

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტი
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ ИМ. ВАХУШТИ



1970

Library
Geography

ლ. კოღოშვილი

საქართველოს
ცოცხადი ტექტონიკა

და მისი ზემოქმედება
რელიეფზე

(სტრუქტურულ-გეომორფოლოგიური
კვლევის ცდა)

L. KOGOSHWILI

LIVING TECTONICS
AND ITS INFLUENCE
ON THE RELIEF
IN GEORGIA

(The experience of structural-
geomorphological investigations)

გამომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი
1970

Л. В. Когошвили

551.24.

**ЖИВАЯ ТЕКТОНИКА
ГРУЗИИ
и ее воздействие
на рельеф**

(Опыт структурно-геоморфологических исследований)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1970



В труде систематизированы результаты многолетних наблюдений автора над деформацией террас на территории Грузии, с использованием тахеометрических и полуинструментальных методов. Автор приходит к выводу о продолжающейся в антропогене (но с ослабленным темпом) интенсификации структур, заложенных в неогене и ранее. Они условно разделены по амплитудам вертикальных движений на порядки. В то же время в антропогене формируются складчатые новообразования низших порядков, обладающие меньшими амплитудами движений. Различные уровни циклических террас фиксируют пределы поднятия структур разных порядков в последовательные импульсы орогенеза. Продольные складки осложнены небольшими поперечными поднятиями. Дизъюнктивные явления приобретают значение в зонах больших амплитуд воздымания структур высших порядков, но, в основном, они подчинены складчатости. Наряду с небольшими подвижками вдоль позднейших разрывов, оживление обнаруживает ряд региональных разломов древнего заложения.

Редактор: Акад. Ф. Ф. Давитая

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый труд является итогом длительных исследований автором форм проявления молодых тектонических движений на территории Грузии, выраженных в преобразованиях рельефа как значительных, так и едва уловимых, регистрируемых лишь геодезическим методом. Сбор этих фактов был начат еще в 1943 году при инженерно-геологических изысканиях в различных районах республики, проводимых институтом гидроэнергетики и сооружений (ТНИСГЭИ). В том же аспекте, с 1946 года работы были продолжены уже в Геологическом институте АН ГССР во время гидрогеологического изучения Картлийской депрессии. Здесь проблема формирования подземных бассейнов грунтовых вод требовала применения комплексных методов исследования: от литолого-фациального анализа четвертичных и подстилающих миоплиоценовых отложений, до морфометрической съемки террас и выявления геологических условий циркуляции и преобразований химического состава подземных вод разных стратиграфических свит. Эти методы, как и восстанавливаемый ими гидрогеологический процесс, помогают представить конкретную обстановку развития рельефа в недавнем прошлом.

Исследования минеральных вод южного склона Кавказа, предпринятые автором с 1955 года, позволяют познакомить читателя с некоторыми вопросами дизъюнктивной тектоники.

Участие с 1963 года (совместно с Н. Е. Астаховым и др.)¹ в комплексных работах Института географии им. Вахушти АН ГССР по изучению динамики береговых процессов и четвертичных отложений приморской полосы Грузии дало весьма ценный материал наблюдений над изгибами террас на живых структурах.

В предлагаемом труде изложение фактических данных произведено в рамках выделенных автором геоморфологических подзон, отражающих в своих общих чертах свойственный для того или иного района характер складчатости. Собранные данные помогают нарисовать картину новейшей и живой тектоники, представляющей не что иное, как «продолжающуюся жизнь карты геологического строения», воссоздающей реальное пространственное положение и возрастные границы неотмирающих или вновь возникших пликативных и дизъюнктив-

¹ Г. Майсурадзе, К. Макапария, Дж. Мамаладзе, Р. Герасимов, Г. Вартанов, Дж. Джишкариани, К. Липонава и др.

ных структур на том или ином участке земной коры. Научное представление способно фиксировать их неуспокоенные движения, лежащие в основе бесконечных изменений рельефа.

Предлагаемый труд является первым юбобщением такого рода, поэтому он не может быть не лишен спорных положений, тем более, что возможность применения в исследованиях инструментальных методов была ограниченной. И все же выводы не могут не заинтересовать, так как они касаются не только форм проявления неотектонических процессов, но и некоторых их закономерностей, а также обещают пролить свет на ряд практических вопросов: 1) оконтуривание живых структур в условиях разведки полезных ископаемых (например, нефти); 2) установление связи локальных вертикальных движений в прибрежной полосе Черного моря и эвстатических колебаний, что должно способствовать правильной ориентировке при проектировании берепоукрепительных и прочих сооружений; 3) возможность прогнозирования характера и направления экзотектонических явлений на участках оживления структур пликативного и дизъюнктивного типа; 4) освещение вопросов, связанных с поисками глубоких минеральных вод, в частности, — об условиях их разгрузки или поглощения активизирующимися разломами, и т. д.

Пользуясь случаем, автор выражает глубокую признательность академику А. И. Джанелидзе, ценные указания и советы которого в течение многих лет давали стимул к осмысливанию и оценке исследуемых явлений неотектоники. Автор горячо благодарит также способствовавших осуществлению этой работы своих коллег по институтам геологии и географии им. Вахушти АН ГССР и по ТГУ.

І. ВВЕДЕНИЕ

А. История исследований

Основная задача предлагаемого труда — опираясь на детальную характеристику рельефа, восстановить историю его развития, как результат взаимосвязанных эндогенных и экзогенных процессов земли. Несомненно, эти геоморфолого-структурные построения должны выйти за рамки новейшего геологического времени. Поэтому целесообразно будет дать краткий обзор основных взглядов на геологическое развитие Кавказа, отражающих общий для науки процесс поисков новых и точных методов распознавания и оценки явлений природы, путем детальных изучений их отдельных сторон, и сопоставления множества добытых крупномасштабным картированием и буровой разведкой фактов. Взаимодействие наук и, именно, геологии и геофизики, намечает точно выверенный поиск причин многообразных движений земной коры, которые наш взгляд замечает лишь в форме застывших волн пластов и рельефа.

Обзор существующих концепций следует начать со взглядов Н. И. Андрусова (1918), разделившего представления Н. К. Соколова (1904) о фациях и биоценозе Черного моря и связавшего их не с эвстатическими колебаниями, а с поднятиями и опусканиями суши вдоль северного побережья моря. Эти представления были развиты и углублены с помощью многочисленных данных зондирования морского дна А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым. Выводы их сводились к обусловленному ледниковыми явлениями колебаниям земной коры и устанавливали связь трансгрессий в бассейнах, сообщающихся с океаном, с послеледниковыми эпохами, регрессий же — с ледниковым временем. По мнению этих ученых, история Черноморского прогиба тесно связана с новейшими тектоническими движениями (1932—1938 гг.).

Согласно другой, не менее распространенной концепции, которой придерживаются Л. А. Варданянц, Г. Ф. Мирчинк, М. В. Муратов, Н. И. Николаев, А. Л. Рейнгард, В. П. Ренгартен, вероятной причиной горных и равнинных оледенений служат вертикальные движения земной коры. Регрессия Черноморского бассейна, прервавшая его связь с океаном, была вызвана общим поднятием всей области, окружающей Черное море (М. В. Муратов, 1960). Пониженный в ледниковое время

сток не благоприятствует глубинной эрозии. Таяние ледникового покрова на Русской платформе во вторую половину ледниковой эпохи увеличивает речной сток, преобладает глубинная эрозия и образуются уступы террас. Начинаются трансгрессии, которые продолжаются и в межледниковое время в условиях увлажнения климата во внеледниковых областях, при опусканиях побережий.

Согласно мнению Б. Л. Личкова (1933), Кавказ сводообразно и этапами поднимался в последний отрезок третичного времени и в четвертичный период. Однородная картина уровня террас и их числа вдоль всего побережья — результат четырехкратного его поднятия. Этот вывод поддерживает и В. П. Ренгартен, который, ссылаясь на межтеррасовые интервалы в бассейне р. Ассы, допускает четыре эпохи оледенения (1931)² и 4 больших цикла эрозии (после последней орогенической фазы в алшероне).

Но Н. С. Шатский, анализируя строение неогеновых отложений Кавказа, высказывается в пользу продолжительного и непрерывного течения складкообразовательных процессов, отрицая здесь возможность проявления в кайнозой фаз орогенеза (1940, 1950).

Против «альпийской» схемы оледенений Кавказа и отвечающей им датировки террас выступает Л. А. Варданянц (1933, 1939)³. Позднейшее развитие рельефа он увязывает с максимальной верхнечетвертичной фазой горообразования, которую он представляет в виде сложной девятиступенчатой; первая подфаза ее синхронична риссу. Эта концепция приводит Л. А. Варданянца к выводу о весьма большой амплитуде верхнечетвертичных поднятий Кавказа, сменивших интенсивную бакинскую пенеplanation рельефа. В постбакинскую орогеническую фазу Б. Кавказ поднялся в виде горста на 1—2 км.

Представления о дифференцированных глыбовых движениях по разрывам придерживается С. С. Кузнецов (1935, 1941) изучая рельеф М. Кавказа. Но другой крупный исследователь этой области К. Н. Паффенгольц (1946, 1959)⁴ признает ведущим типом новейших тектонических движений «общее прогрессивное, возрастающее сводовое поднятие горной области, которое прерывается остановками или нисходящими движениями с компенсационным, все сокращающимся опусканием в пределах депрессий».

Большое значение плиоцен-четвертичным движениям на Кавказе придают В. В. Белоусов (1948), В. Е. Хаин и Л. И. Леонтьев (1950).

Н. И. Николаев (1949) относит Б. и М. Кавказ к области интенсивных антропогеновых и современных поднятий, сопровождающихся

² Геологические исследования в долинах р.р. Ассы и Камбилеевки на Северном Кавказе. Тр. ГГУ, в. 63.

³ О синхронизации стадий отступления последнего оледенения Центр. Кавказа и юрма Альпийской области. Тр. II. междунар. конф. Ас. по из. чет. п. Евр., в. 2, 1933.

⁴ Геологический очерк Кавказа. Ереван, 1959.

опусканиями более увеличенных амплитуд. Размах вертикальных движений оценивается в 4—5 км.

Придерживаясь концепции Л. А. Варданянца и С. С. Кузнецова, А. Л. Цагарели связывает формирование современного рельефа Кавказа с постплиоценовыми движениями (1964—1965). Структогенез, не заканчиваясь в миоцене, продолжается в плиоцене, активизируясь в Закавказской депрессии на границе апшерона и баку. Горные же области испытывают сильные сводово-глыбовые воздымания по омоложенным разломам. При максимуме воздымания в 7 км, темп поднятия в антропогене 2—4 мм, в то время как в более ранней эпохе — 0,2 мм в год.

Общую амплитуду поднятия Главного Кавказа после миоцена С. Л. Кушев⁵ определяет по высоте поверхностей выравнивания: акчагальской — 3—3,5 км (относит. высота 1—1,5 км), апшеронской — 500—900 м

Максимальное поднятие Кавказа за четвертичный период оценивается К. К. Марковым (1965) и Е. Е. Милановским (1968) примерно, в близких значениях — 1,5—2 км, И. Н. Сафроновым — 0,7—0,9 км (для Центр. Кавказа).

По Е. Е. Милановскому, в позднеорогенную стадию развития Кавказа (в. сармат — антропоген) резко усиливаются его вертикальные дифференциальные движения, с преобладанием поднятий над опусканиями. Подсчитывая объем осадков, удаленных денудацией из зон поднятий, и сопоставляя эти данные с величиной современного стока наносов кавказских рек, Е. Е. Милановский приходит к заключению, что Кавказ в верхнесарматскую фазу орогенеза был в четыре раза, а в верхнеплиоценовую — в два раза меньше современного.

Работы автора предлагаемого труда позволяют целиком поддерживать этот вывод.

Весьма интересны результаты длительных (с 1940 года) исследований неотектоники Малого Кавказа Н. В. Думитрашко, С. П. Бальяна, Н. М. Казаковой, Б. А. Будагова, М. А. Мусеибова и др.⁶

Опираясь на данные равномерных наблюдений и повторного нивелирования на Черноморском побережье, Н. В. Думитрашко и Д. А. Лилиенберг отмечают более активные движения в прогибах в неоген-антропогеновое время, нежели в поднятиях (1963).

В периоды, соответствующие затуханию поднятий или движениям обратного знака, имела место планация рельефа, и на Кавказе вырабатывалась система разновозрастных поверхностей выравнивания, деформация которых в настоящее время рисует основные особенности морфоструктур.

⁵ Геоморфологические наблюдения в Центральном Кавказе. Тр. Института геогр. АН СССР, т. 61, 1952.

⁶ Геоморфология Азербайджана. Баку, 1959; Геология Армянской ССР. Т. 1, Геоморфология. Ер., 1962; География Азербайджана. Баку, 1964.

К ценнейшим исследованиям неотектоники относятся батиметрические и геофизические работы двух последних десятилетий (В. П. Гончаров, Ю. П. Непрочнов, Я. П. Маловицкий и др.), выявившие основные морфоструктуры подводного рельефа неоген-плейстоценовых отложений в зоне Черного моря.

Все больше подчеркивается в исследованиях роль крупных активных продольных и поперечных разрывов, осложняющих главные неотектонические структуры Кавказа.

Обзор этот мы заканчиваем кратким очерком по литературным источникам, большей частью, фрагментальных и не систематических исследований Грузии, касающихся вопросов морфометрии и датировки террас, а также их деформации.

Из наиболее ранних работ необходимо вспомнить ссылки В. Ю. Руммеля (1900)⁷ на буровые скважины в Сухумской бухте, вскрывшие на глубине 6 м торф позднейшего осадконакопления. Эти данные дополняются работами А. Л. Козлова (1929), отметившего переуглубленные долин Гумисты, Баслы и Маджарки при выходе их из известняковых ущелий на причерноморскую равнину.

Наблюдения О. Н. Михайловской (1935) в пределах Мегрелии фиксируют усиление наклона террасовых плоскостей пропорционально возрасту террас.

А. И. Москвитин (1938) описывает геоморфологию долины р. Мзымты в районе Туапсе и сопоставляет террасы Кавказского побережья Черного моря со Средиземноморскими, поддерживая заключение Делпера об увязке с ними террас приустьевой части Роны.

Е. В. Шанцер (1939—1940) высказывает мнение о том, что на всем Черноморском побережье от Джубги до Ингури высота II и более молодых террас остается неизменной. Изменяют высоту только высокие террасы III, IV и V. Как и на Северном Кавказе, эрозионные долины Грузии с цокольными террасами, постепенно сбавляя высоту, переходят в сторону предгорий в аккумулятивные вложенные террасы. В этом — доказательство сводовых поднятий Главного хребта, противоречащее выводам Л. А. Варданянца и А. Л. Рейнгарда о горстообразном его воздымании.

Куриинско-Рионскую депрессию Е. В. Шанцер представляет как грабеноподобное образование, подвергшееся дальнейшей дислокации и «кряжеобразованию» в постпоянтическое время.

Постепенное погружение Колхидской низменности доказывает А. В. Моцерелия (1950)⁸, описывая эволюцию речного русла Риони.

Мнополетние работы А. Г. Лалиева позволили и ему отвести боль-

⁷ «Материалы для описания русских коммерч. портов». В. 30, 1900.

⁸ К вопросам геологической истории Колхидской низменности. Бюл. Вс. чайн. п.п. субтр. к., 1950, № 3.

шую роль в формировании Колхидской равнины новейшим тектоническим движением (1957).

К сожалению, огромное количество буровых скважин в Колхиде, Гурии и всей приморской полосе Грузии дает весьма приближенные сведения о мощностях, литологии и фаунистической характеристике осадков верхнего интервала разреза, условно относимых к четвертичным. Это в большой мере ограничивает возможность суждений по данным бурения об участии неотектонических структур Колхидской низменности в четвертичных движениях, уступая первенство геоморфологическим методам исследований.

Заслуживают внимания работы в Абхазии А. В. Живаго (1951, 1952) и Ш. В. Лашхия (1956, 1961). Первый из них, описывая формы рельефа, могущие служить показателями позднейшей тектоники, приходит к выводу о преобладающей роли явлений эвстатических, заглушающих проявление неотектонических процессов. Ш. В. Лашхия, напротив, геолого-геоморфологические и археологические данные ставит в зависимость от неотектонических факторов.

Сравнивая положение чаудинской террасы на Черноморском побережье, П. В. Федоров объясняет различный уровень ее превышения над морем «неравномерным воздыманием различных участков Кавказских предгорий» (1963).

Формирование абразионных и аккумулятивных морских террас Черного моря В. П. Зенкович (1962) связывает с прерывистыми тектоническими движениями береговой зоны, в то время как А. С. Ионин и П. А. Каплин (1956)⁹ видят причину образования морских террас в конкретных условиях эволюции берега моря.

Изучая стратиграфию и фации плиоценовых отложений нефтеносного района Гурии, А. А. Чиковани уточняет карту геологических структур верхнеплиоценовых и чаудинских отложений (1961—1964). Он отмечает значительную антропогенную часть амплитуды разрыва у с. Чочхати, по которому мэотис контактирует с гурийскими слоями.

Систематизация плейстоценовых отложений Грузии в работе Д. В. Церетели (1966) дает обширный материал по четвертичным отложениям и хронологическим схемам речных и морских террас, изучение которых помогает оценить роль новейших движений.

Весьма интересные сведения о связи рельефа с молодыми тектоническими движениями приводят в своих диссертационных работах сотрудники группы четвертичной геологии Института им. Вахушти Б. П. Джаджанидзе по Кахетии и Г. М. Майсурадзе по Ахалцихскому району. Основные доказательства их построены на морфоструктурном анализе террасовых рядов.

Собранные за небольшой сравнительно срок комплексными работами Института географии им. Вахушти данные о неотектонике и чет-

⁹ «Особенности формирования морских террас». Изв. АН СССР, сер. геогр., 1956, № 5.

вертикальных движениях Грузии поставили необходимость их пространственной систематизации и сводки. Это осуществляется, с одной стороны, работами Н. Е. Астахова (1968) по неотектоническому районированию и составлению карты морфоструктур высоких рангов в масштабе 1:600 000, с другой стороны, составлением геоморфолого-структурной карты в масштабе 1:50 000 полосы Черноморского побережья между реками Псоу и Чорохи (1966—1967), которое осуществлено, в основном, автором предлагаемого труда.

В работе используются материалы, освещающие геологическое строение интересующих нас районов, большой группы авторов: В. П. Агеева, С. Г. Букия, Д. А. Булейшвили, Е. К. Вахания, П. Д. Гамкре-



Рис. 1. Скульптурный рельеф на палеогеновом флише в верховье р. Таны.

лидзе, А. И. Джанелидзе, С. И. Ильина, Н. А. Канделаки, В. И. Курочкина, А. Г. Эберзина, Д. Ю. Папава, В. П. Ренгартена, А. А. Чиковани, Г. Р. Чхотуа, В. Я. Эдилашвили и др.

Б. Постановка вопроса и методика работ

Новейшие и современные движения относятся к заключительному этапу тектонической истории района, принадлежат к позднейшим импульсам альпийского орогенеза. Направление и характер этих движений определяются развитием региональных и сопряженных с ними локальных структур. Систематизация признаков отражения тех и других на поверхностях террас и в вариациях превышения их уступов над поймой или приморской равниной позволяют оценить роль, в основном, вертикальных движений складчатых форм. Именно потому мы, вслед за Н. И. Маккавеевым (1955), рассматриваем террасы как «чувствительные индикаторы» новейших и современных тектонических движений. При этом, наиболее подвижным и быстро реагирующим на изменение эндогенных условий фактором являются гидрографическая сеть и береговая равнина.

«Геологические летописи, — по словам Е. Вегманна (1957) — повреждены так сильно, что восстанавливаемая по ним история понево-

ле содержит ряд пробелов»¹⁰. Однако, большое количество фактов, приводимых нами при съемке террас для сопоставлений, позволяет, в известной мере, сузить эти пробелы и, с большим или меньшим приближением, представить направление и амплитуду тектонических движений на конкретных участках исследований.

Правильная оценка новейших и современных движений возможна, как замечает Н. И. Николаев (1949), на фоне более древних движений, «происходящих путем наложения колебаний разных периодов и амплитуд». Таким же сложным спектром отличаются и новейшие движения, для которых характерна ритмичность, как «повторяемость колебаний, повторяющихся во времени в виде полной волны». Но насколько убедительно сведение всего разнообразия тектонических движений только к колебательным? В своем возражении против этого взгляда, И. П. Герасимов (1950) указывает на одновременность и непрерывность проявления эпейрогенических, вековых и орогенических движений.

Эти последние, по трактовке автора, представляют совокупность вертикальных перемещений различных амплитуд и скорости, свойственных развитию складок разных порядков. Движения мелких складок, осложняющих крупные структуры, будут накладываться на продолжающиеся в ослабленном темпе четвертичные движения материнских структур.

Анализируя фактические данные, мы неоднократно сталкиваемся с чертами унаследованности роста складок и соответствующего рельефообразования. Поэтому описание движений позднейших складок в труде дается неотрывно от материнских структур, на «теле» которых они формируются и которые выражены в общей морфологии рельефа. Рассматривать новейшие движения вне такой связи означало бы — изъять предыдущие страницы истории, восстанавливающей развитие горной страны во всем многообразии изменений форм ее рельефа от верхов плиоцена или низов антропогена по настоящее время.

Трудности определения возраста и количественной оценки динамики рельефа на территории Грузии заключаются в том, что аллювиальный покров речных террас почти всюду нем. Не заставили заговорить его в достаточной мере ни спорово-пыльцевые исследования, ни остатки культурных слоев.

Пока еще не накоплен опыт и не распознаны критерии для прослеживания перехода аллювия в ледниковые образования. Знаменитая Цебельдинская морена, в которой найдены мустьерские орудия труда, морена, из-за которой в течение десятилетия сталкивались противоположные взгляды целого ряда исследователей, развенчана последними детальными работами Д. Табидзе (1966), доказывающими принадлежность этих осадков конусу выноса р. Джампала.

¹⁰ Сборник «Живая тектоника», 1957.

Итак, геоморфология остается пока одной из наиболее надежных областей науки для выяснения вопроса о тектонических движениях четвертичного периода. Опираясь на индуктивный метод геоморфологических исследований, мы замечаем взаимосвязи между подчас незначительными и как бы случайными явлениями, представляющими существенную деталь, неразрывное звено в становлении рельефа.

Ведущим вопросом предлагаемого труда является, как уже было сказано, преобразование рельефа новейшими и современными тектоническими движениями, сопоставляемыми автором с «живой тектоникой». Название это хорошо согласуется с ее сущностью — продолжающейся, или вновь возникшей жизнью складчатых и разрывных структур. Форма проявления живой тектоники так наглядна, что исследователь воспринимает измененный ею рельеф, как результат совсем недавних процессов. Он как будто видит «как растут горы» (Г. Клоос, 1940)¹¹. Унаследованные во многих случаях из прошлого, новейшие движения структур ваяют подобные и соразмерные им формы рельефа, в которых можно прочесть родословную и общий характер складок.

Позднейшие и современные их движения, вероятно, следует распространить на конец плейстоцена и палеоцен, т. е., в основном, на время формирования древнечерноморской террасы (датируемой культурой бронзового века) и поймы.

Исследованиям молодой тектоники Грузии около двадцати пяти лет. Одним из пионеров, отдавшим изучению этих процессов всю кипучую энергию свою и богатую интуицию, был профессор К. И. Добровольский. Консультируя строительные работы оборонного значения на Б. Кавказе в годы Отечественной войны, К. И. Добровольский пытался обосновать зависимость явлений крупных нарушений и перемещений массивов коренных пород по склонам хребта от новейших тектонических движений вдоль издавна заложенных швов тектонических сместителей.

Объектами исследований служили также Ткибульское и Ткварчельское каменноугольные месторождения, Храмгэс, Рионгэс, Сухумгэс, Дзоратэс и др. По инициативе этого ученого, группой научных работников ТНИСГЭИ¹² велись наблюдения над сдвижением пластов пород и их деформацией при выработке подрусовых целиков угля на угленосных площадях Ткварчельского района. По замыслу К. И. Добровольского, эти работы должны были пролить свет на представление о динамике движения искусственно нарушенных пластов, воссоздавая характер его в тектонических процессах.

Обидно, что ранняя смерть К. И. Добровольского прервала эти ценнейшие наблюдения, которые так и остались блестящим началом разработки неотектонических вопросов на конкретном объекте инженерно-геологических исследований в Грузии. (Предлагаемый труд —

¹¹ Cloos. H. Berge wachsen sehen. Geol. Rundsch., 31, 1940.

¹² Тбилисский н.-н. институт сооружений и гидроэнергетики.

небольшая, но искренняя дань памяти этому ученому, ибо увлечение проблемой неотектоники, которое способен был он зажечь в своих соратниках и учениках, перешло у автора этих строк в постоянство, определившее многолетний интерес его к живой тектонике, какими бы узкогеологическими работами ни приходилось ему заниматься на протяжении всех этих лет).

Из ранних трудов, положивших, в известной мере, теоретическую основу для изучения позднейших тектонических движений Грузии, является книга А. И. Джанелидзе (1940) «Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума». Впервые в ней мы узнаем, что необходимым условием для возникновения краевых надвигов является наличие свободного фронта движений, благоприятствующих выдавливанию пластов пород, срезанных склонами, в сторону долины, под действием тангенциальных напряжений. В этом причина точного совпадения тектонических линий с геоморфологическими.

Если движения вдоль оживших дизъюнктивов довольно точно фиксируются с помощью сейсмоприборов, установление и измерение современных подвижек на складчатых структурах требуют многолетних высокоточных геодезических работ. В. М. Джикия приводит для Грузии данные повторного нивелирования с 1904 по 1963 г. и с 1929 по 1949 г. (материалы предыдущих исследователей и его собственных за-



Рис. 2. Скульптурный рельеф на нижнемеловых известняках по бортам Ткибульской котловины.

меров)¹³. Делается вывод об общем поднятии участков Туапсе-Сочи со скоростью 2,1 мм/год и Очамчири-Хоби со скоростью 0,6 мм/год.

В полосе общего относительного опускания находится побережье между Сочи и Очамчири, а также участок Цхакая—Поти. На этом последнем ось опускания, среднегодовая скорость которого 6,2 мм/год, проходит через г. Поти¹⁴.

¹³ Результаты изучения современных движений на побережье Черного моря (Колхидская низменность) по данным повторных нивелировок. Кн. «Гл. стр. Кавк.», изд. «Наука», 1966.

¹⁴ Эти данные, в свете нижеизложенных материалов исследований, требуют критического подхода.

II. МОРФОЛОГИЯ, РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА И ЖИВАЯ ТЕКТОНИКА ПРИМОРСКОЙ ПОЛОСЫ ГРУЗИИ

Из комплекса факторов воздействия на рельеф наиболее существенными являются геологическое строение и молодые тектонические движения, направляющие экзогенные процессы, и, именно, эрозионную и водноаккумулятивную работу рек, абразионную и аккумулятивную деятельность моря, а также денудацию и карстообразование. Мы рассмотрим эти явления, систематизируя их в пределах северной и южной частей Причерноморья Грузии.

