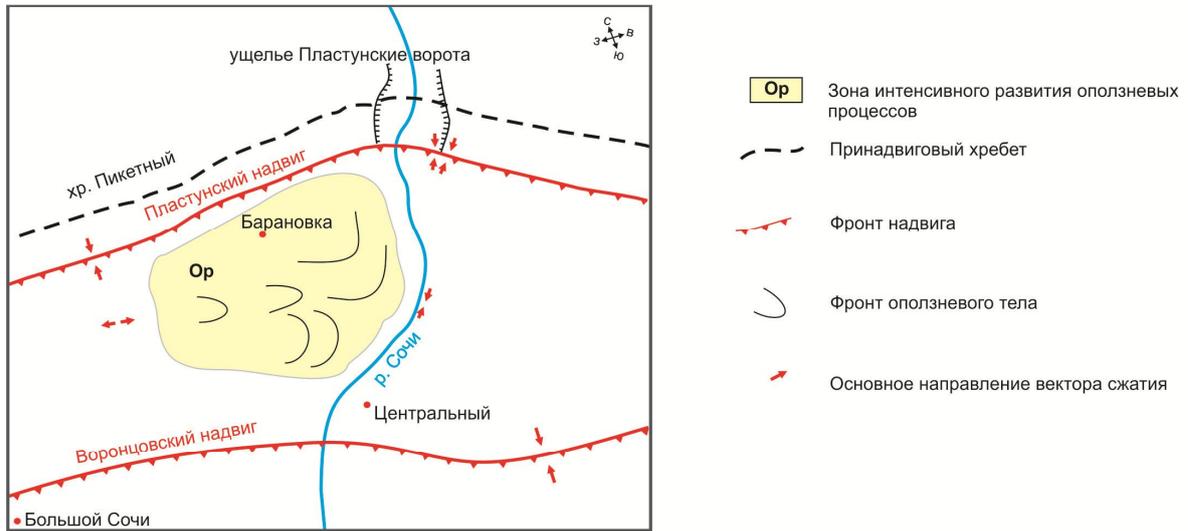
Подрайоны: 11 – оползней-сплывов на структурных склонах куэст; 12 – блоковых оползней на дезинтегрированных породах тектонических покровов, 13 – лиманной аккумуляции; 14 – дельтовой аккумуляции; 15 – береговой аккумуляции; 16 – абразии.

Отдельные особо значимые объекты: 17 – крупные оползни; 18 – обвалы и осыпи; 19 – селеопасные русла; 20 – грязевые вулканы; 21 – крупнейшие карстовые пещеры.

Прочие обозначения: 22 – реки; 23 – автодороги федерального и местного значения, 24 – железные дороги и туннели; 25 – города и поселки городского типа.

Схемы ключевых участков исследования

Ключевой участок № 1. Пластунский надвиг.



Ключевой участок № 2. Ахштырская антиклиналь.