1. МЕЖДУРЕЧЬЕ ПСОУ И ГАЛИДЗГИ

Рельеф по специфике крупных форм здесь представляют: 1. юго-западные отроги средневысотных хребтов, обрывающихся к морю, 2. невысокие холмисто-грядовые предгорья и 3. приморская низменная равнина. В каждом из этих орографических регионов рельеф разбивается на тектонических структурах, порядки которых в общем, последовательно убывают от верхних частей склонов Кавказа к Черноморскому побережью, обнаруживая продольную, а в ряде случаев поперечную морфологическую зональность. Подтипы рельефа с литолого-стратиграфическими комплексами пород, на которых они выработаны, подробно описаны были автором для причерноморской полосы Грузии (1966—1967). В предлагаемом труде дается лишь общая их характеристика с систематическим обзором террас и профилей древней и современной эрозии — наиболее важного объекта воздействия живой тектоники.

А. Среднегорный долинно-эрозионный рельеф на дислоцированном мезозойском и нижне-третичном основании

Междуречье Псоу и Бзыби построено на горных массивах Ачмарда, Зырху, Мамдзышха и Авюца, сложенных барремскими известняками, в окнах которых порой обнаруживаются более древние отложения. Вершинный хребет Мамдзышха (1870 м) представляет высеченное в рельефе южное крыло Гагринской синклинали неокома, ось которой проходит между р.р. Хашупсе и Бзыби через села Христово и Ачмарда. В местах погружения структуры хребтов Авюца и Зырху под верхний мел и третичные осадки, на крыльях ее проявляются в рельефе вторичные складки. Хребты прорезаны глубокими ущельями карстовых, маловодных рек юго-западного направления, таких как Пхиста, Жеопсе, Сандриш, Анахомста, Жовеквара и др.

В ущелье Псоу, прорезающем антиклиналь дат-палеоценовых известняков г. Камерин-Депа, по склонам врезаны террасы: V терраса,

соответствующая верхнекуяльницко-гурийскому времени¹⁵ — на уровне от 360 до 410 м (240—250 м отн. выс.), на территории сел Микельрипш—Ермоловка; IV терраса врезана по склонам долины

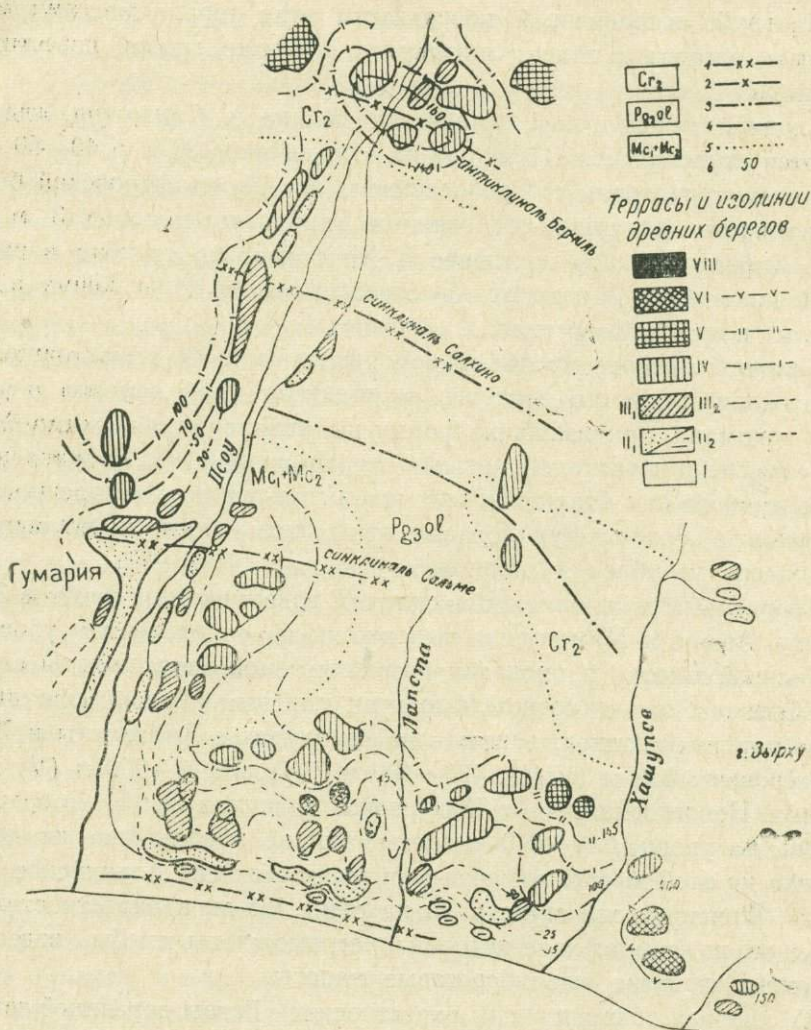


Рис. 3. Схема дислокации междуречья Псоу и Хашупсе: Cr₂ — верхнемеловые известняки, Pg_{3ol} — олигоцен, Mc₁+Mc₂ — нижний и средний миоцен; террасы: VIII — нижн. сарматская, VI — понто-киммерийская, V — в. куяльницко-гурийская, IV — чаудинская, III — др. эвксинско-узунларская, II — ранне и позднекарангатская (II₁, II₂), I — древнечерноморская; 1 — синклиальный изгиб террасы, 2 — антиклиальный изгиб террасы, 3 — ось синклинали, 4 — ось антиклинали, 5 — границы стратиграфических комплексов, 6 — примерный уровень восстановленных плоскостей террас.

¹⁵ Условная датировка террасовых поверхностей дана в соответствии с результатами исследований А. А. Чиковани (1963—1968), позволивших ему с помощью литолого-фашиального анализа неоген-четвертичных отложений Причерноморья Грузии наметить возраст

Псоу на высоте 240—260 м, превышение над поймой 130—140 м. Наиболее приподнят — до ютн. выс. 160 м останец террасы на оси антиклинали Берчиль. Терраса соответствует чаудинской (рис. 3).

На грубо выровненной поверхности этих террас местами можно встретить валуны и гальки порфирита, а также гравий известняка и песчаника.

Сходной морфологией отличается долина р. Сандрилш, где фиксируются ступени IV и III террас на отн. высоте 130 м и 40—50 м. III терраса на территории с. Ковалевское и под Христофоровской больницей прикрыта валунным галечником карбонатных пород 3 м мощности. Характерно, что восточнее с. Христофорово ступени в рельефе на той же высоте образуются выступами полого залегающих в своде складки пластов известняка.

Большой интерес представляют развивающиеся в настоящее время по склонам долины Хашупсе экзотектонические явления в известняках сеномана, принимающие форму выдавливания и выжиманий слоев вдоль трещин господствующего меридионального направления и ответвлений от них. Не исключено, что выпуклая форма коренного правобережного склона тут обязана этим подвижкам, проявляющимся в процессе углубления долины.

Террасовые ряды по южным склонам известняковых хребтов Зырху, Жовеху, Авюца и Мамдзышха выдержаны на определенном уровне относительной высоты в пределах развития одной определенной структуры¹⁶. Связаны они с соответствующими циклами абразии или аккумуляции морских осадков, занимая на междуречье Анахомсты и Жовеквары уровень: 819 м (VIII), 420—400 м (VI), и 270—290 м (V) между ручьями Новоагринским и Цихервой. Указанная Б. А. Добрыниным ступень на уровне 200—210 м здесь нами не обнаружена, но перелом рельефа на этой высоте отмечен в окрестностях сел Альпийское и Гаграпста. Фиксируется ступень и на отн. 165 м, в окрестностях сел. Отрадное, на южном крае которой нагромождены глыбы известняка, возможно, древние вдольбереговые наносы.

IV терраса сохранилась в окрестностях Гагры вереницей широких протяженных обрывков выровненной поверхности, обычно занятых строениями или садами. Превышение их над морем 120—110 м, с постепенным снижением уровня с запада на восток до 100—90 м (берега р. Колхиды). Поверхность IV террасы между с.с. Даба и Альпийское покрыта суглинками, среди которых присутствует галька и гравий порфирита, известняка, кварца, иногда, песчаника. На других пло-

тные пределы стадий седиментации. (В этап ослабления эрозии, когда вырабатывается поверхность террас определенного цикла в условиях пониженного стояния континента, в море сносятся, преимущественно, пелитовый материал, в то время как в этап поднятия района в процессе горообразования преобладает накопление терригенных осадков).

¹⁶ На линии одинаковых амплитуд ее поднятия.

щадках галька встречается в рассеянном виде. Не исключено, что останцом синхроничной террасы является плато на отметке 150 м под западной окраиной верхней поселка Гребешок.

Ущелье р. Бзыби. Бзыбь глубоко пропиливает меридиональным ущельем крутосклонный рельеф с узкими вершинными гребнями на меловых и верхне и среднеюрских отложениях, высекая по обоим склонам ряды террас.

Останец IV правобережной террасы (в 8 км севернее нижне-Бзыбско-расширения) на отн. отм. 165 м, выработан на известняках лузитана и образует над рекой четкий уступ. Обрывки террасового покрова 5—7 м мощности состоят из галек порфирита, метаморфического сланца, андезита и выветрелой карбонатной породы. К синхроничной террасе относится хорошо выраженный на правом берегу Бзыби (в 1,5 км выше ее слияния с Гегой), уступ, возвышающийся над поймой на 170—180 м. На том же уровне, на левом берегу реки встречена крупная галька порфиритов.

На склоне IV террасы, III терраса представлена на высоте 50—60 м над поймой скоплением крупного галечника. Соответствующая ей ступень на левом берегу Бзыби с отн. высотой 75—80 м находится в 10—11 км севернее Рицинского моста.

Останцы II террасы по р. Бзыби (ниже слияния с Гегой) характеризуются превышением над рекой с севера на юг — 24,8—22,1—16,5 м. На отрезке выполаживания профиля этой террасы увеличивается мощность валунно-галечникового ее покрова от 3—4 м до 8 м. Река пересекает здесь унаследованный с прошлого депрессионный изгиб.

Обрывки самой молодой I террасы вблизи соединения Бзыби с Гегой имеют превышение над поймой 7,4 м и также представлены валунными галечниками. Состав их аналогичен составу пород более высоких террас. К югу ступени снижаются и относительная высота I террасы на правом берегу Бзыби под Рицинским мостом 4—4,5 м. Здесь на всю высоту склона вскрыт валунный галечник известнякового состава. Граниту и порфириту в нем принадлежит всего 10%. Терраса к югу быстро опускается до отн. высоты 2,5—3 м.

Междуречье Бзыби и Гумисты. Среднегорный глубоко расчлененный рельеф на меловых и палеогеновых закарстованных известняках образуют отроги гор: Напра и Чипшара (между Бзыбью и рч. Ыгри), Дзишра, Хипста и Акиб (между р.р. Аапста и Ыгри), Заширбара и Гумишха (между р.р. Аапста и Зап. Гумиста).

Морфологической особенностью этой подзоны являются однородный изгиб речных долин из широтного направления в меридиональное и расширения их в полосе контакта палеоцен-эоценовых и олигоценых известняков.

Река Хипста узким широтным ущельем пропиливает известняки нижнего и верхнего мела. Морфология долины на этом интервале (выпуклые склоны, сближающиеся кверху по линии вершин Окхара и

Мжахва) несет черты карстовой полости, недавно прорванной рекой. (Более молодая река Мчишта еще не достигла этой стадии эволюции и на данном интервале является подземной карстовой рекой). Вместе с тем, сивелированная до абс. высоты 540 м, вершина г. Мжахвы — свидетель той ранней стадии эволюции реки Хипсты, когда она только выработывала долину в условиях еще не продвинувшегося вглубь карстообразования, развитие которого впоследствии поглотило водный поток.

Не менее загадочна своей морфологией и генезисом долина Ыгри. Приближаясь к р. Хипсте на том же северном крыле синклинали Джиркьва, рч. Ыгри изгибается в субширотном направлении к востоку; обогнув Хопскую правобережную возвышенность, снова поворачивает, но уже к западу, соединяясь с Хипстой там, где та сворачивает на юг. На склонах долины Ыгри врезаны ступени на отметках от 300 до 350 м (V терраса), превышение которых над дном долины увеличивается с востока на запад от 50 до 70 м. На той же, примерно, высоте в окрестностях с. Хопи ряд площадок — уже структурного генезиса: они приурочены к своду узкой антиклинали Атхара, сложенной барфемскими известняками. Эта близость уровней свода складки и террасы весьма показательна и ниже будет отмечена не раз, утверждая единство процесса формирования структуры и импульса поднятия района.

Южное крыло антиклинали Атхара совпадает с южным склоном Хопского гребня, меняя вдоль него крутое падение на вертикальное.

Дно долины Ыгри сложено туронскими известняками, подвергающимися на этой территории усиленному карстообразованию. Они образуют мульду синклинали с пологим северным крылом (15—20°) и крутым южным. Следовательно, долина Ыгри — синклиальная морфоструктура, со стрелой изгиба 70—100 м; дно долины сохранилось на уровне IV террасы (225—250 м), величина же превышения, благодаря господствующей тенденции опускания, равнозначна превышению над поймой III террасы. За пределами одноименной синклинали, река Ыгри у соединения с Хипстой пропиливает глубоким ущельем антиклиналь Атхара (рис. 8).

Река Аапста (Баклановка) прокладывает узкую глубокую долину в меридиональном направлении через отроги поры Гумышхи; делая резкий поворот к западу в окрестностях с. Хабю, река широтно прорезает хребет Заширбара и снова поворачивает у с. Ачандара в меридиональное направление.

На широтном интервале долина р. Аапсты имеет вид карстовой полости, шириною 6—7 м у тальвега и резко суженной (на отн. в 50 м) кверху до 3—4 м. Вблизи выхода реки в расширенную субмеридиональную долину, на обоих склонах последней, на южном крыле небольшой антиклинали в палеогеновых известняках высечены площадки III надпойменной террасы. Левобережный останец протягивается

на юг более чем на 1 км, с отчетливым наклоном к югу поверхности и подошвы террасовых отложений. Бровка террасы возвышается на 50 м над поймой. Аллювиальный покров видимой мощностью 2,5 м (истинная не менее 3,5 м), сложен окатанными и угловатыми обломками, а также глыбами известняка, сланца, черного песчаника и гранита. Мощность аллювиального покрова увеличивается к югу, в сторону погружения его подошвы (рис. 4).



Рис. 4. Выход р. Аапсты из карстового ущелья.

Ступень III террасы у карстовой полости указывает также на тождественность развития морфологии долин Палеоаапсты и современной Аапсты. Разрабатывая карст до уровня III террасы (не глубже), древняя река выходила на поверхность, тоже в расширенную в зоне синклиналиного прогиба долину, производя здесь интенсивное накопление галечников. Позднейший импульс поднятия активизировал глубинную речную эрозию и продвижение карста вглубь.

Междуречье Псырцхи и Шицкуары характеризуется расчлененным овражной сетью структурно-карстовым рельефом на меловых и палеогеновых известняках.

Хребет Заширбара, являющийся восточным продолжением гребня Окхара-Дидрипш, в полосе изгиба Аапсты поворачивает к югу и разветвляется. Западная ветвь ширковидно югится синклиналиную долину р. Мцари — левого притока Аапсты; восточная ветвь оконтуривает расширенную в районе с. Греческое долину Псырцхи, сливаясь с широтным хребтом Аж-Амгвы (1280 м). Западный отрог последней проходит в юго-западном направлении через г. Иверскую, параллельно береговой линии, и замыкает расширение долины Псырцхи с юга. Таким образом, рельеф отражает основные структуры района: на севере Мцарскую синклинали в осадках олигоцена, на юге — антиклинали Аж-Амгва с барремскими известняками в ядре. Северное крыло последней осложнено вторичными волнами складчатости: синклиналиной — в полосе с. Аквача и антиклиналиной — в окрестностях с. Верх. Анухва (рис. 5).

В сухих плоскодонных, карстового типа, долинах рек Псырчи и ее притоками и Адквары обнажаются горизонтальные или слабо волнистые напластования известняков, четко обрисованные в рельефе. Протяженные плато соответствуют или сводам антиклиналей нижнемеловых известняков, или мульдам верхнемеловых и апт-альбских слоев.

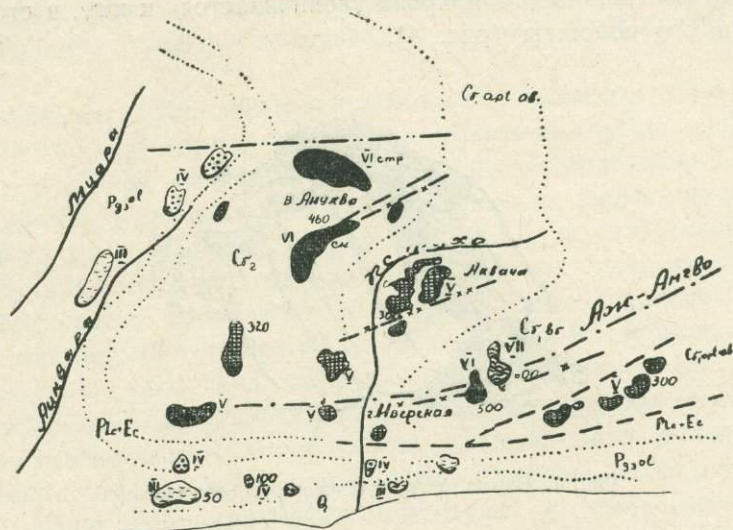


Рис. 5. Схема деформации террас района Ахали-Афони: C_1 ~~ab~~, C_1 apt-ab — нижнемеловые известняки (баррем, апт, альб), C_2 — верхнемеловые известняки, Plc+Ec — палеоцено-эоценовые известняки, Pg_{3ol} — майкопская свита олигоцена, Q — четвертичные осадки. Террасы: VII — нижнеэоценовая, VI — понто-киммерийская, V — верхнеплиоценовая, IV — чаудинская, III — эвксиноско-узунларская, — — — ось антиклинали, — — — ось синклинали, — X — антиклинальный изгиб террас, — — — тектонический разрыв, . . . границы стратиграфических комплексов, 50 — примерный уровень восстановленных плоскостей выравнивания.

Отражение в рельефе структур разных порядков выступает здесь весьма выразительно. Наиболее высокой поверхностью выравнивания является плато «Орлиное гнездо». Оно возвышается над Ах. Афони в своде антиклинали Аж-Амгва на 600 м и отнесено нами к VII террасе. На площадках ее фрагментов гальки нет, она изредка встречается по их склонам среди дельювия. Следующий уровень поднятия — VI террасу — характеризуют ступень на склоне плато «Орлинское гнездо» — на уровне 500 м — и обрывки равнин на высоте 460—420 м в районе с. Верх. Анухва. (Первая располагается на своде вторичной антиклинали). Более распространены фрагменты V абразионной террасы на уровне от 370 до 300 м, соответствующие структурной террасе на горизонтальном напластовании известняков. Наименьшая высота ее 310—300 м отмечена на оси вторичной синклинали в окрестностях с. Аквача, т. е. на дне тазовидного изгиба рельефа, стрела которого 60—70 м. Вершина г. Иверской на отм. 335 м представляет скульптурно-абразионную террасу уже на южном крыле антиклинали Аж-Амгва, с кото-

рым совпадает южный склон террасы. На том же крыле восточнее, в окрестностях с. Псырцхи, ступени V террасы вытянуты параллельно береговой линии на высоте 300 м. Понижение их к юго-западу, вероятно, обусловлено опусканием блока апт-альбских слоев по тектоническому сместителю, которое осложнено оползневыми подвижками обособленных разрывами массивов коренных пород в сторону моря.

Вдоль южного склона антиклинального хребта Аж-Амгва прослеживаются широтно удлинённые параллельно береговой линии реликты IV террасы на уровне 100—110 м. Высота их однозначна почти на интервале в 4 км расстояния, ибо они попадают в полосу одинаковых амплитуд поднятия крыла упомянутой антиклинали. Тыловой шов этой террасы на южном склоне Иверской горы лежит на уровне 120 м, а в окрестностях с. Саджог (правобережье Псырцхи) на 140 м. Площадки на уровне 110—100 м под селами Цквара и Ачанва покрыты галькой. В карьере на Подгорной улице Афона обнажается покров этой террасы на майкопских глинах. Он представлен хорошо окатанными гальками известняка мощностью 2,2 м. Аналогичные галечники прослеживаются вниз по дороге, идущей к морю. Вариации уровня, а также включения крупных глыб и обрывков пластов майкопских глин указывают на оползневые смещения последних вместе с покровом IV террасы вниз по склону.

К морской террасе следующего уровня (III) относятся площадки под Афонским собором на высоте 60 м и на левом берегу Псырцхи, под селами Абаахуда и Нижн. Анухва на высоте 50 м. Несколько деформированных оползнями останцов молодых террас наблюдается также на территории садоводческого совхоза на высоте 20—25, 10 и 5—6 м. Галечный покров сохранился лишь в ближайшей к морю части берега на глыбах известняка среди обрушенных и измятых майкопских глин.

Обращает внимание то обстоятельство, что речка Псырцха, как и параллельная ей Мааниквара, углубляет свою долину лишь на южном склоне известнякового антиклинального гребня. В полосе же свода антиклинали Аж-Амгва и на синклинали Аквача долина углублена лишь до 200—250 м высоты. Водный поток поглощается карстовыми полостями, глубина распространения которых в известняках антиклинали Аж-Амгва, судя по отметкам дна «Анакопийской пропасти», — около 35 м. До этого уровня и углубляет свою долину западная речка Ацквара; глубина ее вреза, определяет, таким образом, глубину продвижения и карстовых процессов. Она должна соответствовать амплитуде позднейшего поднятия антиклинали Аж-Амгва, пропиленной в периклинальной части молодой речкой Ацквара. (Псырцха же относительно древняя река, вырабатывающая долину с чаудинского времени, после отступления к югу гурийского моря). Карстовые явления активизировались тут, видимо, в средне и верхнечетвертичное время.

Итак, для междуречья Мцари и Гумисты характерны: 1) лестница террас, уровни ступеней которой или пределы циклических поднятий подчинены порядку интенсифицирующейся структуры и положению на ее крыле относительно свода или мульды; 2) структурные террасы на вторичных складках на крыльях главных структур района, соответствующие двум уровням абразионных террас V и IV; 3) изгиб V террасы по оси синклинали Аквача; (за четвертичное время он измеряется 60—70 м).

Однозначность или близость высот морских, речных и скульптурных террас показывает, что поднятия в первых двух обусловлены прерывистыми и управляемыми импульсами складкообразования вертикальными движениями. Они сочетаются с глыбовыми смещениями по разрывам, в частности, по локальному разрыву южного крыла антиклинали Аж-Амгва.

Междуречье Гумисты и Маджарки характеризуется структурно-карстово-денудационным рельефом на ядрах антиклиналей, сложенных меловыми и среднеюрскими отложениями. Ими построены средневысотные, резко ограниченные хребты субширотного простирания, разделенные плоскодонными долинами или высокими равнинами со смягченными склонами. Нигде так отчетливо, как в этом регионе, не выражена связь рельефа со структурами развитых здесь отложений, и нигде так настойчиво не напоминают о себе свежесть и молодость форм рельефа, подчеркивающие обусловленность морфологии позднейшими тектоническими движениями.

Рельеф горных гряд с севера на юг представляют: восточные отроги хр. Аж-Амгва — Абиандэ—Ахупач (высотой от 921 до 1386 м), восточные отроги хр. Абанагдара — гряда Яштухорху — Бырц—Гварда (высотой от 593 до 440 м). Между этими гребнями как бы вклинивается с востока западное продолжение Панавского хребта с вершинами: Бырджа и Чижоуш (640—540) и Апианча (1060 м).

Из перечисленных гряд наиболее приподнята по западному и восточному краям северная антиклинальная гряда Абиандэ—Чаама—Ахупач. По восточному краю обнажается ядро нижнемеловой антиклинали, сложенное порфиритами байоса, прорванными батским гранитом. Оно пропилено рекой Келасури на глубину 1006 м до абс. уровня 370—400 м. Гумиста прорезает байосские вулканиты в ядре приподнятой на западе той же антиклинали, но глубже чем Келасури — до уровня 200 м (рис. 12). Наименьшие высоты скульптурной террасы вершин антиклинального гребня Абиандэ—Ахупач лежат в средней его части на отметках 820—880 м, образуя плоскокрылый перегиб рельефа. Не трудно видеть, что дно его находится на меридиональной оси прогиба смежной синклиальной котловины Мтискалта—Старушкино, свидетельствуя о взаимосвязанных, в условиях тангенциальных напряжений в орогене, вертикальных движениях структур.

Исходя из уровня и амплитуды неотектонических поднятий или погружений, мы можем условно подразделить морфоструктуры района на следующие порядки: 4 порядок — антиклинальный гребень Абиандэ—Ахупач (поднятие более 1000 м); 5 порядок — антиклинальные гряды Бырджа—Ягыш—Гварда и др., амплитуда поднятия которых снижается с севера на юг от более 600 м до 400. Того же порядка Мтискалтинская котловина, развивающаяся на синклинальном осложнении северного крыла антиклинальной структуры Абиандэ—Ахупач. Корытовидный изгиб террасы Цинсвла на синклинальном новообразовании на крыльях антиклиналей Бырджа и Гварда (стрела изгиба террасовой плоскости 30—40 м) отнесена нами к 7 порядку (амплитуда 100 м).

Старушкино-Мтискалтинская тектоническая котловина вытянута в широтном направлении между Келасури и Вост. Гумистой. Крылья совмещенной с ней синклинали слагают верхнемеловые и палеоцен-эоценовые слои, мульду — фораминиферовые мергели верхнего эоцена и перекрывающие их майкопские глины. Позднейшая расшифровка этой структуры С. Г. Букья, как разорванной продольным сбросом синклинали с поднятым южным крылом, вполне убедительна. Слагающие его сенонские известняки, обнаженные в верхней части левобережья дренирующего котловину ручья Агапы, сильно дислоцированы, пласты их местами поставлены на голову. Издавна присущее Мтискалтинской депрессии прогибание усугубляется молодым опусканием ее северного сегмента по Келасурскому разрыву. Этот разрыв, несомненно, подчинен складчатости, ибо скульптурные ступени по склонам котловины отчетливо поднимаются в восточной ее части к востоку — в сторону поднятия гранитного ядра Абиандской антиклинали. Стрела прогиба котловины около 400 м (рис. 12).

Высотное положение платообразной поверхности гребня Абиандэ—Ахупач, соответствующей своду юдноименной антиклинали, позволяет сопоставить его с уровнем VII террасы района, коррелятивной нижнемэотическим осадкам. На исходе мэотиса, как видно, происходили интенсификация и воздымание древней структуры Абиандэ—Ахупач. Сопряженная же с ней Мтискалтинская синклиналь является более поздним (Pnt_2 — Kim_1) осложнением на ее крыле.

Южный гребень Ахбюк—Бырец представляет плоскосводовую антиклинальную морфоструктуру на верхнемеловых известняках, осложненную небольшой синклиналью палеоцен-эоценовых слоев. Юго-восточный склон г. Бырец, покрыт элювиальным красноземом и щебневым делювием, включающим скопления обработанных первобытными мастерами кусков кремня и отщепов, отнесенных к ашельским орудиям труда (В. И. Громов, 1940). Нередко среди элювия встречается специфическая черепица более поздней культуры.

В юго-восточный склон г. Бырец на правобережье Баслы врезана эрозионная ступень IV террасы с отчетливым, издали видным, уступом.

Эта ступень приподнята по тыловому шву к северо-западу на 150 м над рекой, а у бровки — на 100—110 м. Протяженность уступа около 300 м. Терраса высечена в белых устричных известняках сенона, перекрывающих песчанистые глауконитовые известняки и мергели сеномаца. Выступ известняков к востоку под этой высокой ступенью, который обходит крутым коленом Басла, должен быть отнесен к более молодой — II террасе.

Третий антиклинальный гребень Бырджа—Чижоуш—Ягыш опоясывает депрессию Цинсвла с северо-востока. Вершинное плато его на своде антиклинали имеет волнистую поверхность, уровень которой изменяется от 640 до 530 м, т. е. в пределах поднятий VI абразионной террасы района.

Вершина г. Бырджи представляет обширную, наклоненную к западу, поверхность с карстовым микрорельефом и возвышается над поймой Келасури на 420 м. У подножия южного склона Бырджи обнажены полого падающие под майкопские слои известняки палеоцена, установленные по собранной нами фауне Н. Салуквадзе. Палеоцен вверх по склону сменяют сахаровидные известняки сенона. На плато Бырджи обнажены меридиональные гряды изъеденного денудацией известняка этого возраста и буровато-желтые элювиальные глины. Но ближе к склону долины Келасури на площадке сохранился обрывок террасового покрова, состоящий из хорошо окатанной гальки (среднего и мелкого размера) из порфирита, известняка, кремня и розового туфа. Это уже убедительный факт совпадения структурной террасы на своде антиклинали Бырджи с древним аллювием VI террасы в. понто — н. киммерийский возраст, выравнивания которой определяет с большим или меньшим приближением и возраст молодого поднятия складки.

На южном склоне г. Бырджи обращает внимание скопление, примерно на абс. высоте 400—450 м, гальки из известняка и порфирита; это, вероятно, — остаток эродированной более поздней террасы. В 10—15 м ниже, в склон врезана наклоненная к югу площадка террасы под с. Лекухона (Марьинское), покрытая галькой того же состава. По видимому, это — обрывки IV террасы на южном крыле антиклинали Бырджи. Терраса вовлечена в поднятие последней, потому на восстановленной кривой эрозии крутизна усиливается на северном отрезке до 0,1. На восточном склоне г. Бырджи над р. Келасури, среди известнякового делювия, прислоненного к карнизу коренного известняка, встречены плотно сцементированные карбонатами гальки, количество которых увеличивается кверху, напоминая застывший в движении вниз по склону поток галечника; он приводит нас, примерно, на 60—70 м относительной высоты к небольшой ступени в рельефе, покрытой галькой, преимущественно, гранита.

Три главных речных артерии, дренирующие исследованную территорию, имеют сходную морфологию долин там, где они пропиливают одну или аналогичные структуры.

Западная Гумиста расширяет свою долину у с. Ахалшени и поворачивает на запад, как бы огибая антиклиналь Абиандэ—Ахупач. В то же время, Восточная Гумиста режет ее ядро, сложенное байосом, образуя очень узкое ущелье. В окрестностях с. Шрома (Михайловское) эти реки сливаются.

Долина Западной Гумисты бедна террасами. В среднем ее течении на склонах, сложенных верхнелейасскими сланцами, часто встречается галька известняка, песчаника и порфирита. Ступени в рельефе можно встретить лишь в расширении долины у слияния с Гумистой притока Ахипо (Двуречье) на относительной высоте 25—30 м. Высокие террасы здесь отмечены С. Н. Неманишвили (1961) на высоте 900—1000 м и 490 м (междуречье Западной и Восточной Гумисты).

На склонах долины Восточной Гумисты, перед слиянием ее с Западной, видны три ступени: на высоте 320 м (превышение 235 м), 220 м (125 м) и 149 м (60—70 м). По склонам двух последних террас встречается галька известняка.

Наиболее важным элементом рельефа в бассейне Гумисты является высокая терраса на левом ее берегу под с. Шрома на абс. высоте 252 м, с превышением над поймой 140 м. Терраса сформировалась на синклинали датских известняков. Мульда ее заполнена майкопскими глинами, которые и служат коренной подошвой аллювия террасы, испытывающей, с одной стороны, оседание (по-видимому в ареале карстовых воронок в подстилающих известняках), с другой стороны, оползневые смещения вдоль оврагов. Потому поверхность террасы неровна и изъедена бороздами размыва. От южной окрестности с. Шрома идет на юг древняя сухая долина, дно которой от отметки 238 м снижается до 230 м на расстояние 1,6 км (уклон 0,005) у с. Тависуплеба. Отсюда дно древней долины спускается к югу до 215 м на 2,1 км (0,007). Южный отрезок кривой круто наклонен — до отметок 110—100 м на 2,5 км, т. е. уклон дна здесь значительно круче — 0,04. В южном окончании своем фрагмент IV террасы возвышается над поймой рч. Сухумки на 47 м.

Днище древней Гумисты в большем или меньшем количестве покрывает галька известняков, порфиритов и песчаников, наряду с которыми по склонам террасы с. Шрома встречаются гальки и валуны гранита. В северной части сухой долины интенсивно развиваются процессы железистого выветривания, образуя «красные земли» в 7 и более м. мощности.

На склонах долины Гумисты, западнее Сухумского моста, сохранился 1—2 м пласт аллювия III террасы на высоте 46 м над поймой, состоящий из галек известняка, гранита, порфирита и песчаника.

Из молодых террас в ущелье Гумисты распространена I терраса высотой от 8 до 10 м.

Р. Келасури прорезает более крутосклонное ущелье, сужающееся в теснину в местах пересечения порфиритов и гранитного массива вер-

шин Ахупач и Чумкузба. Долина расширяется в пределах Аблукварской (Фундуклук) синклинали меловых и палеоцен-эоценовых слоев, которая является северо-западным продолжением молодой синклинальной депрессии Азанта.

Севернее этого расширения на склонах ущелья Келасури сохранились лишь две ступени: одна на отм. 1000 м на левом берегу левого притока Схупач (превышение ее над тальвегом реки 100—120 м, протяжение более 2 км). Другая ступень возвышается над рекой на 40—50 м. Обе террасы покрывает валунный галечник переменной мощности (1,5—3 м), преимущественно, из гранитов, порфиринов и известняков.

Внимание заслуживает высокое положение — на 250 м абс. отм. дна долины Келасури на участке дренирования датских известняков в полосе антиклинали Бырджа; т. е. пойма Келасури почти на 120 м превышает пойму р. Баслы, протекающей в той же полосе, западнее. В то же время, карст в долине Келасури распространяется на глубину 100 м ниже русла и карстовые воды этой реки питают р. Баслу (Л. А. Владимиров, 1962)¹⁷. Стало быть, глубина продвижения карстовых процессов долины определяется базисом эрозии не реки Келасури, а той речной артерии, что наиболее углубилась в дно долины в рассматриваемой морфологической зоне, именно — р. Баслы, базисом эрозии которой регулируется подземный сток.

Река Маджарка пересекает район сравнительно более простого, чем ее западные соседки, геологического строения. Выходя вместе с Малой Маджаркой (правое ее ответвление) из полосы среднегорной возвышенности г. Ягыш, сложенной известняками верхнего мела и нижнего палеогена, она меняет ущелье на широкую долину, эродировав грядово-холмистый пологосклонный рельеф. Он развивается на раскрытой синклинали в олигоцен-миоценовых отложениях, с плиоценом, заполняющим мульду.

В верховьях, там где обе Маджарки прорезают Октомберскую (Ольгинскую) синклинали в палеоцен-эоценовых известняках, эти реки меняют свое направление: М. Маджарка на западном продолжении оси синклинали, в окрестностях с. Полтавское, делает небольшой изгиб; Б. Маджарка по оси той же структуры, на участке наибольшего погружения депрессии резко меняет меридиональное направление на широтное, широко раздвигая склоны долины.

Нами детально изучено было строение известняков антиклинали Ягыш в разрезе долинных склонов Б. Маджарки вдоль построенного Г. Вартановым теодолитного профиля¹⁸ ее дна от берега моря до с. Октомбери. Основные данные геологии и морфометрии на северном отрезке, между этим селом и началом ущелья, таковы:

¹⁷ О карстовых водах Абхазии. Тр. Инст. геогр. им. Вахушти, т. X, 1962.

¹⁸ Профили г-г', и д-д' (рис. 12).

1. Падение южного крыла антиклинали палеоцен-эоценовых известняков аз. $220^\circ < 45-50^\circ$, совпадает с наклоном южного склона возвышенности. Уклон дна долины резко ломается от 0,014 к югу от ущелья — до 0,023 в ущелье. Русло слагают необработанный известняковый материал и галечник из вулканогенных пород байоса, метаморфических сланцев и, реже, известняков.

2. В 300 м выше по течению реки падение известняков делается круче — аз. $230^\circ < 60$; профиль современной эрозии на этом интервале тоже усиливает крутизну, повышаясь на 0.4 км от 104 до 118 м — 0,035 (К уклона).

3. Чередующиеся пласты мергелистых и литографских известняков кампана (Р. А. Гамбашидзе, 1961) у второго левого притока Маджарки постепенно выполаживают свой наклон к юго-западу, вначале до $< 35^\circ$, затем, вверх по течению реки, до 10° на своде антиклинали Ягыш, соответствующем вершинному гребню горы. Уклон русла здесь также выполаживается до 0,023.

4. Северное крыло антиклинали пересечено несколькими разрывами, преимущественно, северного падения под углом от 50° до 70° . Имеются и внутренние, внутри вторичных складок, нарушения типа флексуры. Ни одно из них не сказывается на рельефе дна долины. В местах нарушений, на склонах сосредоточены массивы обрушенного известняка; огромные глыбы покрывают дно долины. Коренные известняки с гигантскими иноцерамами (кампан) полого падают на север, образуя плоские волны, например, в 2 км от начала ущелья. Одна из волн получила отражение в выпуклости дна: на южном крыле этой волны на 115 м расстояния К — 0,04, на северном — 0,014.

Полого падающие на юго-запад слои кампанских известняков выдавливаются по разрыву под аз. пад. $30^\circ < 60^\circ$ в сторону реки. Вверх по течению (в 3,1 км от начала профиля) трещинами по напластованию известняков маастрихта (падающих на С-СВ с увеличивающимися с юга на север от 10 до 20° углами падения) секутся более древние разрывы с аз. пад. $210^\circ < 40$ до 60° . Профиль эрозии реки выполаживается вверх по долине от 0,032 до 0,024.

Участки накопления аллювия периодически сменяет свободное от наносов обнаженное на большие расстояния коренное дно (высокие безгалечные террасы).

5. В северном интервале ущелья Б. Маджарки белые мелоподобные известняки падают на север под $< 8-10^\circ$, все более выполаживаясь к северу в южном крыле синклинали с. Октомбери. К выходу долины в расширение в пределах мульды, профиль эрозии реки выполаживается от 0,024 до 0,011.

Геологический разрез по инструментальному профилю настойчиво убеждает в подчинении кривой современной эрозии элементам основных складок, вторичной волнистости пластов известняка и экзотектоническим их смещениям. Итак, дно долины Маджарки является своеобразным регистратором проявления жизни разноименных структур: антиклинали Ягыш (5 порядка) и Октомберского синклинального осложнения на ее северном крыле (7 порядка).

В отличие от других районов, пересекаемые Маджаркой дизъюнктивы являются древними, омертвелыми и не проявляют признаков молодого раскрытия и смещения блоков.

Что касается террас на склонах долины Маджарки, то здесь наблюдается несколько их рядов. Наиболее высокая из них (VI), приуроченная к вершине г. Ягыш на уровне 681 м, снижается на левобережье на 17 м. Следующий книзу уровень выравнивания (V?) — 511 м (с. Барьял), 518 м (юго-восточный склон г. Ягыш), 562 м (с. Юрьевка). Терраса на уровне 443 м на правобережье Маджарки к NE — к Октомберскому расширению опускается до 360 м. На терри-

тории с. Полтавское синхроничная террасовая поверхность уже наклонена к югу, имея сходную высоту 350—360 м.

Из более молодых террас на правобережье Маджарки отмечается ступень лишь II террасы с превышением над поймой 24,5 м.

Б. Низкогорный грядово-холмистый и грядово-гребневый рельеф, выработанный на верхнем палеогене и неогене

Рельеф этот на междуречье Псоу и Галидзги неглубоко расчленен речной и балочно-овражной сетью и охватывает полосу невыдержанной ширины вдоль прибрежной равнины, то выклиниваясь у придвинутых к морю известняковых массивов, то расширяясь с их удалением от береговой линии. Удельный вес этих форм рельефа возрастает к юго-востоку — к Колхиде. Его разновидностью является аккумулятивно-эрозионно-абразионный рельеф на олигоцен-миоценовых отложениях в среднем и нижнем течении рек Псоу и Хашупсе.

Междуречье Псоу и Хашупсе. Основные реки, выработывая здесь сравнительно неглубокие, но узкие долины, заметно расширяют их в определенных зонах. По р. Псоу долина расширена в окрестностях сел Салхино и Сальме, в пределах широких синклиналей: северной — Менделеевской, в мульде которой выходят отложения мекхадырской свиты, и южной — синклинали Сальме, выполненной миоценовыми осадками (рис. 3).

В пределах обеих синклиналей останцы террасовых рядов тоже характеризуются расширенными площадками.

В долинном расширении Салхино, по геофизическим исследованиям, на которые ссылается разведавший эти участки Ю. Н. Пастушенко (1964)¹⁹, мощность галечников поймы р. Псоу к северу и югу от впадения р. Пхисты 40—45 м. Наибольшая их мощность установлена в полосе Салхино-Менделеевского молодого прогиба. Останец IV террасы в этой полосе на правом берегу Псоу (примерно в 300 м ниже впадения в нее ручья Ермюловки), имеет высоту над поймой 100 м. Терраса морфологически хорошо выражена; размер площадки 340 х 120 м. На цоколе из арпилитов олигоцена лежит валунный галечник из известняков, порфиритов, песчаников и диоритов. В подошве покрова северной части террасы коренные породы значительно подняты. Ширина террасы к югу увеличивается, а поверхность цоколя спускается к тальвегу р. Псоу, соответственно падению слоев олигоцена на юго-запад. В южной же части террасы, в южном крыле прогиба, цоколь снова поднимается, но к югу и, таким образом, поверхность древнего

¹⁹ Исследования Адлерской экспедиции.

коренного дна имеет форму корыта. Мощность аллювия IV террасы увеличивается по оси прогиба почти на всю высоту склона — 100 м.

За пределами описанного прогиба, в 1,5 км ниже впадения в Псоу ручья Пхисты, на том же правом берегу отн. уровень синхроничной террасы повышается до 120—130 м.

III терраса левобережья Псоу, в окрестностях с. Микельрипиш поднятая на 50 м над поймой, в прогибе Салхино, на правом берегу реки имеет относительную высоту лишь 30—35 м. Ширина ее по оси прогиба увеличивается до 350 м. В склонах террасы до подножия обнажены валунные галечники, разведанной мощности 41 м. Изгиб их коренной подошвы соответствует синклинальному изгибу слоев.

Если стрела изгиба IV террасы (считая деформацию поверхности аллювиального покрова) — 20—30 м, то у III террасы — 15—20 м. В то же время, степень изгиба коренной подошвы аллювия значительно сильнее: для IV террасы стрела ее изгиба не менее 100 м; для III — более 40 м.

На правобережье Псоу морфологически выделяется II терраса, которая тянется почти на 1 км расстояния с превышением над поймой около 15 м. На левом берегу Псоу, ниже соединения с Пхистой, уступ синхроничной террасы имеет превышение над поймой около 12 м. Террасу слагают валуны и гальки порфирита, миндалекаменных пород и плохо окатанные обломки известняка.

Широко развита в расширении долины I терраса; ее превышение над рекой 2—3 м.

Ниже Салхинского расширения (500—600 м ширины), долина Псоу вновь сужается (200—250 м), но в 4,5 км от берега моря, на территории с. Сальме, опять резко расширяется до 1,5 и более км. К югу дно долины сливается с I морской террасой.

Из древних террас по внешнему краю расширения Сальме отмечается правобережное плато IV террасы на высоте 120—130 м с отчетливым уступом, превышающим пойму р. Псоу, примерно, на 100 м. Тут же в ее склоне вырезана на высоте 70 м ступень III террасы, превышение которой над рекой около 50 м.

По внутреннему краю расширения Сальме сохранились останцы III террасы на отметке 40—50 м (превышение над Псоу 30—35 м). Т. е. отрицательные движения в прогибе Сальме в среднечетвертичное время равнозначны Салхинскому прогибу. Под северной частью с. Н. Шиловское III терраса уже повышает свой относит. уровень до 40 м, а севернее, на левом борту котловины Гумария, она резко поднимается до 60—70 м. Обращает внимание явный изгиб и сближение поверхностей террас к оси этой котловины, совмещенной, как видно, с небольшой синклинальной складкой в миоценовых слоях. II терраса образует дно котловины Гумария, возвышаясь над поймой Псоу на 10—12 м. К ней у речной петли примыкает I терраса высотой 1,5—2 м. В этой полосе покров молодых террас представлен суглинками или глинами, обна-

женными в склонах долины р. Псоу, где они экзотектонически смяты.

Картина повторяется и на левом берегу Псоу в полосе расширения Сальме. Широкий останец II террасы под садами имеет превышение над рекой 10—15 м. Над ним вдоль Псоу тянется отчетливая ступень III террасы на отметке 50 м, с превышением над поймой на 25—30 м. Площадка наклонена в сторону реки и вниз по ее течению. В террасе обнажены слабо наклоненные к югу, несортированные конгломераты, в основном, гранитоидного состава.

На территории расширения Сальме геофизическими методами установлена мощность четвертичных отложений в южном крыле котловины — 61 м (Ю. Пастушенко, 1964); по оси ее стрела прогиба высокой террасы (около 100 м) близка Салхинскому изгибу.

Если следовать вдоль I террасы Псоу от расширения Гумария на юг, то литология обнаженной верхней части террасы меняется в таком порядке: на расстоянии 1,5 км идут желтовато-коричневые суглинки, южнее сменяющиеся песчанистыми, обогащенными прослоями и линзами песка. Ниже по реке обнажены чередующиеся с песками галечники, постепенно вытесняющие суглинки. Таким образом, и в изменениях литологии осадков заявляет о себе опускание в полосе Гумария — Сальме, морфологические и фациальные черты которого прослеживаются и восточнее — в широкой плоскодонной долине ручья Лапсты. К югу от этой полосы прогиба, вдоль побережья моря дают о себе знать уже признаки поднятия.

Террасы междуречья Псоу и Лапсты в их низовье вытянуты вдоль побережья и, судя по россыпи галек на их поверхности, представляют цикличные аккумулятивно-абразионные поверхности. Из них северная, между с.с. Культубани и Кирово, синхронична чаудинской. Бровку характеризуют протяженные фрагменты на уровне 100 м. Ступени на южных их склонах на уровне 50—77 м, уступы над которыми смяты, принадлежат древнеэвксинско-узунларской террасе.

На поверхности обеих этих террас в суглинистом их покрове встречаются в большем или меньшем количестве обработанные кремни и отщепы орудий первобытной культуры (ашель-мустье?).

Останцы террас междуречья Лапсты и Мехадыра располагаются рядами на высоте 90—100 и 50—60 м. Из них первые врезаны на южном склоне высокой (V) террасы с отметкой 148 м, и относятся нами к чаудинской террасе. По склону ее горизонтальная линия выхода родников прочерчивает кровлю подстилающих террасовый галечник олигоценных глин, от которой начинаются и овраги по склонам. По этим косвенным данным, мощность террасового покрова должна быть 30—35 м. На площадке террасы и по склонам встречается плоская, хорошо отшлифованная галька из известняка и песчаника, реже порфирита, гранита и кварцита.

Более молодые террасы развиты по берегам р. Псоу и вдоль описываемой части побережья на отметках 25—30 м и 15—20 м. На ров-

ной, покатой к югу, поверхности этих останцов — хорошо окатанная галька порфирита, туфа и гранита. Местами обнажены суглинки, с мелкими конкрециями ожелезнения, нередко включающие древнюю белую черепицу с орнаментами. Обе эти террасы относятся к раннему и позднему карангату (П. В. Федоров, 1963).

Критерием для возрастной характеристики террас является высотное их положение и сопоставление с изученными нами террасами соседних районов.

Возраст II террасы установлен для 13 м ее реликта в 0,6 км и 2,5 км к западу от Адлера, где она сложена чередованием ракушечных песков и гравелитов. По нашим сборам А. Чиковани определил фауну, характерную для карангатского горизонта Керченского полуострова.

Долина р. Бзыби. Река Бзыбь не глубоко врезается в низовье узким меридиональным ущельем в известняковый массив г. Мзахры и, резко поворачивая к юго-западу, выходит в полосу выложенных гряд и холмистого ландшафта, построенных мощными, около 2000 м мощности, плиоценовыми осадками, представленными, в основном, конгломератами или гравелитами с подчиненными прослоями глин. Верхняя часть этой толщи принадлежит по фауне низам киммерия, нижняя относится к сходным литологически понту и мёотису (А. Г. Эберзин, 1947).

а) Калдахвара-Блабурхвский район правобережья Бзыби характеризуется террасированным эрозионно-аккумулятивным рельефом на меловых и палеогеновых известняках; к югу и юго-западу он постепенно снижается, сокращаются межтеррасовые промежутки, а сами террасы в полосе развития плиоцена вытягиваются параллельно берегу моря (рис. 6).

Как уже было выше сказано, IV терраса повышает свой уровень от с. Отрадное в сторону Гагры. Аналогичное поднятие уровня наблюдается для ступеней III террасы, высота которой с юго-востока к северо-западу изменяется от 40 до 60 м, и II-й террасы, увеличивающей свою высоту от 20 м до 30 м.

На юге, в районе Алахадзы, II-терраса как бы расплющивается и сливается с поверхностью I террасы правобережья Бзыби, а, возможно, погружается под I террасу.

Между рч. Колхида и с. Бзыпта (район с. Ипнари) в рельефе выделяется группа фрагментов V террасы, высота которых по южному краю 141—151 м, а по северному — 191—167 м. Это остаток древнего, выстоявшего в абразионных процессах, берега, равнинные части которого усыпаны мелкими конкрециями железа, кусками кремня, галькой и валунами порфирита, изредка известняка. Вдоль южного края этого древнего выступа сосредоточены ступени молодой III террасы; лишь на восточном и западном его концах вырезаны реликты IV террасы.

Три останца III террасы западнее с. Ипнари хорошо обрисованы

бровкой, которая поднимается от 50—55 м до 65 м к северу. Покров обнажен над дорогой (под кладбищем). Он представлен галечником из песчаников, кварцитов, порфиритов, гранитов, и, редко, мергелистого известняка. (Состав террасовых галечников резко отличен от состава плиоценовых конгломератов, где 80% приходится на известняк, 20% — на порфирит).

Следующий ряд обрывков террасы этого уровня (от 70 до 50 м) описан Г. Майсурадзе восточнее — в окрестностях с. Арасадзыха. Мы предполагаем, что в этой поверхности слиты уровни древнеэвксинской и узунларской террас. Наиболее широкие останцы III террасы (1 км × 0,8 км) сохранились на правом берегу Бзыби, вблизи ее выхода из ущелья в расширенную долину (территория с. Бзыби). В склонах оврага, пропиливающего на юге эту террасу, обнажаются плохо сортированные валунные конгломераты из гранита и порфирита.

В окрестностях с. Колхида (левобережье рч. Колхиды) хорошо вырисовывается покрытая галькой ступень II террасы на высоте 20 м в склоне III террасы, вырезанной в понтических конгломератах. Уровень других останцов II террасы в сторону Бзыбской равнины понижается до 15—12 м.

б) Гряда г. Ах-Бапшира на левобережье Бзыби построена понтическими осадками, смятыми, согласно трактовке А. Г. Эберзина, в отчетливо обрисованную антиклиналь, мезотическое ядро которой попружается к западу в бассейне р. Адзыдзу, и к востоку — под слой понта.

Ручьи, дренирующие эту полосу — Ацыджква, Адзыдзу, Амзычхва, Аквара, Цанигварта, Риапш, Мюссера и Амбара высекают в рельефе меридиональные плоскодонные короткие долины. Высота разделенных ими гребней в западной части полосы изменяется с севера на юг от 120—140 м до 70—80 м абс. в., в средней части (междуречье Риапш—Цанигварта) от 230—250 м до 100 м и в восточной части (бассейн Амбары) от 304,8 м (Ах-Бапшира) до 126 м. Вершины этих гребней, в большинстве, слабо выровнены. В ряде случаев, это обособленные денудацией останцы рельефа. Но восстановленная по тем и другим поверхность абразии характеризуется, в общем, спокойным уклоном к морю, который заметно усиливается с запада на восток — к меридиональной полосе Ах-Бапшира. Стрела этого выгиба на севере — 160—180 м, к югу она уменьшается до 50—56 м. Мы видим, что приподнятой оказывается мульда вторичной синклинали, сложенная понтом, что не может не вызвать недоумения, ибо литологическое однообразие осадков мэотиса и понта на этой территории не дает преимущества последнему в большей сопротивляемости процессам денудации. В то же время предположить горстообразное поднятие полосы Ах-Бапшира по разрывам нет основания, тем более, что вышеописанная поверхность выравнивания испытывает постепенное закономерное выгибание в поперечном направлении. Вопрос этот требует детальных исследований.

Высокая абразионная поверхность на южных склонах возвышенности Ах-Балшира должна быть отнесена, исходя из морфометрических ее показателей, к в.кв.альпийско-гурийскому циклу выработки. Уклон этой древней равнины по меридиану вершины Ах-Балшира 0,03, в то время, как на западном крае ее — 0,02. По южной оконечности эта высокая терраса скачком переходит в чаудинскую, бровка которой вдоль береговой линии поднимается с запада к оси поднятия Ах-Балширы от 80 до 110 м абс. выс. Чаудинская терраса опоясана на юге обрывками ступеней III — эвксинско-узунларской террасы, на склонах которой иногда врезаны останцы карангатской террасы.

Морфология долин вышеперечисленных ручьев весьма однообразна. Исключение представляет долина Ацыджквы. Левобережный склон ее препарирован по пологому напластованию на север ($< 7-10^\circ$) конгломератов, песчаников и известняковых брекчий мэотиса в сводовой части небольшой вторичной складки. Своеобразна морфология и долины Амбары, благодаря распространению здесь оползней, которые, разбиваясь на понтических глинах ярусами, образуют по внутренним и прибрежным склонам ступени ложных террас.

На вершинных площадках разделенных ручьями гребней — россыпи гальки гранитоидов, туфогенных пород, песчаников, черных сланцев, реже, кремня и кварца. Известняка в материале нет, или он очень редок, в то же время в осадках плиоценового цоколя известняковая галька преобладает. Отличается галечник террасы от коренных мелкогалечных конгломератов также крупным размером.