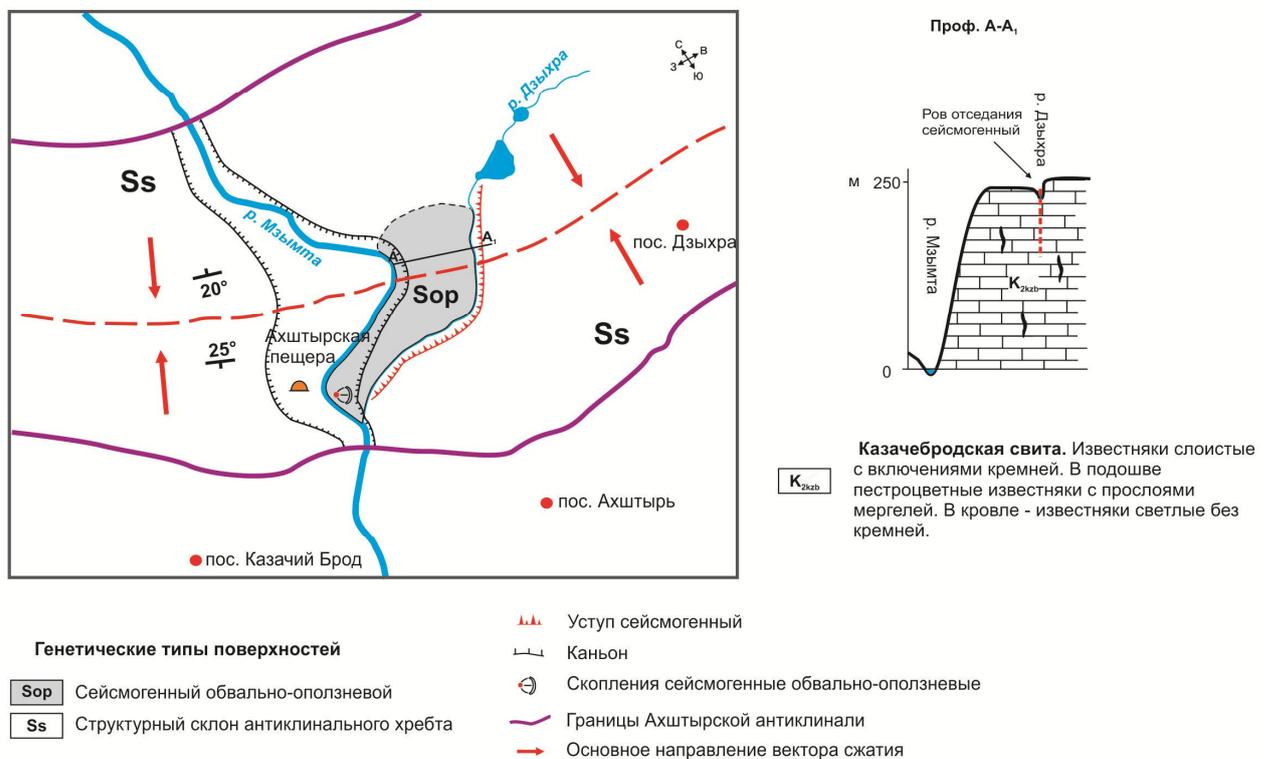


Рис. 14, 15. Геолого-геоморфологические схемы ключевых участков «Пластунские ворота» (сверху) и «Ахштырский» (снизу)

№	Речная терраса (с принятым индексом)	Морской аналог (с принятым индексом)	Возраст (тыс. лет) UI – уран-иониевые датировки	Высота над урезом реки в приустьевой части (метры)	Мощность аллювия (метры)
I	Павловская (a ^{PV} III ₃)	Сочинская /Сурожская морская (mv ^{sc} III ₃)	Соответствует Средневалдайскому (Ленинградскому) интерстадиалу [39]	5 - 8	от 2 – 3 до 6 - 8
II	Поповская (a ^{PP} III ₂)	Раннеагойская (mv ^{ag₂} III ₂) Позднеагойская (mv ^{ag₂} III ₂)	48,6; 55,9; 53,2 (UI) 33,6 ± 0,57 и 35,1 ± 1,2 (UI) [39]	25 - 30	10
III	Пугачевская (a ^{PG} III ₁)	Шахейская (mv ^{sh} III ₁)	74-76 тыс. лет (UI) [34]	45 - 52	20-25
IV	Партизанская (выделено 2 подуровня) (mv ^{as} III ₃)	Ашейская (mv ^{as} III ₃)	118 ± 3,5 тыс лет до 124 ± 3,5 (UI) [39]	51 - 62	от 2-3 до 8-12
V	Изумрудная (a ^{iz} II ¹)	Раннеузунларская (mv ^{sh} II ¹)	339 до 419 тыс. лет (TL) [12].	68 - 78	2 - 6
VI	Родниковая (a rd I ⁶) (выделено 2 подуровня)	Вуланская (Криницкая) (mv ^{vl(kr)} I ⁶)	нижний неоплейстоцен (древнеэвксинская трансгрессия) [39]	75-80 и 85-90	от 1-2 до 10-12

Табл. 1. Схема корреляции морских и речных террас Сочинского морфоструктурного района