В сравнении с обрывками террас древних циклов абразии между реками Ацыджквы и Мчишта, террасы вдоль левого берега реки Бзыби прекрасно сохранились на 2 км расстояния; высокая IV терраса сменяется на юге III террасой, а та, в свою очередь, II-ой²⁰. IV терраса у бровки имеет высоту 102,7 м, к северо-востоку на расстоянии 1 км поднимается лишь до 104,4 м, т. е. это — широтная морская терраса, слегка пониженная в сторону Бзыбской равнины (превышение над ней — 49,2 м). III терраса меридионально вытянута на расстояние более 1 км, опускаясь от 74 м до 33,4 м, с уклоном к югу — 0,019. Над II террасой бровка III возвышается на 24 м. Уровень II террасы изменяется на расстоянии 0,5 км от 12,7 м до 10,3 м. Поверхность ее деформирована: в северной тыловой части наклонена к югу с $K=0,016$, затем выравнивается на расстоянии 158 м на уровне 10 м, снова спускается к бровке на 34 см, показывая на расстоянии 374 м уклон 0,0009. Этот синклиналиный изгиб в той же полосе повторяет на левом берегу Бзыби I терраса, уступ которой возвышается над рекой на 4,1 м (рис. 7).

Если реликты террас на междуречных гребнях описанной полосы сильно «обглоданы» длительными денудационными процессами и, в

ст. 4

Тахеометр. профили а-а' и б-б' (рис. 6).

большинстве, не сохранили ограниченной бровкой площадки и террасового покрова, то вдоль береговой линии моря и по краям Инкитской равнины останцы древней террасы оконтурены четким уступом и, не редко, прикрыты аккумулятивным покровом, хоть значительно и измененным процессами выветривания.

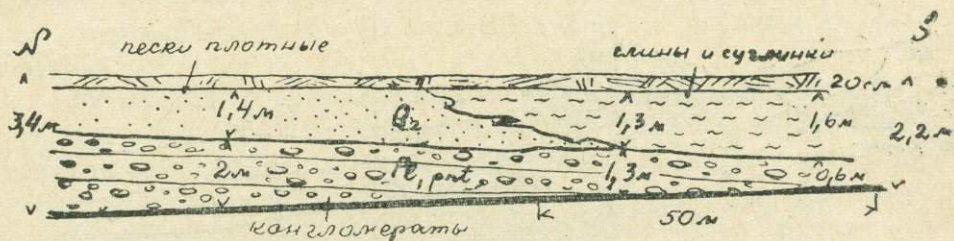


Рис. 7. Разрез I надпойменной террасы р. Бзыби в низовье, в северном крыле прогиба.

Междуречье Мчишты и Аапсты. Для грядово-ребневого и холмистого рельефа бассейнов рек Хипсты, Мчишты и Аапсты характерны обширные аккумулятивно-эрозионно-абразионные плато древнего цикла выработки. Это будут — терраса Ачандара на востоке (правобережье Аапсты) площадью более 2 км, терраса Атхары на западе, на левом берегу Мчишты, шириною более 2,5 м и, между ними, левобережная терраса Хипсты под селом Дурипши, удивляющая своими исключительными размерами: почти 10 км длины и 3,5 км ширины.

Все эти террасы располагаются в южном, опущенном крыле регионального сброса, по которому олигоцен-миоценовые слои контактируют на севере с палеоцен-эоценовыми известняками. Наряду с этим в рельефе получили отражение и локальные структуры.

Плато Дурипши расширено в северной своей части, в пределах синклинали Джирква, до 4×4,5 км. Оно наиболее сужено — до 1,5 км — на своде антиклинали Звандрипш; вновь расширяется вместе с останцами III террасы в полосе сизклинального осложнения Лыхны (Куланурхва). На продолжении оси этой складки к юго-востоку отмечается широкий останец II террасы в окрестностях с. Абгархук; на западном же продолжении складки в низовье Мчишты, на правобережье расположена расширенная IV терраса.

Левобережная терраса верховья Мчишты, в окрестностях с. Атхара, имеет абс. высоту 200—210 м по тыловому шву и 100 м у бровки (превышение ее над Мчиштой 80 м). Над ручьем Отхара терраса возвышается всего на 25 м. Уклон ее сравнительно пологий для древних террас (0,009), поверхность достаточно ровная. Северным краем терраса примыкает к известнякам палеогена, и прикрыта по краю плотно сцементированными известняковыми брекчиями древнего делювия (рис. 8).

Вдоль юго-восточной бровки террасы, на правом берегу рч. Откары, обнажается террасовый покров на всю высоту ее уступа, примерно на 25 м. В верхней части покрова конгломераты, видимой мощностью 9,5 м, прочно сцементированы карбонатами кальция. Их подстилают угловато-окатанные галечники известнякового состава.

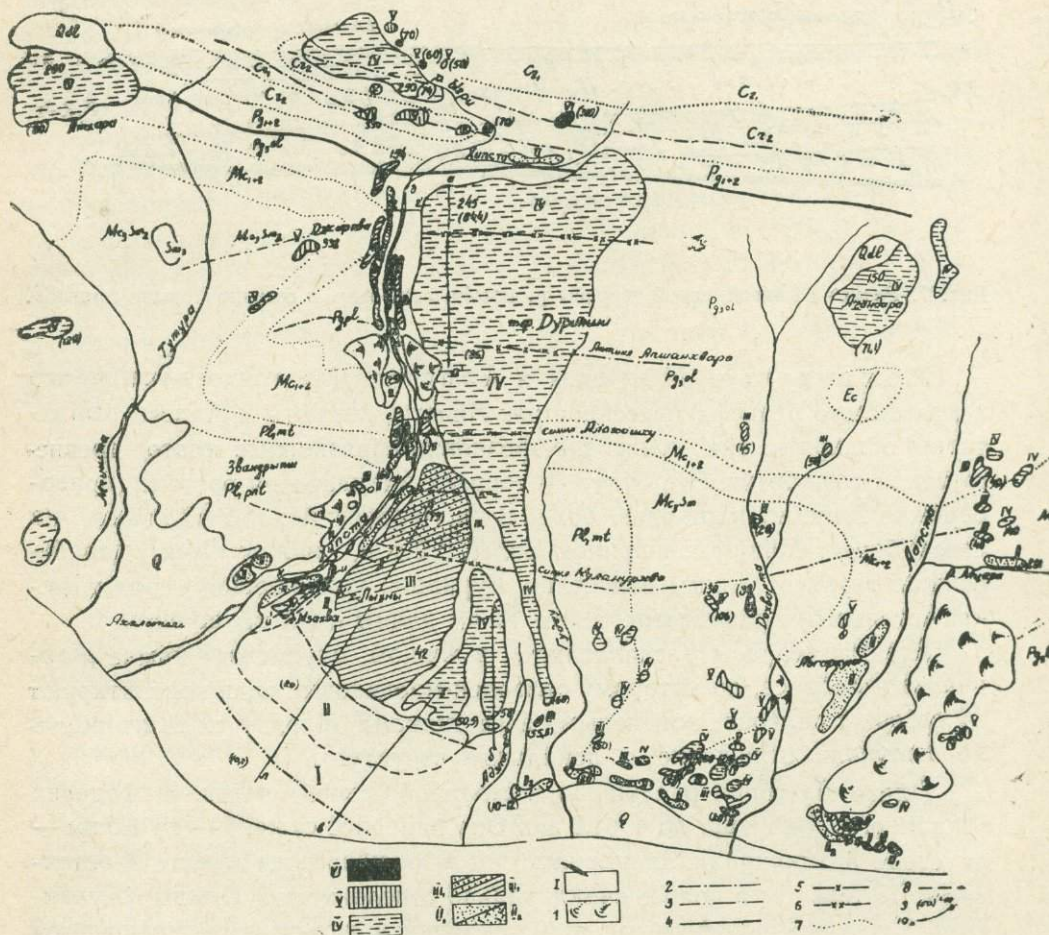


Рис. 8. Схема дислокации террас междуречья Мчишты и Аапсты: Cg_1 — нижний мел, Cg_2 — верхний мел, Pg_{1+2} — палеоцен-эоценовые известняки, Ec — эоцен, Pg_{3ol} — олигоцен, Ms_{1+2} — нижний и средний миоцен, Ms_{3m2} — средний сармат, $P1_{mt}$ — мзотис, $P1_{pnt}$ — лонт; террасы: VI — в. понто-н. киммерийская, V — в. куяльницко-гурийская, IV — чаудинская, III — древнезвксинско (III₁) — узунларская (III₂), II — ранне и позднекарангатская, I — древнечерноморская. 1 — оползни, 2 — ось антиклинали, 3 — ось синклинали, 4 — граница геоморфологических подтипов*, 5 — антиклинальный изгиб террасы, 6 — синклинальный изгиб террасы, 7 — границы стратигр. комплексов, 8 — граница слияния террас, 9 — относит. высота и примерный уровень древних поверхностей выравнивания, 10 — тахеометрический профиль.

* С ней совпадает предположительный разрыв между палеоцен-эоценовыми и олигоценными слоями.

Эту террасу мы сопоставляем с чаудинской IV террасой.

Синхроничная терраса находится ниже по реке Мчиште на правом берегу, на высоте, примерно, 150 м; она прорезана глубже, чем Атхарская терраса — отн. в. 125—130 м.

Террасы правобережья Хипсты сохранились на территории Звандрипш хуже, чем на левобережье из-за значительного развития оползней, главным образом, в местах выхода майкопских глин в их обычных фациях.

IV терраса на правобережье Хипсты, в 2,5 км южнее поворота реки, имеет высоту 200 м и превышение над рекой 100 м, как и левобережная терраса Хипсты. Террасовый покров обнажается вдоль дороги Звандрипш-Дурипши, примерно, в 6 км выше с. Ахалсопели. Это — конгломерат, состоящий из несортированных галек известняков, редко песчаников и иногда порфиритов; цементирует мелкий гравий, или песок, в ряде случаев, карбонат кальция. Распределение материала чаще беспорядочное, местами же намечается горизонтальное наслоение. В конгломерате встречаются обломки пластов песчаника, или сосредоточенные в одной плоскости, или смещенные. Видимая мощность конгломерата 4—5 м. Он напоминает древний конус выноса большой реки. Поверхность террасы неровная, с признаками размыва, оседания и оползней.

Упомянутый останец террасового покрова высечен ступенью на южном склоне вершины Джирква, которая господствует над окружающей местностью на высоте 325 м, соответствующей V террасе. Вершину эту слагают среднесарматские песчаники, чередующиеся с конгломератами из песчаников и измененных изверженных пород. Слои же покровных конгломератов на среднем сармате почти целиком состоят из известняка.

Обширное плато Дурипши, судя по обнажениям склонов и карстовым шахтам (некоторые глубиной от 18 до 40 м) и воронкам, построено известняковой конгломерат-брекчий — своеобразной фацией майкопских слоев, переходящей по простирацию в типичные шоколадные глины олигоцена. На 95% это — обломки известняка и мергеля, остальное — порфирит. Окатанного материала — 80%.

Покров Дурипшской террасы вскрыт на левом берегу Хипсты, восточнее трубного водосброса ГЭС: здесь ожелезненные конгломераты мощностью 10 м (обнажение недопустимо), горизонтально срезают валунные конгломерат-брекчии, сменяющиеся по простирацию майкопскими глинами, падающими на юг под $\angle 25^\circ$ (рис. 9).

Анализ данных гипсометрии Дурипшского плато, даже при неполноте зафиксированных отметок высоты, выявляет поперечную его волнистость на всем протяжении от северного края (полоса с. Бгардвани) до южной оконечности (верховье рч. Адзлагари). На профиле а-а' (рис. 8) проходящем вдоль северной части плато Дурипши (от поворота Хипсты в меридиональное направление до сужения плато в окрестностях с. Акваскемца) подсчитанные уклоны террасовой плоскости таковы: —0,023 — 0,01 — 0,008 — 0,04 — 0,023 м.

Первое выполаживание лежит на оси синклинали Джирква; усиленные же крутизны совпадает с южным крылом антиклинали Апшанхвара; следующее выполаживание должно быть следствием синклинального осложнения в полосе Алахашху на южном крыле упомянутой антиклинали, и это находит подтверждение в геологическом разрезе на рис. 10.

1964

Обн N541

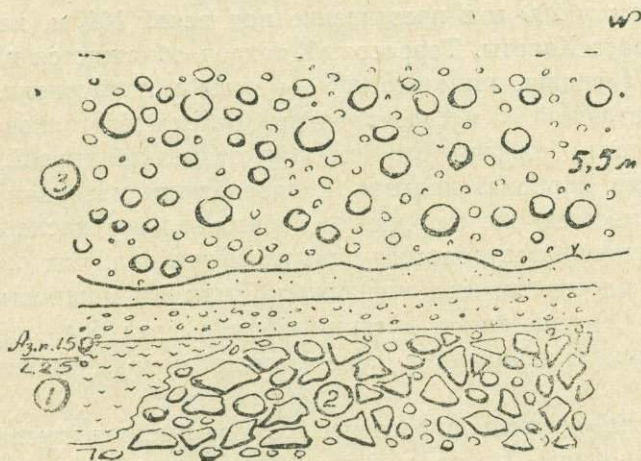


Рис. 9. Разрез IV надпойменной террасы р. Хипсты в северной окраине Дурипшского плато. 1 — глины олигоцена, 2 — конгломерат-брекчия того же возраста, 3 — древнеаллювиальный покров террасы.

Превышения террасы над тальвегом Хипсты на рассматриваемом интервале (от Абгары до линии Алахашху) характеризуют волнообразное углубление долины рекой, например: 84,4 — 77,9 — 86,5 — 74,5 м. Это значит, что эрозионные процессы протекали здесь в условиях дифференциальных тектонических движений, которые не исчерпали себя и в позднейшее время — в момент отложения современной поймы реки.

В окрестностях с. Акваскемца плато Дурипши разделяется: по правобережью рч. Гудаваы спускается к югу IV терраса, по Хипсте (территория Лыхны) — более молодая терраса, к которой поверхность древнего дна испытывает перелом от 116,8 до 90 м. Это — III терраса, переходящая южнее во II террасу, сливающуюся на юге с I террасой, а эта, в свою очередь, — с приморской равниной. Топографическая характеристика разноциклической террасы Лыхны отражена в профиле л-л' (рис. 8) абс. отметками уровня — 79,3 — 38,0 — 33,9 — 28,0 — 18,2 — 10,7 м на расстоянии 4,4 км. Уклоны поверхности ослаблены по сравнению с высокой террасой, но для определения их изменений данных гипсометрии недостаточно. Разность превышений сглаживается к югу, но

характер их колебания сохраняется. С севера на юг это будет: 21,1 — 17,8 — 12,4 — 8,1 — 10,5 — 13 — 9,2 — 6,7 м.

Инструментальные продольные профили по поверхностям террас и современной поймы помогают нам в общих исследованиях уточнить план проявления молодых тектонических деформаций, с одной стороны, — в виде уловимых теодолитом изгибов поверхностей на мелких складках, с другой стороны, — устанавливая слияние террасовых плоскостей на крыльях структуры более крупного ранга. Ряд теодолитных поперечников по реке Хипсте (рис. 8) позволяет определить высотное положение относительно поймы бровки террас разных циклов формирования.

Ниже дается описание морфометрии террас по результатам инструментальной съемки в юго-восточной части древнего плато и в долине Хипсты.

Профиль б-б' на правом берегу Адзлагара по останцу IV террасы охарактеризован уклонами: 0,011 и 0,02 (на 1,86 км). Ослабление уклона здесь происходит на своде молодого поднятия Мзахвы, а усиление крутизны — на южном его крыле. Бровка террасы расположена на уровне 52,3 м. Ниже находится обрывок II террасы на высоте 21,2 м — 17,5 м. На южном окончании профиля — поврежденная оврагами, искусственными выемками и насыпями поверхность той же террасы, переходящей на уровне 7,4—4,4 м в I террасу побережья.

На параллельном к западу инструментальном профиле в-в' выполаживание происходит в мульде небольшой вторичной синклинали, проходящей вдоль берега моря, выявленной геологически. Ее слагают сλιгоценовые глины с включением известняковых конгломерат-брекчий. На оси складки слои залегают горизонтально, вскрытые в канаве в окрестностях с. Бамбора.

Обрывки обособленных по склонам долины Хипсты молодых террас встречаются очень часто.

III терраса врезана по обоим берегам реки. На севере, под с. Бгардвани она протягивается на значительное расстояние на уровне 200 м, имея превышение над поймой 45,5—50 м. Аллювиальный покров ее обнажается на 5,5 м видимой мощности. Он представлен чередованием рыхлых галечников и цементированных карбонатами конгломератов. В гальках преобладает карбонатный материал; изверженные породы — в подчиненном количестве.

Крупные останцы синхроничной террасы фиксируются также южнее — по обоим берегам Хипсты от Бгардвани до окрестностей Алахашху. Высота левобережного останца меняется от 170 м в северной его оконечности до 140 в южной. К оси антиклинали Апшанхвара заметно выполаживается уклон поверхности этой террасы, повторяя ранее описанное явление для IV террасы Дурипши. Именно: в северной половине останца уклон поверхности измеряется 30 м на расстоянии 1,5 км (0,02), в южной части — 10 м на 0,7 км (0,014).

Ступени II и I террас также сохранились вдоль Хипсты с отчетливыми уступами и, в ряде случаев, аллювиальный покров их обнажен.

Перед слиянием Хипсты и Ыгри II терраса высечена в майкопских конгломерат-брекчиях правобережья на высоте 20,2 м. Тут же, но на левобережье высота I террасы 7—7,5 м. В склоне ее обнажаются глыбы известнякового конгломерата, промежутки между которыми заполнены речным галечником.

За Абгарским поворотом Хипсты высота II террасы колеблется в пределах 14—15 м, превышение I террасы—около 5 м. Но в Апшанхарском сужении долины относительные высоты обеих этих террас увеличиваются: II терраса имеет высоту 17,5 м, I—6,2 м. Иначе говоря, в полосе выгиба по оси антиклинали Апшанхвара профили поверхностей четырех террас имеют сходную форму изгиба.

Аллювиальный покров II террасы слагается на этом участке крупным несортированным галечником из карбонатных пород.

II левобережная терраса южнее Апшанхвары прикрывается оползневыми нагромождениями. В полосе Алахашху, где долина Хипсты вновь расширяется, образуя широкую валунно-галечную пойму, обрывки этой террасы опять появляются по обоим берегам.

На участке II сужения (в полосе антиклинали Звандрипш) высота II террасы варьирует между 17 и 15 м; на правобережье реки она высечена в майкопских шоколадных глинах, или приуроченных к ним известняковых конгломерат-брекчиях, горизонтально срезанных валунным галечником, главным образом, из карбонатных, пород.

В расширении долины Хипсты на интервале между антиклинальными выгибами Апшанхвара и Звандрипш (окрестн. с. Акваскемца, ниже каптажного бассейна) II терраса выступает по обоим склонам отчетливыми протяженными ступенями. Левобережная располагается на уровне от 25,9 м (по тылов. шву) до 16,1 м (у бровки), примыкая к склону III террасы с высотой 62,5—65,5 м. Здесь на расстоянии 1 км, в северном крыле антиклинали Звандрипш, подошва аллювиальных галечников II террасы деформирована. Мощность террасового покрова нарастает к северу — к оси небольшого синклинального прогиба в майкопских слоях. Подошва галечников постепенно приближается в этом направлении ко дну долины до 1,5 м высоты (разрез А). В то же время, на левобережном склоне синхроничной террасы галечники обнажены на всю ее высоту и, что примечательно, гальки наклонены удлиненной плоскостью к северу (разрез Б).

Это, вместе с приводимым ниже геологическим разрезом, служит указанием на позднейшие дислокации, проявлявшиеся на описываемой территории в процессе аккумуляции речных наносов в карангатское время (рис. 10).

Южнее, на правом берегу Хипсты за выступом II террасы, возвышающейся над тальвегом реки на 14,6 м, в склоне этой террасы обнажается молодая флексура, нарушившая террасовый аллювий.

Здесь, в цоколе террасы под валунно-галечным пластом 4—5 м мощности вскрыты синевато-серые глинистые песчаники майкопа тонкослоистые, полосчатые, осветленные по контакту с речными галечниками. В песчаниках найдены нами остатки растений, чешуя и окаменелости олигоценовых рыб. Изгиб подошвы аллювия как бы очерчен расположенными вдоль него плоской стороной гальками. Галечник на этом

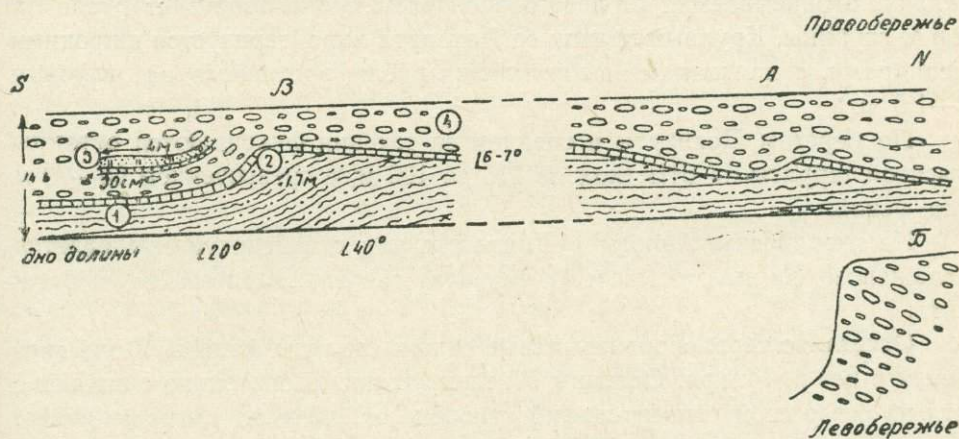


Рис. 10. Разрез II надпойменной террасы правого склона долины Хипсты: 1 — майкопские глины, 2 — осветленный контакт глин и террасового аллювия, 3 — прослой песка, изогнутый параллельно флексуры, 4 — галечники террасового покрова.

участке сильно нарушен. В нем, в южном крыле флексуры, отмечается параллельный ей изгиб прослоя карбонатизированного песчаника, мощностью 30 см. Состав террасового аллювия — известняк с подчиненным количеством кв. порфирита (разр. В).

В 1,2 км южнее этого обнажения, уступ II террасы возвышается над поймой на 8,2 м (абс. высота 60 м). К югу подошва аллювия террасы снижается и погружается под пойму. Последняя резко расширяется до 350—400 м. Слагает ее галечник с включением валунов.

По тахеометрическим профилям з-з', к-к', и-и' на левобережье Хипсты, в ее низовье (у птицефермы с. Лыхны), отн. высота III террасы достигает 12,4 м, II террасы—6,9 м, а I террасы—3,1 м. На поперечном профиле к югу вместо снижения террас вниз по течению реки фиксируется обратное: III терраса повышается до 17,2 м, а южнее — до 24,9 м; уступ II террасы поднят — до 8,3 м, а I террасы — до 5,2 м. Повышение уровня террас происходит в полосе поднятия небольшой антиклинальной структуры Мзахва, вызвавшей выгиб IV террасы на оси складки до высоты 60 м. По-видимому, этот процесс воздымания, начатый во время формирования IV террасы, продолжается до настоящего времени. Профиль современной эрозии реки на своде складки выполаживается до 0,009. В полосе положительных движений фиксируется повышение уровня террас и по правому берегу реки. Напротив с. Мзахва II терраса

имеет 11,1 м высоты. I терраса в 300 м от с. Ахалсопели вниз по реке поднимается от 1 до 2,4 м, вместе с выгибанием плиоценового докола террасы. В покрове ее обнажены известняковые галечники, иногда с прослоями рыхлого песчаника. Мощность их 0,7—1 м.

Река Аапста почти на всем протяжении описываемой зоны протекает в широкой долине с галечниковой поймой, прижимаясь к правому склону, отбрасываемая от левого оползнями. Река прорезает русло на 2,5 м глубины. Крупный приток ее Дохварта характеризуется широкими меандрами, с признаками выпрямления русла, врезанного на глубину 1—1,5 м.

По берегам Дохварты в среднем ее течении фиксируются останцы высокой террасы на отметках от 136 до 100 м, с превышением 65—70 м над рекой.

На междуречье Аапсты и Дохварты, над с. Абгархук выделяется сглаженный на высоте 180 м (V терраса) гребень, занятый селом Багигита.

Отчетливо террасированы левые склоны долины Аапсты, выше впадения в нее р. Мцари. Останцы IV террасы последовательно снижают с юга на север свой относительный уровень от 140 м до 138 м и далее, вверх по течению реки, до 136 м. На их склонах ступени III террасы также понижают к северу относительную высоту от 80 до 70 м.

IV надпойменной террасе Аапсты синхронична высокая равнина Ачандара, «подвешанная» на отметках 150—160 м (превышение 70 м) на междуречье Дохварты и Джабры. Она протягивается вдоль рек на 1,5—1,7 км, имея ширину более 0,5 км. Поверхность террасы выровнена, хотя местами по северному краю на ней нагроможден пролювзделювий. Покров террасы Ачандара слагают глыбы и в разной степени скатанные обломки известняка, сцементированные то рыхлым материалом, то карбонатом. По характеру слагающих осадков этот останец напоминает конус выноса горных потоков, частично переработанного деятельностью основной реки. В этом его сходство с террасой рч. Отхары.

Разное высотное положение IV и III террас по берегам Аапсты и Дохварты можно объяснить различием возраста двух потоков; второй из них находится только в стадии врезания и углубления, тогда как Аапста дренируется в давно разработанной зрелой долине. Однако, снижение уровня высокой террасы Аапсты вверх по течению реки это уже следствие позднейшей деформации тектонического порядка. К сожалению, геологическая обусловленность этого явления не изучена.

Останцы II террасы развиты отдельными обрывками среди скопленных делювия и, вероятно, в большинстве случаев, перекрыты им. Междуречная терраса ручьев Мцари и Вахэти имеет протяжение более 500 м, возвышаясь над поймой на 20—25 м. Ее площадка покрыта мелкой галькой известняка и порфирита. На западе к этой террасе примыкает ступень I террасы (2—2,5 м отн. в). На территории с. Аади в разрезе этой террасы видны песчаные глины со слоями и линзами галечника, за-

легающие на миоценовых глинах. II терраса на правом берегу Аапсты, против с. Ааци, протягивается почти на 1 км вдоль русла, выработанная на глинах уже олигоцена. Терраса возвышается над поймой на 22 м, снижаясь к югу до 20 м.

На продолжении II террасы к югу, перед слиянием Аапсты и Дохварты, располагается с высотой бровки 14,2 м на протяжении 1 км останец синхроничной террасы под с. Абгархук. На площадке — россыпь гальки аналогичного покрову вышеописанного останца состава. Цоколь террасы — нижнемиоценовые глины и песчанки — опускается к югу, судя по высотному положению зеркала вод в колодцах, почти до уровня поймы.

Если сопоставить уровни террас и глубину врезания трех основных рек исследуемой полосы, то мы убедимся в том, что р. Хипста углубляла в постчаудинское время дно своей долины на всем протяжении ее меридионального русла менее энергично, чем р. Аапста. На работе последней сказывается, видимо, близость живых структур высших порядков меловых отложений Ах. Афонь, вовлекающих в поднятие рельеф смежных районов. Увеличенные, по сравнению с западными долинами, амплитуды вертикальных подвижек были заимствованы и позднейшим временем и даже усилились в пользу Аапсты, например, в узунларский век.

Но наряду с этими общими тектоническими процессами, в морфологии террас отразились и мелкие колебания, связанные с локальными структурами низшего порядка.

Д о л и н а Г у м и с т ы. Невысокие гребни правобережья отчленяются от широтного известнякового хребта Абанагдары, разделенные меридиональными оврагами. Гребни эти сходны меж собой формой, высотой и геологическим строением. Их слагают майкопские глины, падение которых от подножия известнякового хребта к морю от угла 35° постепенно выполаживается. Вершины гребней сnivelированы и по их площадкам восстанавливается широкая абразионно-аккумулятивная поверхность. От широты северной окраины с. Верхн. Эшера до берега моря уровень этой поверхности изменяется: от 180 до 120 м на междуречье Шицкуары и Дзieti, от 160 до 135 м на междуречье Гумисты и Юдорты. Т. е. общий уклон по восточной и западной частям абразионной террасы соответствует нормальному уклону древних террас — 0,015 — 0,02. Уровень ее увязывается с высотой IV террасы Сухумского района, хотя несколько и приподнят над ней. К тому же, в южной части площадки одной из гряд нами встречены крупные гальки и валуны порфирита и песчаника, явно принадлежащие к древнему смытому покрову этой равнины. Как видно, с ним связаны в Эшерском районе находки А. Л. Козловым (1929) чаудинской фауны в прослоях глин и песков, пониженный уровень выхода которых обусловлен оползневыми смещениями.

Рассматриваемая поверхность Эшерской террасы в средней части приподнята: на междуречье Дзieti и Юдорты высота ее с севера на юг

изменяется от 190 до 160 м. На этой последней происходит выравнивание рельефа, затем к югу высота поверхности, сначала медленно, затем быстро нарастает до отметки 235 м (рис. 11), несколько обгоняя уровень V террасы прибреговой полосы Черного моря.

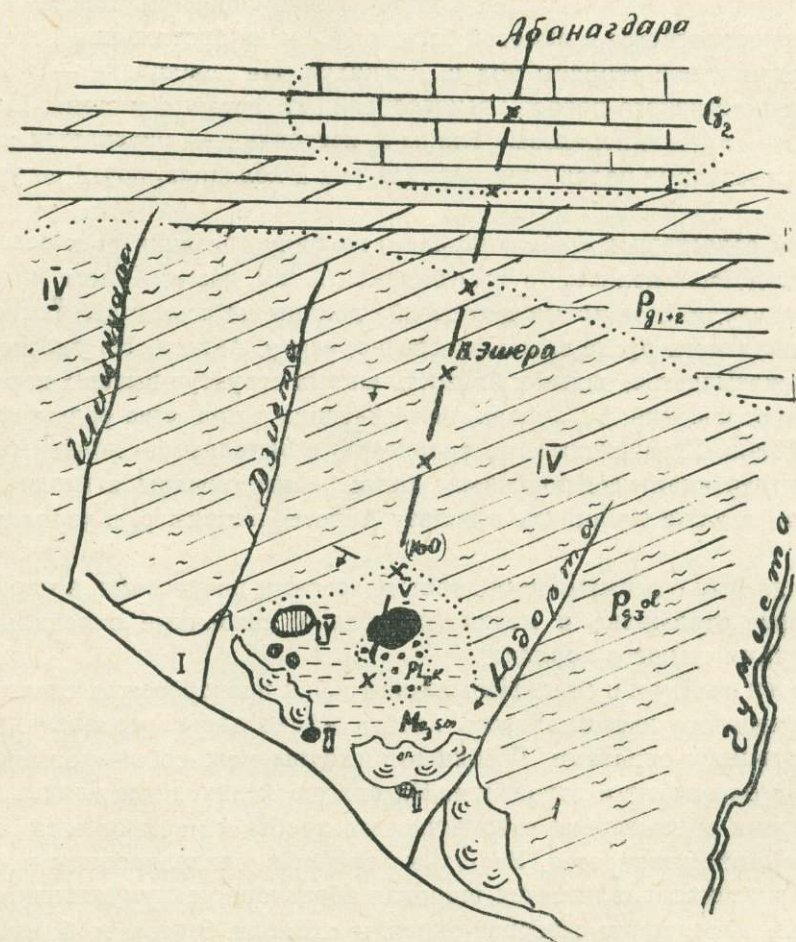


Рис. 11. Схема деформации террас в районе Эшера: G_2 — верхнемеловые известняки, Pg_{1+2} — палеоцен-эоценовые известняки, Pg_{3ol} — олигоцен, Ms_{3sm} — сармат, Pi_{2km} — киммерий; террасы: V — в. кулянико-гурийская, IV — чаудинская терраса, II — карангатская терраса, I — древнечерноморская; « оползни, —X— антиклинальный изгиб террасовой поверхности, 160 — примерный уровень абразионной или аккумулятивной террасы.

Построено Эшерское поднятие на конгломератах и песчаниках верхнего (?) плиоцена, падающих на юг под углом 15—20°, как, впрочем, и вскрытие тут в оврагах подстилающие глины и песчаники н. сармата.

Отнести эту форму рельефа к останцу высокой террасы нет основания: она окружена была чаудинским морем и скорее всего являлась в нем островком небольшого размера, прогрессирующее поднятие которо-

го спасало его от размыва на протяжении веков. Должно быть, рельеф этот образовался вследствие небольшого поперечного поднятия, ось которого севернее проходит через наибольшую высоту горной возвышенности Абанагарды (800 м), представляющей выход верхнемеловых известняков в ядре одноименной антиклинали, крылья которой слагают палеоцен-эоценовые слои. В рассматриваемой меридиональной полосе средняя часть абразионной террасы В. Эшера приподнята почти на 100 м. Как видно, явления этого типа развиваются волнообразно, с перемежаемостью различных амплитуд поперечных поднятий в одной зоне.

Поверхность чаудинской террасы на всем ее протяжении отличается слабой волнистостью, выраженной чередованием субширотных плоских увалов и рывин. Экзотектонический или эрозионный факторы не могли бы создать ритмичную повторяемость в рельефе подобных форм. Объяснить их в связи с тектоникой при однообразном падении слоев к югу затруднительно. В таком случае, или в наших сведениях о геологическом строении этой территории имеются пробелы, или же не полны наши представления о формах проявления молодой тектоники в разных конкретных условиях. Вопрос этот могли бы прояснить детальные геологические и морфометрические наблюдения в этом районе.

По берегу моря в окрестностях Н. Эшера и на правобережье Гумисты ступени разновозрастных террас фиксируются на разных уровнях, — результат смещения по оползням. Менее нарушена вдоль берега моря II терраса, развитая отдельными останцами на уровне 21—22 и 15 м. Скорее всего, это два уровня карангатской террасы. На одном из останцов сохранились морские галечники.

Что касается оползневых движений, то они представляют во многих случаях первичное течение по склонам рыхлых масс, иногда же — возобновленное перемещение издавна оторванных от коренного остова массивов сарматских и майкопских глин, вместе с перекрывающими их осадками плиоцена.

В отличие от правого берега Гумисты, левый ее берег до р. Баслы представляет чередование широтно вытянутых, резко очерченных хребтов, разделенных широтными котловинами.

Террасовые ряды выделены в этом районе рядом исследователей на следующих уровнях: 80—110 м — чаудинская терраса, 60 м — древнеэвксинская, 32—40 — узунларская, 15—20 м — карангатская, 5—6 м — древнечерноморская (В. И. Громов, С. Н. Замятин, Т. Н. Микулина, Г. Ф. Мирчинк, Л. Н. Соловьев, Е. В. Шанцер, А. Г. Эберзин, П. Ф. Федоров). На основе картирования, мы даем морфоструктурную характеристику террасированного на олигоценовых, миоцен-плиоценовых и до-миоценовых слоях рельефа (рис. 12).

Левый склон расширенной долины р. Гумисты (южнее выхода ее из ущелья), опоясывается широкой III террасой «Лечкопи», протягивающейся почти на 2,5 км в субмеридиональном направлении к морю. К се-

веру от нее отмечено несколько обрывков синхроничной террасы на высоте 70—80 м (превышение около 45 м) и останцы IV террасы, отн. высота которой у бровки 85,8 м. Вдоль реки отчетливо выражена широ-

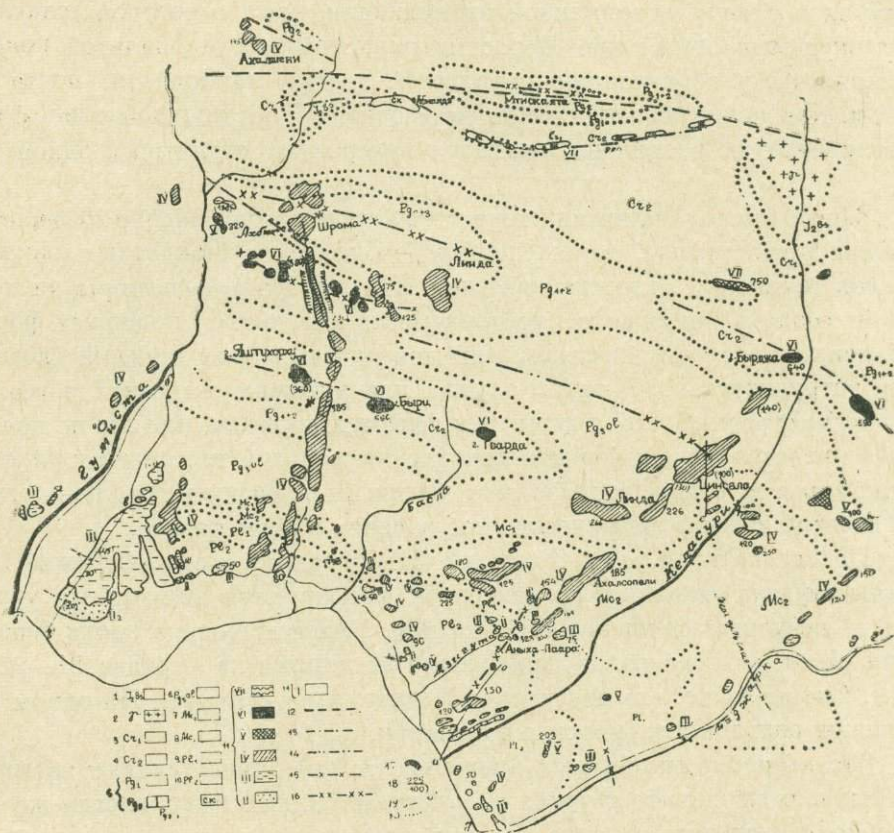


Рис. 12. Схема изгиба террас междуречья Гумисты и Келасури: 1 — байос, 2 — граниты, 3 — нижний мел, 4 — верхний мел, 5 — палеоген — эоценовые слои (Pg₁, Pg₂, Pg₁₊₂; Pg₂₊₃), 6 — олигоцен, 7 — нижний миоцен, 8 — средний миоцен, 9 — нижний плиоцен, 10 — средний плиоцен, 11 — террасы: скульптурные и скульптурно-абразионные — VII и VI от н. меотической до понто-киммерийской; абразионные и эрозионные — V, IV, III, II и I — от в. плиоценовой до древнечерноморской; 12 — тектонические разрывы, 13 — оси антиклиналей, 14 — оси синклиналей, 15 — антиклинальные изгибы террас, 16 — синклинальные изгибы террас, 17 — обрывы склонов древних долин, 18 — приблизительный уровень древних плоскостей выравнивания (превышение), 19 — тахеометр профили, 20 — границы стратиграфических горизонтов.

кая I терраса, превышение которой меняется от ущелья к морю от 5—5,5 м до 1,5—2 м.

Геодезический профиль в-в' (рис. 12) по поверхности III террасы «Лецкопи» на северном отрезке (от реликта IV террасы), показывает

пологий уклон 0,006. Поверхность террасы снижается от относит. выс. 48,2 до 43,3 м на расстоянии 1 км. Отсюда идет заметный перелом с уклоном 0,015, который к бровке террасы на высоте 20,5 м становится более крутым — 0,017. Характер профиля рисует мелкие складчатые новообразования (антиклинальное и синклинальное) на южном крыле структуры 5 порядка Яштухорху—Бырц.

Тахеометрический профиль по плоскости I террасы левобережья Гумисты в ее нижнем течении характеризуется пологой волнистостью, при этом, более крупные изгибы соответствуют изгибам вышеописанного геодезического профиля III террасы (рис. 12). От северного края расширения долины до берега моря морфометрия поверхности террасы выражается такими показателями: 0,0016 — короткий уступ — 0,0016 — 0,01 — 0,007 — 0,0003 — 0,004.

Террасовые осадки в ряде случаев обнажены.

У бровки IV террасы над школой (северная окраина Сухуми) вскрыты кремново-ржавые суглинки с прослоями галечника. К югу их сменяют конгломераты из мергелисто-известняковых пород, порфиритов и песчаников.

Покров II террасы «Лечкопи» обнажен у западной бровки. Его слагают несортированные галечники, материал которых представлен черными глинистыми сланцами, песчаниками, гранитами, порфиритами и, в меньшем количестве, известняками.

В южной оконечности террасу перекрывают галечники, чередующиеся в верхней части с грубозернистыми ржавыми песчаниками мощностью 30 см. В кровле их встречены скребки первобытного человека. К востоку в галечном покрове III террасы существенную роль приобретают валуны.

В склоне III террасы на правом берегу Гумисты, в нижнем течении, А. Г. Эберзиным (1940) установлены по фауне (сборы В. И. Громова и Л. Н. Соловьева) два горизонта: узунлар и перекрывающий его карангат. И. Р. Кахадзе (1950) по поводу последнего высказывает сомнение, не находя в фаунистическом комплексе характерной карангатской формы *Cardium tuberculatum* L.

Противоречивым кажется этому автору и залегание упомянутых осадков под $\angle 12-15^\circ$, ибо аналогичные слои с фауной вскрыты колодецем вблизи устья реки на отрицательных отметках. Восстановленный по этим двум выходам разрез предполагает значительную дислоцированность верхнечетвертичных отложений, которая, по И. Кахадзе, не доказана. Он допускает более древний возраст слоев, содержащих фауну.

III террасу левобережья Гумисты мы относим к узунлару. Более достоверна датировка II₁— террасы. Ее останец на уровне 25 м (7,05 м превышение над поверхностью II₂ террасы) против Сухумской ж. д. станции слагается обнаженными в склоне коричневыми глинистыми ра-

кушняковыми песками, сменяющимися кверху галечниками. А. Эберзин, ссылаясь на наличие среди фауны *Scrobicularia plana* Da Costa и *Tapes cf. Calverti* Nent., считает возможным отнести осадки к карангату.

Долина Баслы очень изменчива своей морфологией. На территории с. Квемо-Линда река, меандрируя, пролагает русло в субширотном направлении по южному краю пологого, смягченного рельефа в западном продолжении синклинальной котловины Цинсвла. Затем, пробив прямую меридиональную теснину через известняковый хребет Бырц, река прокладывает меандры уже в южном расширении долины. У г. Сухумской, в суженном ущелье Басла выходит к морю.

Останцами высокой террасы рассматриваемой полосы являются три вершины на правобережье Баслы, вблизи Сухуми: северная на высоте 192 м, затем г. Сухумская — 189 м и южная на высоте 173 м. Это — реликты одной абразионно-аккумулятивной поверхности, и, если восстановить ее, мы отметим нормальный уклон для такого типа террас 0,019.

Киммерийские слои вершины г. Сухумской, которые были обнажены в момент строительных работ, слагаются чередованием плохо сортированных конгломератов, желтых суглинков и серых песчаников с галькой и валунами, которые состоят из гранитоидных пород, песчаников, редко известняков (рис. 13).



Рис. 13. Обнажение южного склона V террасы горы Сухумской.
 $P_{1,2}^{km}$ — киммерийские слои,
 P_3 — верхний палеоген.

Обращает внимание, что самый верхний пласт конгломерата в этом разрезе, представленный мелким и средним материалом с желтым суглинистым цементом, имеет мощность $\approx 1,5$ м и залегает горизонтально на нижних слоях, падающих под азим. $130-140^\circ < 20-25^\circ$.

К сожалению, сопоставить состав галек этих двух горизонтов обнажения (первый оказался недоступным) не удалось. Условно, мы относим верхний из них к аналогам гурийских слоев. Высота этого реликта соответствует уровню V-ой террасы описываемой зоны.

Останцы IV надпойменной террасы, выработанные древней Гумистой, были описаны нами в предыдущем подтипе. Они продолжают и в рассматриваемой зоне целым рядом связанных постепенным изменением единого уровня обрывков, прослеженных до Сухуми.

Кривая древней эрозии от южной окраины с. Шрома до окрестностей Сухуми, по геодезическому профилю ж-ж¹, имеет форму, выраженную уклонами: 0,015—0,02 (южный край с. Тависуплеба), — 0,02.

Левобережные останцы IV террасы Гумисты, возвышающиеся над III террасой «Лечкопи», являются фрагментами древней поймы уже За-

падной Гумисты. Уклон ее бывшего русла на этом отрезке соответствует вышеописанному для Восточной Гумисты — давая на 2250 м расстояния снижение к югу на 47 м высоты, или уклон 0,02.

Таким образом, причины старения соседней к востоку реки надо искать в описанном выше выполаживании профиля эрозии в среднем ее течении, т. е. на территории с. Шрома, в зоне влияния одноименной синклинали.

В северном Квемо-Линдском расширении долины Баслы фиксируется широкий (0,5×1 км) останец IV-террасы под верхней частью с. Квемо Линда, на высоте 175 м. Превышение его над Баслой на месте ее поворота 100 м. Поверхность плато повреждена боковыми оврагами, к тому же на ней — формы оседания и оползни на майкопских глинах. В районе с. Шрома, на восточном склоне восточного продолжения хребта Ахбюк расположена аналогичная терраса на высоте 175 м у бровки и 200 м у тылового шва. Тут же, на юго-восточном склоне этой террасы выделяется останец III террасы на высоте 125 м, превышающий пойму Баслы на 50 м. На этой территории река прорезает меандрами на глубину 1—1,5 м широкую I надпойменную террасу, сложенную суглинками с прослоями и линзами галечника. Терраса эта с приближением к антиклинальному хребту Бырц резко поднимается до высоты 2,5—3 м. Слагает ее глыбово-галечный известняковый материал.

В южном расширении долины Басла пропиливает широкую I надпойменную террасу на глубину 1,5—2 м. В ее разрезе вскрыты супеси с галькой и плохосортированные галечники.

Междуречье Баслы и Кодори отличается правильностью и выдержанностью гребней юго-западного простирания, обособленных системой крупных рек, таких как Келасури и Маджарка, и параллельными им второстепенными речками. Рельеф выработан на отложениях нижнего, среднего и верхнего миоцена и перекрывающих его плиоценовых осадках, падающих моноклинально на юг.

Главная роль в положительных формах рельефа описываемой полосы принадлежит ответвлению Панавского хребта — гребню Гердзульскому (545 м) с его южными отрогами, которые на западе и юго-западе препарированы абразией. В этом направлении ширина полос выхода политических и киммерийских отложений резко уменьшается от нескольких км до сотен метров, наряду с усилением наклона пластов на юг от 10—15° до 15—20° и более, что, бесспорно, — результат молодых дислокаций в связи с поперечным воздыманием массива Аныхапары, высота которого — наибольшая для этой части побережья — 323 м. Выровненные в том же верхнеплиоценовом цикле абразии гребни отрогов этой возвышенности снижаются к юго-западу: — на оси воздымания — до 286 м, западнее — до 225 м, по восточному краю — до 208 м. В поднятие вовлечены IV, III и II террасы.

Таким образом, в прибрежной зоне, от р. Дзигути до Маджарки сохранились реликты древнего берега, очертания которого параллельны

сегодняшней береговой линии. Группа реликтов г. Сухумской — другой выступ верхнеплиоценовой поверхности на западе. Над ней Аныхапаара возвышается более чем на 100 м. Амплитуда поднятия последней позволяет отнести ее к морфоструктурам 6 порядка.

На северо-восточном склоне Аныхапаары хорошо выражена в рельефе площадка, занятая верхней частью с. Ахалсопели. Поверхность ее быстро поднимается с севера на юг от 170 до 200 м, что отчетливо видно даже издали. Южнее IV террасу слагает чередование глинистых песчаников, гравелитов и конгломератов понта, падающих на юг под аз. $210^{\circ} \angle 20^{\circ}$. На поверхности террасы вместе с обломками песчаниково-го делювия рассеяны гальки и валуны. По северному склону возвышенности Аныхапаары слои также падают на юг. Иначе говоря, в отличие от вышеописанных районов, эта поднятая часть рельефа не совпадает с геологической структурой. Можно представить поэтому, что с ее воздыманием здесь сопряжены были подвижки слоев по разрыву. Не исключено, что оно осложнено также формированием складчатого новообразования на южном крыле антиклинали Бырц: на берегах р. Келасури в 2 км от устья отмечается северное падение слоев понта в круто падающем коротком северном крыле небольшой антиклинальной складки. В той же полосе к юго-востоку нами описано было обнажение подобной структуры в долинах Маджарки и Агудзеры.

Сугубое внимание следует обратить на широкие правобережные площадки в верховье рч. Дзигуты, образующие единую поверхность IV террасы древней Келасури; площадки же широтного протяжения на юге относятся к обрывкам уже чаудинского берега.

Северные реликты плато этого ряда спускаются к юго-западу от 176 до 151, затем — до 135—125 м, расширяясь и широтно вытягиваясь; но еще юго-западнее поверхность неожиданно поднимается до 180 м — явное влияние поднятия Аныхапаары. Отсюда к юго-западу идет устойчивое снижение: 150 м—116 м—108 м. Вдольбереговая бровка террасы тянется параллельно берегу моря на высоте от 90 до 97 м. Всюду на площадках IV террасы встречаются гальки, местами же — валуны гранитов, песчаников и порфиритов.

Ступени молодых террас вырезаны на склонах долины Дзигуты в окрестностях с. Алексеевка и выше по речке на отн. в. 50—60 м (III терраса), 10—12 м (II терраса) и 1,5—1,7 м (I припойменная терраса).

Морфологически близкие долины рек Келасури и Маджарки в среднем их течении, в области распространения олигоценовых и ниже и среднемиоценовых отложений характеризуются развитием, в основном, высоких ярусов террас. К более нижнему ярусу (IV терраса) принадлежат: выровненный на отметке 220 м гребень между Б. и М. Маджарками в северных окрестностях с. Мерхеули (превышение над поймой первой 120—110 м), и правобережный снивелированный гребень М. Маджарки в юго-восточных окрестностях с. Ново-Черниговское на высоте 240—220 м (отн. выс. 150—120 м). Останцом синхроничной террасы яв-

ляется площадка на высоте 250 м на правом берегу правого притока М. Маджарки—Байданикеры. Ее более высокое положение объясняется приуроченностью к близсводовой части крыла антиклинали Бырджа—Чижоуш. Некоторое повышение испытывают здесь и останцы более высокого яруса — V террасы, высота которых 300 м. Но в 1,5 км юго-западнее, в окрестностях с. Александровское, обрывок равнины этого возраста резко спускается до высоты 250—260 м, а ступень IV террасы на его северном склоне — до 220 м. На уровень их тут уже влияет молодой прогиб Цинсвла.

Наиболее достопримечательным элементом морфологии долины Келасури, да и всей описываемой полосы, является терраса с. Цинсвла. Она тянется вдоль правого берега Келасури более чем на 4 км, образуя широкое (около 0,5 км) плато на абс. высоте 220 м, возвышающееся на 100 м над гальвегом реки²¹. В разрезе склона этой террасы обнажены галечники известнякового и песчаникового состава. Они залегают на горизонтально срезанной, наклоненной под небольшим углом к юго-востоку, поверхности глинистых сланцев и песчаников олигоцена. По склонам можно также видеть валуны и плохо обработанные глыбы гранита и порфирита.

Майкопские слои в северном крыле синклинали Цинсвла имеют устойчивое падение к югу, постепенно выполаживаясь в этом направлении; в южном же крыле слои неоднократно меняют как ориентировку (с юга на север), так и углы падения от 7—12° до 35—40°. Должно быть, мелкие складчатые новообразования осложняют здесь депрессионно изогнутую кровлю олигоценовой свиты.

Вышеупоминавшаяся терраса под с. Лекухона служит продолжением к северу террасы Цинсвла, вовлеченным в поднятие антиклинали Бырджа. Высота лекухонского останца 250 м, превышение над р. Келасури 140 м. Юго-западное продолжение террасы Цинсвла на южном крыле одноименной синклинали поднимается к югу до высоты 236 м (превышение 130 м). Даже активным оползневым смещениям по склонам террасы майкопских глин не удалось стереть черты проявления молодого тектонического прогиба в рельефе правобережья Келасури. Его отклик и находим мы в морфометрии левобережных поверхностей двух высоких террас в окрестностях с. Александровское.

Ахалсопельская терраса, продолжающая к юго-западу террасу Цинсвла, по южному краю своему (за пределами прогиба) имеет высоту 172,8 м. Восстановленная плоскость террасы характеризуется нормальным для древней эрозии уклоном к югу 0,02.

С останцом IV террасы мы встречаемся на том же берегу Келасури в нижнем ее течении. Он представляет широкий обрывок плато, наклоненного к морю от 150 до 120 м на 600 м расстояния (отн. выс. бровки 115 м). На юго-западном склоне IV террасы высечены ступени III

²¹ Тахеометрич. профиль e-e' (рис. 12, стр. 68)

террасы, тыловой шов которых располагается на высоте 75 м, бровка — на 50 м. У бровки северного останца в выемке дороги обнажается чередование киммерийских глин, суглинков, гравелитов и ржавых песчаников. Их перекрывают немые косослоистые крупногалечные конгломераты из гранитного и порфиритового материала, мощностью 2,5 м. К северо-западу их сменяют вскрытые в канавах горизонтальные слои морских шелковистых песков мощностью 4 м, с включением гальки и прослоями суглинка, подстилающиеся галечниками. Поверхность цоколя на этом отрезке опускается к юго-западу, в сторону затухания восходящих движений Аныхапаары. На склонах этой последней — лестница террас под плантацией Учхоза, занимающих, согласно инструментальным замерам а-а', более высокий уровень, по сравнению с соседними участками. В северном интервале профиля бровка V террасы возвышается над морем на 264,8 м, IV терраса — на 100,99 м, III—45, II (у Келасурского моста) — 15,8 (бровка) и 17,6 м (тыловой шов), I—7,9 м.

Уклон поверхности IV террасы 0,053; III — 0,019; I — 0,007.

Местами, в верхней части разреза террас от киммерийских отложений цоколя можно отделить горизонтальные слои крупногалечных конгломератов (иногда с валунами) террасового покрова мощностью 1,5—1 м.

II надпойменная терраса р. Маджарки вблизи устья сливается с карангатской террасой морского побережья.

I надпойменная терраса выражена в склонах долины Келасури обрывками высотой 7—8 м. В среднем течении реки, ниже с. Багмарани, в террасе обнажен галечник мощностью 2,5 м, в составе галек которого преобладает песчаник. В обнажении той же террасы на правом берегу Келасури перед мостом киммерийские песчаники и гравелиты цоколя срезаются на уровне 5,4 м валунным галечником мощностью 2,5—3 м, состоящим из гранита и порфирита.

I терраса прослеживается в долине Маджарки почти на 4 км. По правому берегу она тянется вдоль шоссе, снижая отн. высоту свою с севера на юг от 7 м до 5,5 м. Среднеплиоценовые суглинки с прослоями мелкогалечного конгломерата в цоколе террасы вниз по реке постепенно уменьшают падение к югу слоев от $\angle 12^\circ$ до $\angle 5-7^\circ$.

В 1,5—2 км от моря на том же правом берегу Маджарки обнажается небольшая антиклиналь в киммерийских слоях с голубыми глинами в ядре (рис. 14), которые отнесены Г. Ф. Челидзе, по собранной нами фауне, к криптомактровому горизонту среднего сармата (Л. Когошвили, 1956). Складка эта лежит в полосе поднятия Аныхапаары. С поднятием слоев сармата на этой территории следует связать описанный нами в том же году в окрестностях с. Мачара минеральный серный источник, в химическом составе которого были обнаружены глубинные компоненты, характерные для морских не промытых осадков.

Обращает внимание приподнятость цоколя коренных пород в устье р. Маджарки, где под слоем чередующихся галечников и песков I морс-

кой террасы мощностью 1 м прорезаны рекой на глубину 1,5—2 м ниже уровня воды голубые плотные глины среднего плейстоцена.

Полоса междуречья Маджарки и Кодори представляет в морфологическом отношении ряд невысоких гребней — южных отрогов Гердзеульского хребта, расчлененных в северо-восточном направлении короткими и узкими долинами и оврагами. Они прорезают в верхнем и среднем течении песчаники, глины и мергели понта, а в низовье — перекрывающие их конгломераты и песчаные глины киммерия и в. плейстоцена. Из этих ручьев лишь Пшапи берет начало на южном склоне Гердзеульского хребта в сарматских отложениях.

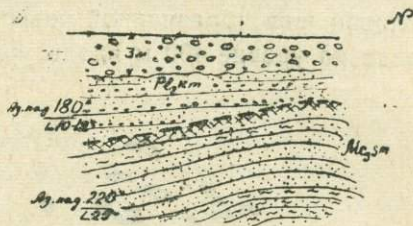


Рис. 14. Обнажение ядра вторичной антиклинали в правом склоне долины Маджарки.

Вершинная часть водоразделов между ручьями имеет форму узких ровных, наклоненных к юго-западу, площадок, по которым восстанавливается единая (хоть и деформированная местами), поверхность, эродированная одной крупной рекой в чаудинский век, и переходящая по юго-западному краю в морскую равнину того же времени.

Северная часть этой поверхности вдоль тылового шва сохранилась реликтами в верховьях ручьев Гульрипши, Агудзеры, Боговесты и Пшапи на отметках 220—250 м. Она спускается к юго-западу к бровке до отметок 90—100 м. Ступени III и II террас отмечаются вдоль приморской равнины.

На поверхности террасовых площадок можно встретить редкую мелкую гальку, но не исключено, что в верхней части долин она является результатом размыва слоев понта, а в низовье — киммерия. Лишь на плато гребня к северо-востоку от с. Греческое, а также в делювии склона встречаются валуны, которые могут быть отнесены за счет разрушения террасового покрова.

Долина р. Кодори. Там, где Кодори выходит из узкого Чегемского ущелья в долинное расширение в окрестностях с. Ганахлаба, в обоих склонах вплоть до устья реки высечены ряды террас на уровне: V — от 360—400 м до 300 м, IV — от 210—250 м до 105 м, III — от 120—140 м до 50—60 м, II — от 150 до 50 м (рис. 15).

П. В. Федоров (1963) выделяет здесь VI, V, IV, III и II террасы, из которых самая высокая на отметке 240 м (с. Шаумяновка) соответствует нашей IV террасе. Выпадение, по трактовке этого автора, III террасы в рядах ступеней правобережья Кодори не соответствует действительности.

На площадках террасовой лестницы Кодорской долины встречается галька размером от гравия до валунов диаметром 50 см. В них преобладают по составу граниты, песчаники и порфириды; известняково-мергелистые породы в гальке редки. Крупный размер материала позволяет

отнести его к террасовому покрову, так как для подстилающих отложений характерны мелкообломочные фракции.

Верхнеплиоценовый берег прорезается рекой Кодори в полосе с. с. Атарбеовка-Генза. Бровку его несут фрагменты V террасы на уровне 298,7—300 м. К северу терраса поднимается до отметок 340—350 м; тыловой шов абразионной поверхности фотостереометрически зафиксирован на уровне 400 м вдоль урочища Ахуца, на левобережье Кодори.

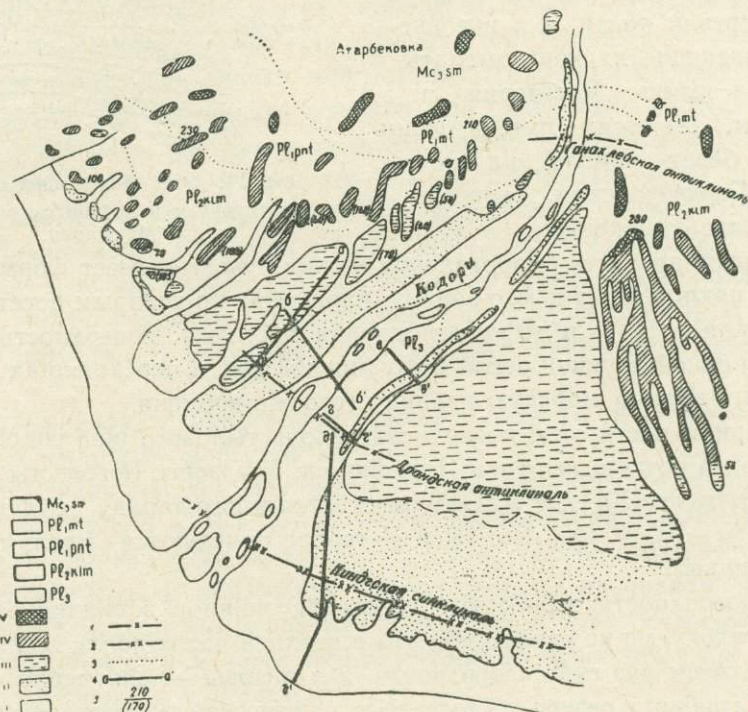


Рис. 15. Схема изгиба террас в долине Кодори: Mc_3sm — сарматские слои, P_1mt — мэотис, P_1pnt — понт, P_2km — киммерий, P_3 — в. плиоцен; террасы: V — в. куяльницко-гурийская, IV — чаудинская, III — эвксинско-узунларская, II — карангатская, I — древнечерноморская. 2 — синклинальный изгиб террасовой поверхности, 1 — антиклинальный изгиб, 3 — границы стратигр. комплексов, 4 — тахеометр. профили, 5 — приблиз. уровень плоскостей выравнивания и (превышение).

Отчетливо выражена в рельефе левго берега IV терраса, имеющая вид протяженных фестонов, будучи рассечена сетью оврагов. Над ней V терраса не образует уступа, плоскости их сливаются, примерно, в полосе высот 230—240 м. Это подтверждается и данными гипсометрии авиасъемок. IV терраса, не прерываясь и не образуя заметных поперечных уступов, прослеживается вдоль реки до высоты 100—108 м, опускаясь, таким образом, на 130 м на расстояние 6,2 км (уклон 0,02). По западному приречному краю к IV террасе примыкает ступень III террасы, которая от высоты 100—110 м снижается на расстоянии 7,8 км до 50 м (уклон 0,006).

На правобережье реки, в низовье, обрываются над II террасой прекрасно очерченные уступом широкие площадки IV и III террас (рис. 15).

По-видимому, морфографическое совершенство именно III террасы побудило Л. И. Маруашвили (1959) присвоить группе террасовых останцов долины Кодори имя талассостатических (предгорных) и возвести их в ранг «королей» среди других террас. Идеально ровная, на первый взгляд, поверхность этой террасы, при детальном замере, оказывается волнистой: относительная высота ее над II террасой, как показало полуинструментальное морфометрическое измерение, примерно, от середины с. Ганахлаба (дом Макацария) к югу, изменяется от 23,4 м до 21,8 м, что характеризует нормальный уклон; но ниже по течению реки в 300—350 м терраса неожиданно поднимается до 27,3 м (вблизи разрушенной часовни). Изгиб ее поверхности, должно быть, определяется вторичной дислокацией в отложениях н. плиоцена. (Кстати, ее обрисовывает по гравиметрической разведке и А. И. Сванадзе). При однообразном падении на юг конгломератов и песчаников этого возраста, в 700—800 м от Кодорского моста, ведущего в с. Наа, в правобережном склоне II террасы можно заметить, по расположению галек и залеганию песчаных прослоев в разрезе ее цоколя, наклон пластов на север. С этой точки зрения показательным является левобережье Кодори против южного окончания с. Ганахлаба, где вырисовывается южное крыло молодой структуры в цоколе уже IV террасы. В сторону падения киммерийских слоев на юг резко увеличивается мощность галечников террасового покрова и, даже на глаз, заметно усиление крутизны уклона террасовой поверхности.

Безусловно, заключение о морфоструктурной волнистости террас требует точного инструментального подтверждения. Но нельзя игнорировать и визуальных наблюдений в выявлении тектонических деформаций рельефа: в 0,5 км к югу от водонапорной драндской башни отн. выс. III террасы, замеренная полуинструментально, 20,3 м. А южнее (у водосборного сооружения старой ГЭС), превышение террасы увеличивается до 24,8 м. Приподнят и цоколь террасы — падающие на юг под углом 10° глины и мелкогалечные конгломераты в. плиоцена²². Тут на помощь приходит снова геофизика, выявившая в окрестностях с. Дранда небольшую молодую антиклиналь. Последняя «улавливается» и морфометрией II террасы левого берега Кодори: против драндского храма (аз. 330°) ее замеренная теодолитом отн. высота 12,8 м, а южнее, в 0,5 км от северной окраины с. Адзюбжа, бровка II террасы повышается до 15,7 м.

Тахеометрический профиль а-а' (рис. 15) по южному краю крупного пшавско-этонского останца III террасы характеризует достаточно крутой уклон ее плоскости от 42,9 до 22,8 м (отн. выс. над II террасой). Кривая выполаживается к юго-западу под влиянием развивающейся поперек падению террасы Драндской антиклинали.

²² Установлен здесь собранной Д. Табидзе фауной.

II надпойменная терраса опоясывает склоны более высоких террас на обоих берегах Кодори и на юго-западе в прибрежной части сливается с приморской равниной, в то время как вдоль реки, почти до линии Адзюбжи, уступ ее резко очерчен. Покров этой террасы составляет валунный галечник из гранита, порфирита, окварцованного известняка, мощностью 7—10 м. Мощность террасового покрова к югу возрастает.

В. Равнинный аккумулятивно-эрозионно-абразионный рельеф на четвертичных отложениях

Развит неширокой полосой вдоль берега моря, расширяясь в устьях рек Псоу, Лапсты, незначительно — Мехадыра и Хашупсе, суживается почти до предела пляжа вдоль Гагринского хребта, но значительно раздвигает границы и углубляется в сушу в нижнем течении р. Бзыби. Формы этого рельефа характерны для мыса Бичвинта (Пицунды): у подножия гряды плиоцена вдоль берега моря они выклиниваются. Восточнее, в приустьевых частях рек Мчишты, Хипсты и Аапсты равнина вновь расширяется, но сужается на участке Приморское—Ахали-Афонии—Эшера, чтобы восточнее захватить устье Гумисты и Сухумский мыс. Юго-восточнее равнина опять занимает неширокую полосу I террасы и пляжа, постепенно нарастая в приустьевой зоне Агудзеры и Пшапа в сторону Кодори. На левобережье Кодори площадь равнины все более увеличивается к низовью Галидзги и на юге сливается с Колхидской низиной.

Между реками Псоу и Мехадыр равнину с севера обрамляют ступени позднейших террас южных террасированных склонов западного продолжения Гагринского хребта. На этой территории равнина слабо наклонена к югу. Реки здесь испытывают перед соединением с морем затрудненный сток и заболачивание в большей степени, чем это наблюдалось в подобных условиях для других частей побережья. Профили эрозии Псоу и Лапсты в низовье имеют уклон 0,002 на оси синклинальной складки, которая проходит вблизи береговой линии. Это подтверждается как геофизическими данными, так и гидрогеологическим бурением.

Мощность четвертичных отложений в разрезе скважины в окрестностях г. Леселидзе 62,2 м. В этом интервале по кернам нами описан следующий разрез четвертичных осадков сверху вниз:

1. Чередование песков, гравелитов и галечников — на глубине от 0 до 24,8 м, 2. валунный галечник из пород порфирита, известняка, гранитоида — от 24,8 — до 56 м, 3. чередование тонких и грубых морских песков с включением известняковых и порфиритовых галек (от 56 до 62 м), 4. светлосерые суглинки с мелкой известняковой галькой на глубине 62—62,2 м подстилаются среднемиоценовыми песчаниками и глинами.

Аналогичный разрез дают и гантиадские скважины, но четвертичные осадки залегают в них уже на олигоцене, а восточнее — на эоцене.

Налицо — синклинали, заполненная достаточно мощными, в условиях ее молодого прогиба, **Q осадками**.

Геофизические работы Адлерской экспедиции ПНИИ (1964) на левобережье Псоу в 2 км от берега моря отбивают подошву четвертичных отложений на глубине 62 м, а в 75 м от берега подошва их снижается до 70 м.

В нижнем течении Бзыби I терраса заметно опускается к югу с 3,4 до 1,8 м, что иллюстрировано в предыдущей подглаве геодезическим поперечником. Но ниже по реке цоколь I террасы, сложенный понтическими конгломератами, приподнимается, попутно с повышением высоты террасового уступа до 3,7 м; южнее моста цоколь вновь погружается под четвертичные осадки.

Вблизи моря терраса слагается галечниками, перекрытыми песками с редкой галькой, которые в юго-восточном направлении сменяются суглинками с железными конкрециями и кусками обугленной древесины. Только современные выносы Бзыби в устье представлены накоплениями галечников (с включением валунов), занимающих большое пространство.

Низменность левобережья Бзыби, в которую вливаются реки Адзудзу, Аныджква, Амзычхва и др., заблачивается в условиях высокого стояния базиса эрозии. Верховодка питает целый рой озер, таких как Инкит, Пицунда, Аныш-цара, Змеиное и др. Все они сосредоточены на участках с наиболее низкими, даже отрицательными отметками равнины.

Разрез верхней части четвертичных осадков Инкитской низменности следующий: в северо-восточной ее окраине в широтном дренажном канале тонким песком перекрывается торфяник видимой мощностью 1,5 м. Последний прослеживается к востоку более чем на 1,5 км, постепенно сменяясь в этом направлении торфяным суглинком, который в свою очередь переходит в коричневые суглинки с включением гальки из порфирита, известняка, гранитоида, реже, песчаника. Количество ее с юга на север увеличивается.

В окрестностях оз. Пицунда остreeвый черный песок с гравием перекрыт песчаным слоем, богатым растительными остатками. Та же картина повторяется у крайнего восточного озера. В южной части мыса Бичвинта в осадках появляются пласты торфа. В овале озер Пицунда—Змеиное глубина торфяников более 10 м. К югу от оз. Пицунда в канавах вскрыт крупный галечник, состоящий из гранитоидов и порфиристов. К северу размер гальки уменьшается. От древнего храма к западу на поверхность Инкитской равнины снова выходит торфяной слой. Он обнажается и в западной части низменности Бичвинта. В 500 м севернее озера Инкит в разрезе осадков под суглинками (а) развиты пески с битой ракушкой, с прослоями ракушняка, гравелитов и галечников. Здесь собраны современные представители Черного моря (обн. 473 б,в). Слои имеют отчетливое падение на север под углом 7°; севернее, в погруженной части появляется коричнево-серый торфяной слой. Здесь

в северной окраине Инкитской низменности, в стенках широтных дренажных каналов отмечено чередование новочерноморских и континентальных осадков. Разрез сверху вниз следующий:

1. Серовато-ржавые суглинки (рис. 16, обн. 460г), с галькой из порфирита, гранита, песчаника, мергеля, кварца, с дрсвой и мелкими конкрециями. 2. Черные торфяные глины с кусками обугленных стволов и веток (а). Книзу глины становятся песчанистыми и в них появляются створки морских раковин. 3. Красновато и зеленовато-серые песчаные глины с гравием и галькой (а). 4. Темносерые среднезернистые пески с включением раковин и прослоями ракушняка (е).

В той же полосе, в 500 м восточнее описанного канала, вскрыты голубые пахучие глины и подстилающий их пласт торфа (ж). Собранные нами в прослоях песков и песчаных глин (е) описываемого разреза Ин-

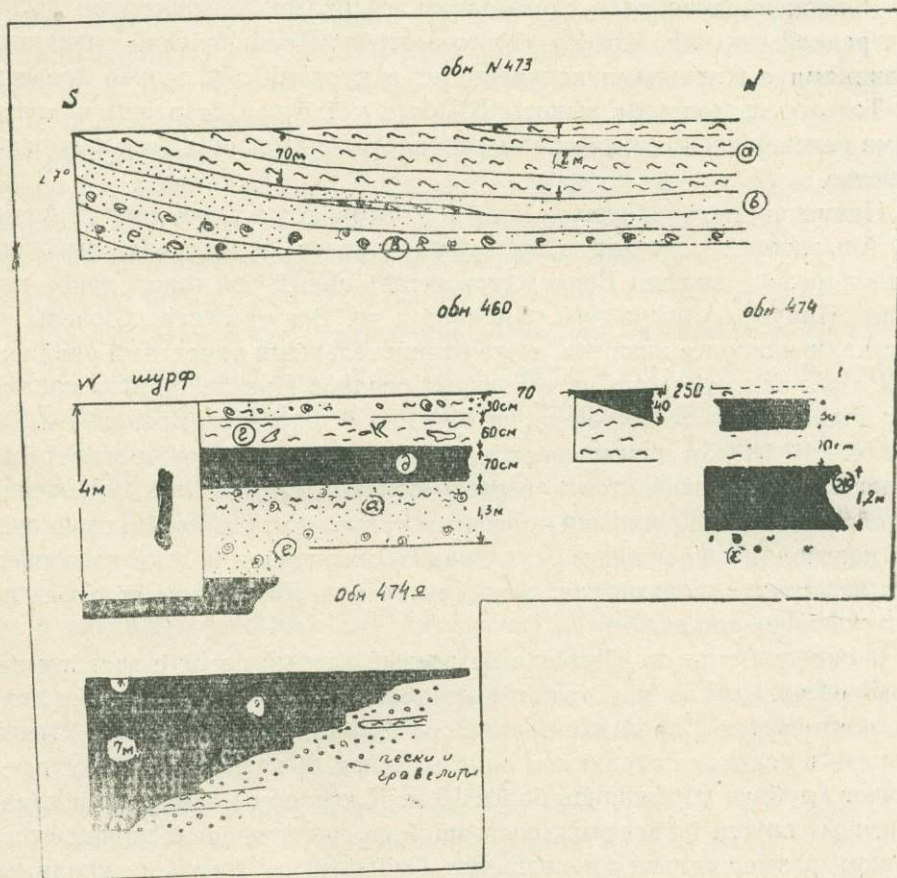


Рис. 16. Разрезы черноморских отложений в прогибах Инкитской равнины.

китской низменности фауна, по определению А. Чиковани, относится к типичной черноморской, живущей в настоящее время: *Ostrea (ostrea) edulis* L., *Nassa restitutiana* Fent., *Cardium edule* Linne, *Spisula Subtruncata triangula* (Ren.) и др.

По палинологическим определениям И. Шатиловой, в описываемых пластах торфяника и заключающих их глин в северном прогибе Инкитской равнины обнаружены хвойные и травянистые влаголюбивые растения, представленные *Picea*, *Abies nordmanniana* (Stev.) spach., *Pinus*; травянистые влаголюбивые — *Sparganium*, *Cyperaceae* и др. формы. Споры — *Polypodiaceae*, *Ophyoglossum*, *Botrychium*; в верхнем горизонте — *Polypodium vulgare* L., *Bryales* и *Botrychium*; широколиственные, как напр. *Alnus*, *Corylus*, *Quercus*, появляются в верхних горизонтах этого разреза.

Таким образом, перед нами периодическая смена континентальных условий морскими, в связи с локальными тектоническими погружениями низменности.

Мощность четвертичных осадков равнины Бичвинта нам неизвестна, судя по вышеприведенным фактам, в овале наибольшего понижения она должна иметь подошву значительно глубже 20 м, принимая во внимание, что скважина в с. Лидзава в восточном приподнятом борту низменности прошла четвертичные осадки до глубины 20 м, врезавшись в мэотис.

Не исключено, что мощности четвертичных будут варьировать в соответствии с намечающимися двумя молодыми широтными прогибами Инкитской равнины: первый из них проходит в северной ее окраине, засвидетельствованный не только погребенными пластами торфа и наклоном на север (в южном крыле северного прогиба) четвертичных осадков, но и данными геодезической съемки вдоль Бзыби.

Характер отложений, увеличенная мощность, а местами значительные раздувы прослоев и линз торфяника — показатели второго молодого прогиба в южной части равнины «Инкит» (рис. 16, обл. 474 а). Эти прогибы разделены небольшим продольным антиклинальным поднятием, отразившимся как в микрорельефе поверхности этой низины, так и в поднятии слоев понта в цоколе I террасы р. Бзыби по вышеописанным разрезам.

Равнинная полоса побережья между устьями рек Мчишта и Аапста заметно расширена лишь в приустьевой части р. Хипсты. На всем протяжении вдоль берегового уступа этой равнины, соответствующей I морской террасе, в песках и гравии собраны пектениды, мактры и остреи — представители современной черноморской фауны.

I терраса Хипсты в прибрежной зоне имеет высоту 2—2,5 м и слагается галечниками с прослоями песка или суглинка. Современные выносы этой реки на территории равнины однообразны: галечники доймы кое-где перемежаются с песчаными косами. В то же время Аапста отлагает вдоль устья илисто-песчаные наносы с включением галек и прослоев гравелита.

Приморская равнина на участке устья Гумисты отличается плоской поверхностью дельты со слабопокатыми склонами, которая слагается несортированным материалом, включающим валуны. Уступ I террасы воз-

вышается над поймой на 1,2—1,5 м. Вдоль него обнажены галечники из гранодиоритов, порфиритов, сланцев и песчаников юры и меловых известняков.

Если реки Гумиста, Келасури и Маджарка выносят крупный обломочный материал, богатый валунами, то реки Агудзера, Пшапи, Скурча и др. формируют, главным образом, мелкогалечно-песчаную пойму.

Еще А. Л. Козловым (1929) отмечено было в области распространения третичных осадков более крутое падение профиля эрозии р. Келасури, по сравнению с р. Гумистой. Средний его уклон, судя по детальной гипсометрии русла, действительно отличается крутизной, хотя на отдельных отрезках она ослаблена, например, в полосе синклинального прогиба Цинсвла. В противоположность этому, полого наклоненное дно долины Гумисты характеризуется местами усилением крутизны, например, в 5,5—6 км выше устья. Если сравнить уклоны обеих рек вдоль их устьев, то мы узнаем в них форму проявления противоположных структур: дно долины Келасури показывает падение к югу от 0,017 до 0,009, что соответствует общей приподнятости вдольбереговой зоны в условиях молодого формирования продольных структур и поперечного воздымания Аныхапары. Это и обусловило слабое развитие у Келасури и соседних рек дельты. Падение поймы Гумисты в приустьевой части изменяется от 0,0003 до 0,004, обрисовывая форму самой дельты. Устье реки сстается за пределами зоны смежного поднятия и скорее всего вовлечено в развивающийся синклинальный прогиб прибереговой полосы Гудаута. Этот вывод подтверждается вышеприведенным фактом нахождения вблизи устья Гумисты в колодце, ниже уровня моря, датированных узунларской фауной осадков; их высотное положение будет понятно лишь в том случае, если представить их перемещенными по разрыву или в связи с синклинальным изгибом. Наш вывод согласуется и с результатами замеров А. В. Живаго (1958) в устье Гумисты, обнаружившим под аллювием дно долины на 70 м ниже уровня моря.

Однако, выделение по скважинам «Каптажминвода» в устье Баслы 70 м мощности четвертичных осадков, перекрывающих киммерийские конгломераты, не имеет веских доказательств.

Интересно ознакомиться с изменением уклона тахеометрического профиля р. Маджарки на отрезке от южного склона известнякового массива Чижоуш к морю: в 1,4 км к югу от этого склона, в полосе пересечения Гердзеульской синклинали в ср. сарматских отложениях, уклон русла реки наименьший — 0,011 (падение профиля на этом отрезке такое: 0,017—0,015—0,011—0,017). Отсюда к югу вновь начинается ослабление угла падения русла — под воздействием растущей поперечно профилю реки Мерхеульской антиклинали в среднемиоценовых слоях. Наименьший уклон его совпадает с широким ее сводом — 0,006. Южнее падение кривой несколько усиливается на южном крыле складки, затем постепенно уменьшается и наибольшей отлогости 0,0025 достигает в 10 км к югу от известнякового склона в полосе распространения кон-

гломератов понта. Далее вниз по течению уклон резко усиливается до 0,0055.

Трактовка этих фактов такая: на южном крыле крупной антиклинали Чижоуш, в понто-киммерийских слоях, в 3—3,5 км от берега моря развивается вторичная антиклинальная складка, улавливаемая морфометрическим методом. Ее геологическое обоснование дано было выше по разрезам берегов Келасури и Маджарки.

Южная часть профиля Маджарки до моря показывает колебания коэффициентов уклона в тысячных долях от 0,0054 до 0,0042 и резкое выполаживание в 0,5 км от моря — 0,0016. Как видно, и здесь заявляет о себе формирование небольшой синклинали, оконтуренной по геофизическим данным в устье Кодори.

Таким образом, инструментально построенный профиль эрозии реки Маджарки с большой точностью реагирует изгибами на оживление региональных структур; в то же время, дополнительные его изгибы дают повод для поисков вторичной дислоцированности моноклинально залегающих слоев плиоцена.

Волнистость поверхности современной эрозии проявляется и по р. Кодори. Детали изменения уклонов на тахеометрическом профиле а-а' от с. Адзюбжи к морю таковы: первое выполаживание профиля попадает на свод или западную периклинали Драндской антиклинали; на южном крыле ее происходит усиление крутизны кривой; второе выполаживание вызвано развитием синклинали, протягивающейся через устье Кодори (структура 9 порядка).

По разрезу скважины Грузгеологуправления (1963) в приустьевой части Кодори (пос. Варча) вскрыты до глубины 42 м чередующиеся глины, пески, галечники, с включением валунов, количество которых возрастает с глубиной. Литологический и петрографический состав этих осадков, а также морфология участка позволяют связать их с дельтовыми накоплениями Кодори в четвертичное время, хотя не исключено, что нижние горизонты принадлежат плиоцену.

Данные бурения вдоль прибрежной полосы (окрестности курортов Киндги и Ахали-Киндги) регистрируют чередование мощных Q-галечников с валунами и песчаных глин, не уточняя нижней границы четвертичных осадков. Наши наблюдения на этой территории убеждают, что мощность последних исчисляется метрами.

Несколько подробнее следует остановиться на морфометрии и осадках II террасы, основного элемента рельефа описываемого подтипа. Она прослеживается от р. Кодори вдоль берега моря к югу. В окрестностях с. Адзюбжи поверхность ее раздается вширь и неуклонно снижается в южном направлении. Результаты бурения Грузнефти в районе Адзюбжи, по которым мощность четвертичных осадков определена в 100 м, требуют критической оценки, тем более, что в однообразной толще конгломератов среднего и верхнего плиоцена четвертичные образования были выделены без фаунистического или иного критерия. Ни геофизические

исследования, ни наши морфометрические работы не улавливают на этой территории соответствующих прогибов в антропогене.

II терраса с четко выраженным уступом вблизи Скурчинского рыбпрома (левобережье Кодори) имеет отн. высоту 15 м, а южнее с. Балан — 17,5 м, что, видимо, определяется формой поверхности выносимой Кодором дельты, выпуклой вдоль реки и выполаживающейся к южному борту. Далее к югу, в окрестностях с. Цхургили, высота бровки террасы снижается до 10 м абс. высоты. В цоколе видны плотные ржавые суглинки среднего плиоцена с железистыми конкрециями и галькой измененных гранитов. Покров террасы слагают валунные галечники из порфирита, песчаника, гранита и метаморфического сланца.

У Киндги замеренная высота террасы 8 м. Южнее, вблизи пионерского санатория в ее склоне вскрыты железистые конгломераты, переслаивающиеся с песчаниками, падающие на юго-восток $< 5-7^\circ$. Перекрыты эти осадки крупными галечниками, преимущественно, из порфиритов, мощностью 1,5 м. В 400 м южнее санатория высота II террасы снижается до 7,5 м. Конгломераты среднего плиоцена, обнаженные в ее склонах, судя по прослоям рыхлых песчаников, наклонены на юго-восток. Перекрывают их белые суглинки. В 350 м к югу уровень уступа II террасы — 5,6 м. Конгломерат занимает всю высоту склона. Наклон слоев более усиленный — $7-10^\circ$. В 180 м к югу высота террасы — 4,7 м, а в 300 м южнее — 3,5 м. В разрезе попеременно господствуют то ржавые пески с прослоями гравелита, то сменяющие их по простиранию конгломераты. Верхние покровные суглинки увеличиваются в мощности до 0,7-0,8 м. Отсюда, к югу в 70 м уступ опускается до уровня 2,3 м. Галечник с отдельной крупной галькой перекрыт ржавыми рассланцованными глинами 0,4 м мощности, сверху сменяющимися светлыми суглинками, мощностью 1,2 м. В цоколе — те же конгломераты, наклоненные на юго-восток. На расстоянии 10-15 м они уходят под террасовые отложения (рис 17).

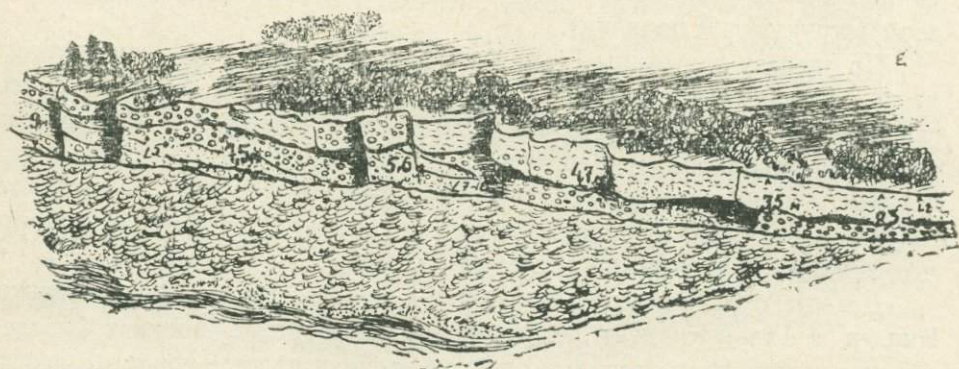


Рис. 17. Схематическая зарисовка II террасы, погружающейся от устья Кодори к Очамчире.

Этот пример наглядно иллюстрирует связь вертикальных движений земной коры с тангенциальными — с развитием синклинали структуры низшего порядка. Интенсификация Кодорской синклинали плиоценовых отложений в верхнечетвертичное время вызвала прогибание вдоль нее, амплитуда которого нарастает к югу, в сторону Очамчирской депрессии; следовательно, в том же направлении увеличивается мощность морских осадков, перекрывающих террасу и относящих-

ся к карангату. Деформация поверхности II террасы происходившая в связи с усилением синклинали в посткарангатское время, вызвала наклон бровки к югу.

Приморская равнина юго-восточнее описанного разреза, волнисто изгибаясь на междуречье Дгамыш и Мокви, по-видимому, погружается под осадки I — древнечерноморской террасы. Последняя ограничена с северо-востока уступами обрывков II террасы и расширенными ступенями III и IV террас; высота их вдоль бровки: IV — 30—40 м, III — 20—25 м, II — 10—15 м (замеры Дж. Мамаладзе).

По южному, сложенному н. и ср. плиоценом, крылу Моквинской антиклинальной складки отмечается явное слияние поверхностей IV и III террас с севера на юг, которое отражается в следующем изменении их уровня в метрах: 60—50—35—25, или в уклонах профиля: 0,01—0,013 (на южном крыле Моквинской складки) — 0,008 в южной части террасовой плоскости. Но на западном крыле структуры этот ряд террас уже характеризуется межтеррасовыми уступами. Помимо моквинского меридионального профиля, изгиб, опережающий эрозионно-абразионные процессы претерпевает и прибереговая полоса между Мокви и Галидзгой.

II₂ позднекарангатская терраса на участке между портом и Очамчири имеет отчетливо выраженный уступ, погружающийся с севера от 6,7 м на юг до 4,2—3,5 м. В склоне ее на западном краю г. Очамчири видны плотные, неоднородного сложения, глины с железистыми включениями, остатками растений и смолой; на них залегают, конгломерат с прослоями и линзами песка мощностью 20—30 см. Галька состоит из порфиритов и порфиритовых туфов, в меньшем количестве, песчаников и известняков. Отмечается слабый наклон прослоев песчаника и самой гальки к юго-востоку под углом 7—8°. Южнее, вблизи Очамчири террасу слагают конгломераты, которые перекрываются песками с прослоями гравелита, а эти последние — делювиальными суглинками.

Скважина Грузгеолуправления в южной окраине Очамчири пересекала сверху вниз:

1. песчаные глины, мощностью 3 м; 2. валунно-галечный пласт, мощн. 22 м; 3. песок тонкозернистый с прослоями и пластами глины с раковинами и прослоями люмашеля, мощн. 7 м (данные С. Г. Букия).

Разрез скважины восстановлен нами в 1965 г., частично, по журналам геологической партии, частично, по керну. Нижняя часть соответствует карангатским слоям.

По карте гравитационных аномалий, составленной А. И. Сванадзе²³, Очамчирская депрессия осложнена отдельными овалами поднятий и превалирующими над ними котловидными прогибами большей или меньшей глубины, сосредоточенными в прибрежной части. Их размеры и

²³ Геофизические исследования тр. Грузнефти.

глубина увеличиваются к югу, в сторону Колхиды. Эти синклиналильные прогибы низшего порядка намечаются и при анализе данных бурения на этой территории, проводимого Грузнефтью. Несматривая на то, что нижняя граница четвертичных осадков не всегда достоверна, сопоставление разрезов по многим колонкам бурения помогает установить два молодых прогиба прибрежной полосы: один — в 4 км от береговой линии (параллельно ей), между реками Мокви и Галидзгой, с относительным уровнем подошвы четвертичных отложений в полосе оси прогиба 42—47 м (с северо-запада к юго-востоку); второй прогиб проходит южнее предыдущего и параллельно ему через устья Мокви и Галидзги, характеризуясь быстрым погружением к юго-востоку подошвы четвертичных галечников — от 42 до 84 м (морфоструктура 9 порядка). Между этими прогибами располагается полоса относительного поднятия, где мощность четвертичных изменяется от 22 до 36 м. Развитие Очамчирской синклиналильной депрессии, вызвавшей на северном крыле своем погружение II террасы под осадки I террасы и изгиб последней на территории Очамчиры, в позднейший отрезок своей жизни в голоцене (около 5 тысячелетий назад) поглотило энеолитическую стоянку и второе Очамчирское селище, воздвигнутые на I древнечерноморской террасе (нижний культурный слой относится к кобани—бронзовый век, верхний — к античной эпохе). Погружение не прекращается до сего времени: за последние 30 лет море наступило в районе Очамчиры на 250—300 м.

По материалам геодезических замеров следует, что одновременно с погружением суши здесь происходит повышение уровня моря, при этом эвстатическое поднятие перегоняет эпейрогенические движения. Но интенсивность наступления моря на берег и разрушительная работа зависят, в основном, от неотектонических процессов, которые проявляются вдоль береговой полосы с теми или иными знаком и амплитудой. Накладывание явлений трансгрессии моря на область отрицательных движений способствует более глубокому проникновению его вглубь суши, с энергичной выработкой клиффа; наоборот, локальные, быстрые поднятия берега ослабляют разрушительную силу моря.

О рельефе подводной отмели. В заключении обзора данных о взаимоотношении рельефа и геологического строения прибрежной равнины, полезно будет коснуться в немногих словах также рельефа прибереговой части морского дна, дабы в какой-то мере обосновать, уже только лишь морфологически, увязку выделенных вдоль берега структур с их продолжением в полосе шельфа. Для этого используются общая гипсометрия, литературные сведения (Гончаров, 1966), данные замеров института им. Вахушти (Н. Е. Астахов), а также результаты эхолотных и зондировочных исследований лаборатории ГПИ и Геленджикской станции Института океанологии АН СССР (сообщенные на совещаниях в 1961—1967—1968 гг.).

Общий уклон прибереговой отмели в северо-западной части Абхазии, между Гантиади и Бзыби, пологий. Местами, например, против р.

Хашупсе, отмель становится слабо выпуклой, по-видимому, прикрытая выносами этой реки. Уклон поверхности — 0,003, соответствующий уклону прибрежной равнины.

В рельефе дна моря, между меридианом Гантиади и устьем Бзыби образуется как бы три яруса поверхностей: к первому относится прибреговой шельф, полого наклоненный к юго-западу от 0 до отм. 100 м на профилях против устья Анахомсты. Ширина площадок этого яруса, обычно, около 1 км, но местами поверхность шельфа раздвигается до 2 (между Гантиади и Холодной речкой), а то и 3 км (междуречье Анахомсты и Жовеквары). Второй ярус подводной равнины располагается на уровне 330—370—400 м, а третий — 460—520 м²⁴.

Если попытаться восстановить по этим формам рельеф дна рассматриваемой территории, то он представится нам в виде уплощенных вод со срезанными гребнями, постепенно снижающихся, с одной стороны, к центральной впадине Черного моря, с другой, — к юго-западу, в полосе между устьем Жовеквары и Гагра, как это изображено на схематических профилях (рис. 18).

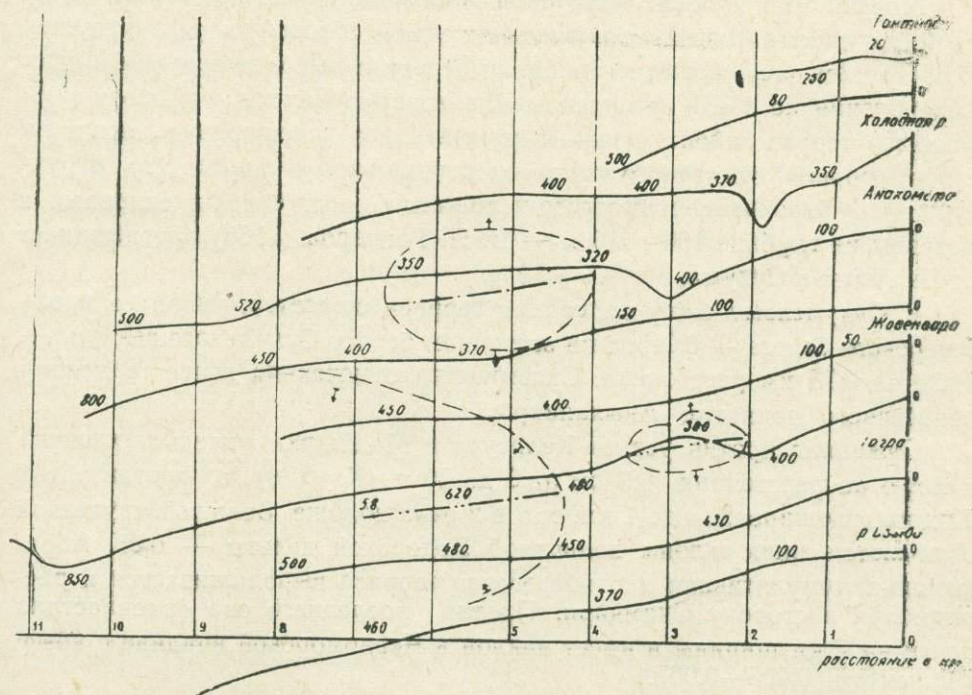


Рис. 18. Схема дислокации подводной отмели между устьями рек Псоу и Бзыби.

Наиболее высоко поднято морское дно пологосклонными овальными валами в полосе между устьями Холодной речки и Жовеквары: один ближе к берегу, с высотой 350—370 м, другой — дальше — на уровне

²⁴ Цифры — в отрицательных значениях.

330—350 м. Небольшой овал, но наибольшего поднятия (до 300 м) отмечается юго-западнее Гагра. Против Бзыбской дельты, в 4 км от берега, дно поднято до 370 м.

На склонах крупных валовидных форм подводной отмели отмечаются мелкие осложнения, например, в 2 и 3 км от берега моря, между устьем Жовеквара и Гагра, с высотой поднятия 100—180 м. Из-за редкости точек наблюдения, эти мелкие формы не всегда улавливаются профилями.

По всей вероятности, выпуклости морского дна там, где картину не затушевывают вдольбереговые наносы, мы должны связать с антиклинальными выгибами²⁵, а котловидное понижение — с синклиналью; сохранились они в первозданном виде благодаря отсутствию здесь процессов денудации. Лишь морская абразия и наносы нивелируют в пределах береговой отмели своды и мульды складок. Ввиду того, что тенденция опускания нарастает от берега в сторону центральной черноморской впадины, амплитуды поднятия структур уменьшаются к юго-западу, а амплитуды погружения возрастают.

Морфология прибереговой отмели юго-восточнее описанного района (если рассматривать ее в пределах узкой полосы), характеризуется нарастанием расширения к Золотому берегу и выполаживанием в этом направлении до 0,013; оно усиливается к устью Хипсты. Учитывая морфологию террас района, должны признать, что расширение лежит на своде широкой, сундучного типа, антиклинальной складки. Эту структуру — с выровненным гребнем и пологими сглаженными склонами и уступом на глубине 100—110 м — В. П. Гончаров (1966) прослеживает от Бичвинта к Сухуми.

К Сухумскому мысу подводная терраса сужается; уклон ее вдоль Эшерского берега — 0,015, а на восточном берегу Сухумского выступа — 0,026 на 0,75 км расстояния. Сказывается отмеченная выше тенденция поперечного поднятия Аныхапары.

Суженная против устьев Келасури и Маджарки отмель наклонена к морю на расстоянии 0,5 км от 0 до 20 м ($K=0,04$), а против устья Кодори, расширенная до 1 км, она в 2 раза положе. Большой крутизной отличаются лишь склоны подводной Кодорской дельты — 0,08. Абразионно-аккумулятивная вдольбереговая терраса выполаживается и расширяется в сторону Очамчиры. Против последнего она распластана почти на 7 км ширины и имеет наклон к Черноморской впадине с коэффициентом 0,005—0,007.

Г. История развития рельефа в плиоцен-четвертичное время

Опираясь на существующие представления о геологическом развитии Абхазии в неоген-четвертичное время, а также используя данные собственных наблюдений, автор пытается нарисовать в немногих штри-

²⁵ При подводных работах здесь обнаружены известняки мела.

хах историю формирования современного рельефа исследованного района.

Из двух господствующих в литературе мнений о ведущем факторе изменений рельефа в четвертичное время, в этом труде отдается предпочтение колебаниям земной коры, вызванным неотектоникой. Фактор гидроэвстатизма, оставивший бесспорные черты своего проявления на отдельных участках побережья, в общем, подавляется дифференцированными вертикальными движениями локального значения.

Главный стимул преобразования рельефа — две полярных формы геотектогенеза — сводовые поднятия Б. Кавказа и погружение Черноморской геосинклинальной депрессии. Но с ними вместе участвует, и далеко не во второстепенной роли, интенсивная, не прекращающаяся по сей день или впервые возникшая жизнь вторичных складок и дизъюнктивов. Если сводовые воздымания структур высшего порядка, постепенно ослабевающие к Черноморской впадине, сообщили рельефу спокойное нарастание амплитуды восходящих движений к оси антиклинория, то формирование вторичных тектонических структур нарушило ритм этих процессов и, в ряде случаев, диктует иную географию распределения разнозначных вертикальных движений.

Развитие Абхазии в неоген-четвертичное время идет в направлении все настойчивого отвоевания у моря пространства и отбрасывания берега к современным его границам. Дно моря последовательно стягивается в сушу и подвергается расчленению.

В позднейшие из фаз орогенеза, например, на границе плиоцена и плейстоцена, или в верхнем плейстоцене предопределился ход эволюции рельефа прибрежной части Абхазии и, в частности, пути и глубина врезания долинной сети, размах боковой эрозии и соотношение уровней террас различных циклов выравнивания рельефа.

В этой главе систематизированы данные о террасах и дан обзор палеогеографии района в дочетвертичное и четвертичное время.

Ряд исследователей связывает зарождение рельефа в его современном абрисе с олигоценом. На месте геосинклинали Б. Кавказа возникает мегаантиклинорий, сперва в виде отдельных островных поднятий, консолидировавшихся в единый остров к началу олигоцена; воздымание гор сопровождалось их денудацией и накоплением грубообломочных фаций в компенсационно возникающих краевых и межгорных прогибах. Юго-западные склоны островной возвышенности Кавказа в олигоцене, по мнению автора труда, дренировала сеть коротких неглубоких оврагов. Грубообломочные отложения, большая их мощность и косая слоистость свойственны крупным конусам овражных выносов, продвигавшимся вниз по склонам при неупорядоченном движении потоков в бурные паводки. Известняковые конгломерат-брекчии майкопской толщи бассейна Хипсты именно и являются такими осадками, материал которых или слабо обработан или вовсе не окатан, нередко включает глыбы. Присутствуют и хорошо окатанные обломки, приносимые водным потоком в пору нормального гидрологического режима. Исключи-

тельно известняковый состав конгломерат-брекчий является показателем размыва недалеко расположенных известняковых хребтов, таких, например, как молодой гребень правобережья р. Ыгри. Отсутствие иного материала связано с тем, что верховья овражной сети еще не проникли в центральную часть воздымающегося Большого Кавказа.

Взаимоотношение этих своеобразных фаций с глинами майкопа характеризует те палеогеографические условия сноса и отложения осадков, при которых не исключены были подводные оползания и растекание грубообломочных масс в мелководном майкопском море.

Иначе развивалась в олигоцене восточная часть изученной полосы. В Сухумском районе невысоко поднятые к началу этого времени гряды меловых известняков мелкоостровного типа, с причлененными к их склонам палеогеновыми отложениями, были разделены плоскими синклинальными котловинами с морскими лагунами, часто обособленными в озера. Питались эти отрицательные формы рельефа мелкообломочными осадками, сносимыми со склонов окружающих гряд. Условия жаркого и влажного климата давали преимущество аккумуляции элюво-делювиальных красноземов. Сохранившиеся в синклинальных депрессиях ярко окрашенные осадки майкопской свиты представляют интерес не только как своеобразные лагунные фации того времени, но и как свидетели накопления более или менее мощных грубообломочных осадков. Оно протекало в обстановке продолжающегося роста хребтов и попутного прогибания по оси указанных котловин, обуславливающего локальные повышения базиса эрозии. Эти движения унаследованы были и позднейшим временем. Лишь в южной части района в олигоцене распространялось открытое мелководное море с причудливо-извилистыми берегами. В полосе Ах. Афони оно соединялось с Дурипши—Бзыбским заливом.

А. И. Джанелидзе придает наибольшее значение в формировании Кавказа позднесарматской фазе орогенеза, импульсами которой, или «толчками» считая все последующие фазы складкообразования.

Мощные молассовые отложения указывают, что Б. Кавказ в миоцен-плиоценовый этап развития продолжал повышаться, нарастая в то же время и вширь за счет причленения предгорий и втягивания склонов котловин в складки. Море сокращало свои пределы и отодвигалось к западу. Материал, сносимый удлиняющимися в низовьях реками Абхазии, становился разнообразнее. Попутно с известняками, в нём появляются глинистые и метаморфические сланцы, т. к. верховья рек посредством регрессивной эрозии углубляются в комплекс лейаса и докембрия в осевой части Хребта. О высоте горных сооружений этого времени свидетельствует и плиоценовая флора (А. А. Колаковский)²⁶, с ее вертикальной геоботанической зональностью по склонам

²⁶ А. А. Колаковский. Фитоландшафты Абхазии и история их развития. Докт. дис., Сухуми, 1947. Егоже — Плиоценовая флора Меоре-Атара. Тр. Сух. бот. сада, VIII, 1955.

гребней, связанной с различными по высоте климатическими поясами. Флора эта — показатель также теплого климата Абхазии в среднем плиоцене.

Обрывки абразионной поверхности нижнего сармата (VIII терраса) достаточно высоко подняты над современной морской равниной в аттическую и последующие фазы горообразования, например, терраса южного склона хр. Зырху вблизи моря на высоте 819 м. В древнероданскую орофазу были подняты вершинные равнины гор Абиандэ и Чаама, уровень которых более 1000 м обусловлен приуроченностью к полосе больших амплитуд вертикальных движений. Фрагменты VII — нижнемэотической террасы подняты в виде высокой равнины «Орлиное гнездо» в Ахали-Афони и платообразных вершин антиклинальных хребтов Сухумского района. Высота останцов VII террасы колеблется в пределах 750—800 м (в полосе побережья). VI терраса, коррелятная в понто—н. киммерийским слоям, сохранилась обрывками в Гагринском и Сухумском районах. Уровень ее меняется от 640 м в полосе среднегорья до 400—500 м в зоне побережья.

Конец плиоцена ознаменовался новым импульсом поднятия Б. Кавказа, попутно с которым происходило усиленное прогибание западного края Колхиды. До этого времени предгорная зона Абхазии была в какой-то степени денудирована, если не до состояния пенеплена, то все же до холмисто-грядового пологосклонного рельефа с плоскими долинами. Эти участки суши с широкими днищами долин, а также шельфом, где накапливались верхнекуяльницкие, а позже гурийские осадки, и были подняты и находятся теперь на высоте 300—400 м в среднегорной части, 250—150 м — в прибрежной полосе. К осадкам этого времени относятся, по-видимому, нижние горизонты конгломератов в широтных прогибах Салхино и Сальме в бассейне Псоу, конгломераты г. Джирквы (выс. 332 м), а также подстилающие чауду слои в разрезе скважины в районе Очамчиры (юго-восточнее устья Галидзги).

Обрывками речных днищ верхнеплиоценового времени являются и террасы на уровне от 300 до 400 м в окрестностях сел Микельрипш, Кв. Накадули, а также на междуречье Хипсты и Ыгри.

Обрывок синхроничного берега в низовье Бзыби (правобережье) изменяет свою высоту от 267 до 140 м; на поднятии Ах-Бапширы поверхность в. плиоценовой террасы наклонена к морю от 305 до 150 м, а на междуречье Гудау и Аапсты—от 235 до 193 м. На южном склоне г. Аж-Амгва обрывки абрадированного берега этого возраста расположены на высоте от 320 до 240 м, на Эшерском поднятии — на 235 м, а на возвышенности Аныхапаары на высоте от 320 м до 286. В долине Кодори верхнеплиоценовый шельф сохранился на уровне от 400 до 300 м высоты.

Это колебание уровня древнего берега в одной широтной полосе определяется только лишь волнообразными дислокациями его поверхности на живых складках.

Поднятие Б. Кавказа в конце плиоцена резко изменило жаркий и влажный до того климат, благоприятствовавший латеритному выветриванию и ожелезнению пород в поверхностной зоне. Нарастание хребта в высоту создало предпосылки для оледенения, охватившего высокогорный рельеф Кавказа и вызвавшего изменения в характере и составе господствующих комплексов флоры и фауны.

В четвертичное время продолжается, но в ослабленном темпе²⁷, сводовое поднятие Большого Кавказа и формируется в деталях современный облик рельефа рассматриваемой части Абхазии. Вертикальные подвижки здесь прерываются кратковременными остановками, в которые берет верх боковая эрозия речных долин. Периодическая смена планации подвижками создает на склонах гор, на определенных уровнях, серию молодых четвертичных террас. Уклон их плоскостей равномерный, с постепенным нарастанием крутизны от нижних к верхним террасам и от подножий хребтов к сводовым их частям. Любые отступления от этого закона обусловлены, как было сказано, осложнением локальными тектоническими движениями низших порядков.

В какой-то степени можно согласиться с Л. Маруашвили (1959) о роли эвстатических колебаний в формировании четвертичных «предгорных» террас Абхазии, ибо на отдаленных друг от друга частях побережья ряды террас сохраняют близкие морфометрические показатели. Однако, и здесь в той или иной мере, как это имеет место при эволюции речных днищ, на зону последовательного террасообразования накладываются позднейшие дислокации, нарушая целостность и направление этого процесса.

Нарощенные по склонам за счет чаудинского шельфа древние берега Абхазии при поднятии его раздвинули пределы суши. Современное высотное положение в низкогорной зоне эродированных реками в чаудинский век поверхностей — 250—270 м абс. отм., на участках последующих тектонических прогибов — 200—220 м. Аккумулятивно-абразивная поверхность чаудинского берега, примерно вдоль бровки, тоже изменчива по своей высоте, если рассматривать ее от Псоу до Галидзги. Между Псоу и Хашулсе она занимает уровень 70—80 м, на левобережье Бзыби — от 80 м поднимается в полосе Ах-Балшира до 100—110 м, в низовьях же Хипсты спускается до 55 м, чтобы восточнее снова повыситься до 80 м; район Ах. Афони повышает уровень чаудинской террасы до 100—110 м, но к востоку высота ее снова спускается до 80 м; в полосе Аныхапаары уровень этого берега от 90 м поднимается до 110—120 м; в долине Кодори он держится на отметках 100—105 м, а в Очамчирском районе падает до 35—40 м.

Древние осадки, соответствующие чаудинскому времени, представлены мощными конгломератами в долине Псоу и верховьях р.р. От-

²⁷ При среднем уровне чаудинской террасы в прибрежной зоне 100 м, ежегодный прирост ее поднятия за антропоген можно оценить в 0,1 мм.

хары и Джбары. По р. Хипсте к ним относятся речные и дельтовые (Звандрипш) образования, переходящие к югу в морские террасовые отложения.

Древнеэвксинский берег не оставил в рассматриваемой полосе отчетливых следов. Условно к нему отнесены обрывки террас на уровне 70 м в прибрежной зоне по обоим берегам Бзыби и на междуречье Бзыби и Мчишты. В большинстве же случаев уступ на этой высоте не выражен и потому постепенно изгибающуюся в сторону моря поверхность (от 70—77 м высоты до 50 м), например в районе г. Леселидзе или над устьем Аапсты, мы относим к древнеэвксинско-узунарской. Как видно, непрерывные поднятия за этот промежуток времени в прибрежной полосе опережали абразионную выработку уступа, который у III узунларской террасы, в ряде случаев, прекрасно развит.

Изгибы поверхности III, как и II, террасы более ослаблены и при незначительных тектонических деформациях улавливаются инструментальным методом. Обычный уровень бровки узунларской террасы — 50 м, он снижается к юго-востоку на правобережье Бзыби до 40 м и поднимается к северо-западу до 60 м. Уровень понижен также в низовье р. Хипсты до 30—35 м, в низовье Гумисты до 27—30 м, а в низовье Галидзги до 25—20 м.

Тектонические движения проявляют себя, как уже говорилось, в оживлении структур среднего и низшего порядков и, подчас, оказывают препятствие нормальному развитию речных долин, вынуждая реки находить новые пути дренирования. Так, позднейшие подвижки вдоль широтного разрыва между палеоценом и олигоценом, а также рост Атхарской антиклинали в предгорьях известнякового хребта заставили приспособиться к нему Хипсту и ее приток Ыгри, изменив первоначальное направление речных потоков.

Ярким доказательством влияния ожившей структуры на гидрологию является эволюция р. Восточная Гумиста. Эта река разрабатывала в чаудинское время в низовье долину, судя по оставленным в окрестностях Сухуми останцам IV террасы, параллельно Западной Гумисте. Их устья находились близко друг от друга. Казалось, ничто не могло нарушить нормальную работу одной из них, чтобы это не отразилось на работе другой.

Однако судьба Восточной Гумисты была predetermined заранее синклиналию с. Шрома, мульду которой в наиболее погруженной части она пересекала. В то же время ее соседка сграва — Западная Гумиста проходила по западному окончанию складки, вдоль периклинали, испытывающей некоторое относительное поднятие. Восточная же Гумиста, в условиях усиливающегося погружения мульды, старалась заполнить прогиб осадками до уровня нормальной кривой, расширяя в кратковременные остановки свою пойму. Потому она быстро старела. Профиль, построенный по фрагментам ее древней поймы, показывает ненормальное выполаживание террасовой плоскости для северного

роя останцов. Немудрено, что Западная Гумиста с помощью одного из углубивших русло притоков, похитила ослабевшую на участке Шрома реку, оставив свидетелями русла того времени вереницу террас, спускающихся к Сухуми, и даже обрывок ущелья чаудинского времени.

Одинаковые тектонические условия развития рек делают сходными и характер их эрозионной деятельности. Спокойная эволюция другой реки — Баслы тоже была нарушена пробуждением складки на ее пути. Дело в том, что расширенную, слабо всхолмленную и пологонаклоненную на юг равнину в окрестностях с. Квемо-Линда вряд ли способен был выработать незначительный левый приток Баслы. Крупные останцы IV террасы на этой территории говорят о работе сильной реки, каковой была по-видимому сама Басла, протекавшая тогда в меридиональном направлении. Еще в момент выработки древнего днища IV террасы, река претерпевала в той же полосе прогибающейся синклинали Шрома местное повышение базиса эрозии. В аналогичном положении очутился правый приток Баслы, оставивший следы своего дренирования на северо-восточном склоне гребня Ах-Бюк в виде достаточно протяженной ступени. Западный край ее, прислоненный к северному крылу поднимающейся антиклинали, естественно, впоследствии приподнялся к юго-западу. На некоторое время инициатива в глубинной эрозии перешла к этому притоку, и он даже сумел углубить свое русло до уровня III террасы. Как видно, развитый вместе с углублением долины карст в меловых известняках цоколя террасы поглотил водный поток, до минимума ослабив возможность поверхностной эрозии. Более выгодные условия имелись у левого притока Баслы. Обходя поднятие с севера, он способен был образовать протоки и приспособляться к тектоническим подвижкам левого берега. Именно, этот ручей и стал собирать воды подземного стока по карстовым полостям и оползнево-делювиальным скоплениям правобережья.

Выходя из ущелья в гребне Бырц, точнее — из еще неразработанной в то время карстовой полости, Басла меридиональным стволом впадала в море, где-то несколько южнее с.с. Дзигута-Володаровка. Поднятие прибрежного гребня Аныхапаары, начавшееся еще в верхнем плиоцене, продолжалось и в чаудинский век, весьма затруднив сток Баслы; к тому же, попутное погружение синклинали с. Цинсвла способствовало (судя по целому ряду фрагментов IV террасы на территории с.с. Ахалсопели-Дзигута) блужданию реки по широкой пойме. Келасури в то время, должно быть, являлась левым притоком Баслы, впадающим в нее в окрестностях с. Цинсвла. Не исключено, что с Баслой соединялась и Маджарка.

Молодое воздымание на юге гребня Аныхапаары, сохранившего в наиболее высокой его части останцы высокой террасы, коррелятивной в куляльницко-гурийским слоям, заставляло Баслу отступать к западу в сторону затухания амплитуды поднятия. Наряду с этим оттягивались

ее левые притоки — Келасури и Маджарка, которые, протекая попере­ рек погружению Цинсвла, терпели систематические запруды, в боль­ шей степени, Келасури, в меньшей — Маджарка. В то раннечетвертич­ ное время, до окончательного обособления IV террасы, углубившиеся в склоны хребта Аныхапаары регрессивной эрозией овраги открыли новый выход рекам Келасури и Маджарке, отчленив их от Баслы.

Новая вспышка движений в древневалахскую фазу горообразова­ ния вовлекла в поднятие остатки древних сухих днищ, прилежащих к северному склону возвышенности Аныхапаары. Восстановленная по этим останкам поверхность широка и плоско-вогнута. Обрывок тер­ расового плато Цинсвла, расположенный по оси погружения одноимен­ ной синклинальной депрессии, представляет самую низкую часть — дно этой корытообразной вогнутости в рельефе древней поймы.

Кодори, безусловно, древняя река и следы ее деятельности следу­ ет искать в отложениях среднего и нижнего плиоцена. Большая мощ­ ность валунно-галечных образований вблизи устья реки позволяет свя­ зать нижние их горизонты с дочетвертичным циклом речной аккумуля­ ции. Вряд ли оправдано стремление некоторых исследователей увести Палеокодори слишком далеко к востоку от его же отложений (Л. И. Маруашвили, 1959).

Из высоких террас Кодори, кроме ровесников в. плиоценового шельфа, над выходом реки из узкого ущелья в известняковом хребте высятся фрагменты более древнего берега на отметках 862—920 м, к которым принадлежит вершина и Сахарной горы. Рельеф же по обе стороны от них поднят более чем на 1000 м. Поэтому нельзя отрицать, что выход реки в плиоценовое время, хоть и затушеванными, но оставил свои следы в рельефе. Последовательно мигрировавшие к югу поднятия гребней, сперва Гердзеульского, затем, южнее, Аныхапаары, оттесняли море дальше границ его периодических наступлений к совре­ менному положению, удлиняя ствол Кодори в его низовье.

Развитие молодых складок Ганахлебской и Драндской попере­ к течению реки, ввиду незначительности поднятий и большой молодости (узунлар-карангат?), не отразилось на эволюции реки; лишь синкли­ нальная депрессия в ее устье, погружающаяся к юго-востоку, благо­ приествовала относительно мощным накоплениям аллювия в полосе Варча. Возможно, с северным поднимающимся крылом этой синклина­ ли связано слияние плоскостей террас трех этажей на левом берегу Кодори.

Распределение террас по обоим берегам Бзыби — в полосе Гагра-Калдахвара и Ах-Балшира-Ашуджква — указывает, что в чаудинский морской бассейн отдельными мысами вдавались с севера поднятые части в. кульницко-гурийского бассейна на участках с.с. Ипнари и От­ радное и по берегам р. Амбары. У Ахваджи (рицинский мост) в этот бассейн вливалась Бзыбь, вынося с гор грубообломочные осадки.

В связи с валахским орогенезом море отступило к нынешнему бе-

реговому обрыву приморской гряды левого берега Бзыби, а на правобережье — к тыловому шву III террасы.

Следы чаудинского залива запечатлелись в почти одинаковом уровне обрывков IV террасы на этой территории, с двумя контрастными изгибами абразионной плоскости, обусловленными более поздними дислокациями по обоим берегам Бзыби, деформировавшим поверхность, и III террасы после ее обособления. Но меньшее превышение последней над поймой в районе с.с. Бзыгы и Ипнари (на 10—15 м) вызвано выносами реки Бзыби, загромождавшими дно долины.

К моменту трансгрессии узунларского моря, правобережная и левобережная гряды долины Бзыби имели пологий холмистый рельеф, почти не расчлененный, не превосходивший 40—50 м высоты. Поднятия еще на 50 м, вызвавшие регрессию этого моря, оставили у подножия склонов более или менее обширные обрывки шельфа и, вероятно, в это время началось расчленение гряд овражной сетью. Оно было прервано карангатским наступлением моря, уже не достигшим прежних рубежей. Теперь море покрывало равнину Атыдзты и Алахадзы и омывало левобережную гряду примерно до второго изгиба Бзыби. При отсутствии широких оврагов, углубление ручьев в постузунларский и посткарангатский импульсы поднятия не вызвало террасообразования по ущельям. Террасированы лишь внешние, обращенные к морю склоны. Только после регрессии древнечерноморского моря боковая эрозия и разработка дна в нижней части оврагов создают поверхность, соответствующую древнечерноморской террасе.

До тех пор, пока линия берега моря не отступила дальше южного склона левобережной прибереговой гряды, Бзыбь, транспортируя осадки, прижималась к левому берегу, с одной стороны, ввиду покатости шельфа, вызванной поднятием Гагринского хребта и синклинальным осложнением вдоль русла реки, с другой стороны, благодаря разгрузке осадков на правобережной пойме. Следуя за отступающим новоэвксинским морем, река заносила галечниками и песками карангатский шельф вплоть до окрестностей Ипнари и Аквара. Но когда возобновивший было здесь свои границы древнечерноморский бассейн вновь сократился в следующий импульс поднятия, Бзыбь, удлинив свой поток, обогнула западный край гряды и вышла к северному борту Инкитской равнины, и стала сооружать свою инкитскую дельту, в основном, из мелкообломочно-супесчаных отложений.

Мыс Бичвинта — район проявления самых молодых, притом, продольных складок: двух синклиналей, разделенных антиклинальной складкой. Поэтому левобережье Бзыби в ареале озера Инкит служит ареной длительного единоборства моря и реки в течение голоцена: то восстанавливаются континентальные условия с отложением торфа в осадках, обогащенных остатками растений и пресноводной фауны, то ингрессия моря заносит их песками и гравием с черноморскими рако-

винами современного облика. Такая смена условий повторяется несколько раз.

Междуречье Хипсты и Аапсты неоднородно по развитию рельефа в их низовье. Приморские берега Аапсты прорезаны ступенями нормальных эвстатических террас, указывающих на скачкообразное колебание морского уровня с верхнего плиоцена до карангата, с постепенным отступлением моря к югу. Своеобразие же морфологии долины Хипсты — результат неуклонного воздействия унаследованных издавна тектонических движений. Здесь обширная поверхность древней IV террасы к югу без резкого перехода сменялась поверхностью III террасы, а эта — в свою очередь — плоскостью II — карангатской террасы. Береговые уступы сохранились лишь у высоких террас по обе стороны плато Лыхны. Но и они имеют высоту — 50 м, вместо 90 м (IV терраса) и 33 м вместо 50 м (III терраса), которая характерна для берегов устья Аапсты. Сказываются индивидуальные черты развития долины Хипсты и, в частности, приуроченность ее к широкой брахиформного типа вторично деформированной синклинали Куланурхва (Лыхны), жизнь которой продолжается и сегодня.

В противоположность восточной части описываемого района, где море в антропогене не проникало далеко вглубь суши, ингрессии чаудинского и узунларского морей в бассейн Хипсты были достаточно протяженными, но узунларская линия берега моря далеко отодвинулась к югу, а карангатское море покрывало лишь южную окраину территории Лыхны, также как древнечерноморское — террасу Звандрипш.

Бросив взгляд на общий характер рельефа прибрежной полосы междуречья Псоу и Галидзги, мы констатируем сложную картину изменения поверхностей террасовых комплексов, определенную живой тектоникой разнопорядковых структур, на которых этот рельеф вырабатан.

В ритме колебаний, вызванных дифференцированными вертикальными движениями оживших или неугасавших структур, плоскости террас изгибаются с той или иной интенсивностью в соответствии с положением их на различных точках «тектонической волны», давая вариации уровней террас одной серии. Они кажутся неупорядоченными до тех пор, пока их динамика во времени и пространстве не будет сведена к картографическому изображению, осмысленному структурным анализом. Среди этих волн плоскостей разновозрастных террас, типичные реликты береговой зоны, в той или иной мере сохранившие свой первичный уровень неизменным на участках динамического равновесия на крыльях структур разных порядков, и представляют, стало быть, типичные эвстатические террасы разных циклов выравнивания.

2. МЕЖДУРЕЧЬЕ ГАЛИДЗГИ И ЧОРОХИ

Подобно тому, как это отмечено было для приморской полосы Абхазии, типы рельефа хорошо согласуются с тектоническим строением

и в южной части побережья Черного моря. Отделяет ее от северной полосы Колхида — обширная низменность с покатыми террасированными склонами. Граничащая с ней Аджаро-Триалетская складчатая система представлена здесь двумя подзонами: 1) Гурийской, с ее невысоким грядово-гребневым рельефом, и 2) западным окончанием центральной зоны с резковыраженными гребнями.

Описание рельефа дано в пределах соответствующих тектонических подзон.

А. Равнинный рельеф Колхиды с холмисто-грядовым террасированным обрамлением на Ng—Q осадках

Колхидская низменность дренируется реками Окуми, Ингури, Хоби и Риони, пересекающими в устьях приморскую полосу с затрудненным водообменом. Низменность опоясана грядами и увалами с террасированными по внутреннему краю склонами. Исходя из краткого очерка С. С. Чихелидзе (1945), на правобережье Ингури развиты II, III и IV террасы, падение которых к морю усиливается от молодых к более древним поверхностям. Террасовый покров состоит, в большинстве случаев, из валунных галечников, переходящих кверху в суглилки и глины. Уровни террас по О. Н. Михайловской (1935): IV—200—400 м, III—90—100 м, II—30—35 м. Относительное превышение над поймой трех молодых аллювиальных террас в долинах рек Джуми, Хоби и Чанисцкали — 8—10 м, 20—25 м и 35—40 м. Увязать с террасами Ингури можно лишь ступени по склонам долины Джуми.

В полосе выхода рек из предгорной области на равнину, пойменная и надпойменная террасы резко расширяются, границы между отложениями отдельных рек затушевываются и образуется одна слитная аллювиальная равнина.

В геологическом отношении, Колхида представляет западное погружение Грузинской глыбы (А. И. Джанелидзе, 1942), построенное мощными Mz—Kz отложениями (10 км), состоящими из терригенных, вулканогенных и карбонатных пород. В отличие от осадочного чехла Грузинской глыбы с характерной покровной складчатостью, отложения Колхиды характеризуются сильной сжатостью и глубоким заложением складок (Е. К. Вахания, 1967). Большое значение в строении Колхидской депрессии принадлежит, согласно выводам этого автора, Рионо-Чаладидскому грабену-синклинорию, осложненному мелкими локальными складками. Они выявлены бурением и геофизическими исследованиями и различаются между собой формой, размерами, амплитудой вертикальных подвижек и, в ряде случаев, приуроченными к ним разрывами. Из антиклиналей это будут: Чаладидская, Малтаквская, Кулевская, Потийская, Начкаду, Квалонская и др., из синклиналей — Потийская, Тагилони, Гудава, Хобская и др.

Верхнечетвертичные и современные осадки Колхиды представлены чередованием морских и пресноводно-континентальных; к последним не-

редко приурочены залежи торфа, например, на территории Анаклия, Пичори, Набада, Малтаква.

Интенсивное погружение Колхиды А. Г. Лалиев (1957) связывает с началом мэотиса.

И. Р. Кахадзе (1950) считает, что четвертичные осадки, от древне-черноморских до чауды, последовательно отлагались в едином бассейне, береговые линии которого располагались восточнее современного берега. Недавние погружения черноморского побережья имели место, но не в таком масштабе, чтобы все террасы, включая и карангатскую, были на этом интервале прогнуты и современный берег находился бы восточнее карангатского моря.

Соглашаясь с тем, что Колхида не позже чем с гурийского века представляла морской залив, нельзя недооценивать сложной тектонической обстановки в плейстоцене, выражавшейся неоднократными неравномерными контрастными движениями с преимуществом прогибания. Они запечатлелись в вариации мощностей и глубин залегания фаунистически установленных горизонтов четвертичных осадков по колонкам гидрогеологических и разведочных буровых скважин Грузгеолуправления и греста Грузнефти. В построенных нами по их данным схематических геологических разрезах через Колхиду (рис. 19) мощность верхнечетвертичных в антиклиналях не более 150 м, в синклиналях же значительно возрастает: на восточном профиле — В—В — до 300—400 м, на западном — А—А — до 400—420 м. Подошва чауды на этом последнем, в синклинали между с.с. Набада и Кулеви, спускается до 820 м. Основание кувальницких слоев меняет свою глубину в зависимости от порядка складок. В антиклинали на участке Поти—Набада (разр. А—А) оно — на глубине от 570 до 700 м, а восточнее (Б—Б) — в антиклинали Кулеви — 950 и более м. В соседней синклинали Патара-Поти подошва верхнего плиоцена спускается более чем на 1930 м (скв. № 3). Это указывает не только на разные амплитуды движений вторичных складок, но и на брахиформность синклинали Патара-Поти, которая не открывалась в сторону Черноморского прогиба, подобно другим структурам.

Интенсивность прогибания различных складок менялась, как видно, не только во времени, но и в пространстве.

Лишь редкие из многочисленных буровых скважин описываемой территории помогают установить литолого-фаунистический характер верхнечетвертичных осадков и уточнить их границы, что способствовало бы прояснению вопросов об унаследованности позднейших структур или возникновении складчатых новообразований в четвертичное время. Для составления разреза в плиоцен-антропогенных осадках Колхиды, автором были отобраны образцы пород в кернохранилище, включающих макро и микрофауну, которую любезно определили А. А. Чиковани и З. А. Имнадзе.

Карангатский возраст верхней части осадков Колхиды характеризуют слои глин на глубине 257 м (скважина № 16—с. Орсантия) с *Mitilaster Lineatus* (Gm. in L.) в сообществе с *Theodoksus pallasi* Lindh. (имеющим более широкое распространение), и на глубине 238—245 м (скв. № 15—с. Баргеби) *Tricolia pulla* (Linne). Здесь же встречены *Eulimella nitidissima* (Montagu)²⁸, *Dreissena* sp. и *Cardium* sp.

В тех же образцах обнаружены остракоды, обработанность створок которых заставляет думать, что они переотложены из более древних верхнеплиоценовых слоев: *Trachileberis Meriaensis* Jmn., *Tr. praedavidi* Jmn. и др.

В керне скважины № 15 с глубины 256 м определены остракоды: *Trachileberis papilosa* Jmn., *Tr. Jmnadzeae* Vec., *Tr. originalis* Jmn., *Leptocythere pokveschica* Yec., *Caspiocipris trapezoidelis* Jmn., *Loxococoncha ukrainica* Schulga и многие другие, отнесенные З. А. Имнадзе к чауде и верхам куяльника. Но, исходя из макрофаунистических данных предыдущего интервала этой скважины, мы должны допустить и здесь более молодой возраст, не ранее древнеэвксинского. Не исключено, что и на глубине 256 м (аналогично вышеописанным осадкам этой же скважины с глубины 238—245 м) имеет место переотложение более древних образований. При этом, во время переноса водным потоком круглого комка глины, заключенная в ней фауна могла не пострадать. С другой стороны, надо учесть и то обстоятельство, что стратиграфия постчаудинских отложений по остракодам пока еще не является у нас предметом детальных исследований.

В северном краю депрессии, скв. № 17 (с. Сида) вскрывает на глубине 342 м чаудинские слои северного крыла синклинали Тагилони. Они охарактеризованы: *Bacunella dorsoarcuata* (Zal.), *Pontoniella* sp., *Caspiolla acronasuta* Liv., *C.* aff. *balkanica* (Zal.) и др. Северо-западнее, в с. Гудава скв. № 6 пересекла на глубине 55 м уже голоцен, на который указывают остракоды: *Mediocytherideis apatoica* (Schweyer), *Loxococoncha laevatula*, *Candona fabaeformis* (Fish.), *Leptocythere* aff. *posteriobiplacata* Step. В этих же слоях встречена фауна, относящаяся, по определению А. А. Чиковани, к черноморскому ярусу („Каламитским слоям“—по Л. А. Невесской, 1965) *Spisula subtruncata* *Triangula* (Renier) и *Chione* (*Clausinella*) *gallina corrugatula* (Siem.). Более нижние—„Бугазские слои“ того же горизонта характеризует в скв. № 16 на интервале глубины 7—20 м *Dreissena polymorpha* (Pall.).

Итак, несмотря на скудность данных разведки верхнечетвертичных осадков, общий характер ряда упомянутых структур, в сложении которых они участвуют, не вызывает сомнения. Процесс формирования складчатых новообразований в широкой мульде синклинали прогиба Колхиды, начавшийся в конце миоцена или начале плиоцена, продолжается также в плейстоцене и голоцене, обусловив вариации мощ-

²⁸ Распространение — верх. плейстоцен — настоящее время.

ностей молодых осадков и изгибы их слоев. Наибольшая роль в Колхидской депрессии, с точки зрения захвата пространства и интенсивности четвертичных вертикальных движений, принадлежит вторичным синклиналям.

Как уже упоминалось выше, весьма схематичная разведка верхнего интервала осадков Колхиды по множеству скважин позволяет дать лишь приблизительный литолого-фациальный анализ четвертичных осадков, помогающий отбить границу между этапами их седиментации и горообразовательных процессов. По разрезам некоторых буровых скважин намечается устойчивое изменение характера осадконакопления в вертикальном направлении. Например, для чаудинских отложений характерен переход сравнительно мощных глинистых фаций в галечники, валунные галечники и пески верхней части разреза (средняя и южная полоса Колхиды). То же подтверждают разрезы по скважинам в Цхакаевском и Гальском районах (хотя фаунистическое обоснование выделенных там горизонтов плейстоцена не достаточно четкое) и ниже приводимые наблюдения автора над обнажениями чаудинских слоев Гурии. Из других горизонтов четвертичных отложений, узунларские осадки в большинстве случаев представлены грубообломочным окатанным материалом, в карангате же, наоборот, преобладают глинистые фации, которые почти повсеместно сменяются галечниками новоэвксинского горизонта. Установить подобную закономерность для древне и новочерноморских слоев на основании имеющихся данных не удастся. По ряду разрезов они представлены галечниками и песками, иногда с прослоями или пачками слоев глин, превалирующих в верхнем интервале разреза, местами же глины этого возраста замещаются кверху галечниками и песками.

Таким образом, приведенный материал с большей или меньшей убедительностью указывает на проявление позднейших импульсов складкообразования на исходе чаудинского, древнеэвксинского (?) и карангатского веков.

Б. Грядово-гребневый террасированный рельеф на третичных и четвертичных дислоцированных осадках

Этот морфологический тип выработан, в основном, на олигоцен-миоценовых и плиоцен-четвертичных осадках, слагающих Гурийскую тектоническую подзону междуречья Риони и Кинтриши²⁹. Основными структурами ее являются Нигоитский или Гуриисмтебский антиклинорий и граничащая с ним на юге Гурийская синклиналь. Первый протягивается от г. Ланчхути до берега Черного моря. Эоценовое ядро с окнами меловых известняков обнажено на востоке в районе Гулиани

²⁹ За основу взяты геологические построения В. Э. Ливзенталя, С. И. Ильина, Н. А. Қанделаки, П. Д. Гамкрелидзе, А. А. Чиковяни, Е. К. Вахания, Р. И. Пирцхалава, В. П. Агеева и др.

(Джумати), оно погружается к западу под неоген-четвертичные осадки. Здесь формируется Супсинско-Омпаретская антиклиналь, осложненная мелкими асимметричными складками, наклоненными на север. Северное крыло ее разорвано Южно-Имеретинским разрывом.

Гурийская синклиналь слагается мощными молодыми терригенными отложениями. В ее пределах складки верхнего структурного этажа отчетливо выражаются в рельефе антиклиналями — Шромской, Земо-Натанебско—Кончкатской и Мерийской, и синклиналями — Натанеби—Гуриантской и Хриалетской. Выявляется также ряд более мелких складок. Северо-Аджарский разрыв разделяет Гурийскую синклиналь и Аджаро-Триалетскую складчатую систему.

Северный край описываемого геоморфологического типа четко выражен, представляя Нигоитскую гряду, с нарезанными по северным склонам террасами, уступы которых обращены в сторону Колхидской низменности.

Нигоитская гряда. Склоны к югу резко поднимаются до 140 м, а в полосе Джумати—Моедани до 220—370 м. Этот уровень и определяет водораздел для водных потоков, впадающих меридиональными оврагами в Рионскую котловину, и для ручьев юго-западного направления, правых притоков р. Супсы.

В восточной части Нигоитской гряды, по ее северным склонам выделяется два ряда террас между с. с. Нигоити и Гвимбалаури: III терраса на отметке 50 м (вблизи Нигоити) высечена в грубообломочных фациях и андезитах среднего эоцена. Относительное превышение ее над Колхидской низменностью 35—40 м. Синхроничная терраса сохранилась меридиональным фрагментом по берегам безымянного ручья в западной части с. Ланчути, на отметках от 70 до 50 м. По-видимому, южная окраина этого села лежит на расчлененном сетью оврагов и размытом плато III террасы, превышение уровня которого — 40 м, а тылового шва — 60 м. Терраса несколько приподнята с востока на запад.

На территории сел Нигоити и Квемо Шухути отмечается ряд мелких обрывков IV террасы на высоте 150 м, высеченных на эоценовых вулканитах. По северному склону хр. Сайрао рельеф тоже выровнен на уровне 150—160 м.

Уровень IV террасы выдержан на расстоянии 4—5 км.

Погружение антиклинали гребня Сайрао к юго-западу осложнено молодым разрывом по западному краю массива. Разрыв идет южнее с. Леса в субмеридиональном направлении, изгибаясь в широтное в окрестностях с. Гулиани. Здесь по шву его совмещены с нижним плиоценом верхние и среднеплиоценовые слои, а с эоценом на севере — гурийско-чаудинские. Морфология рельефа резко меняется на крыльях разрыва, так же как и высотные отметки. В северо-западном его крыле смягченный рельеф гряд абрадируется на уровне 140 м, на площади 10×5 км. Но в узкой полосе по оси молодой антиклинали гурийских

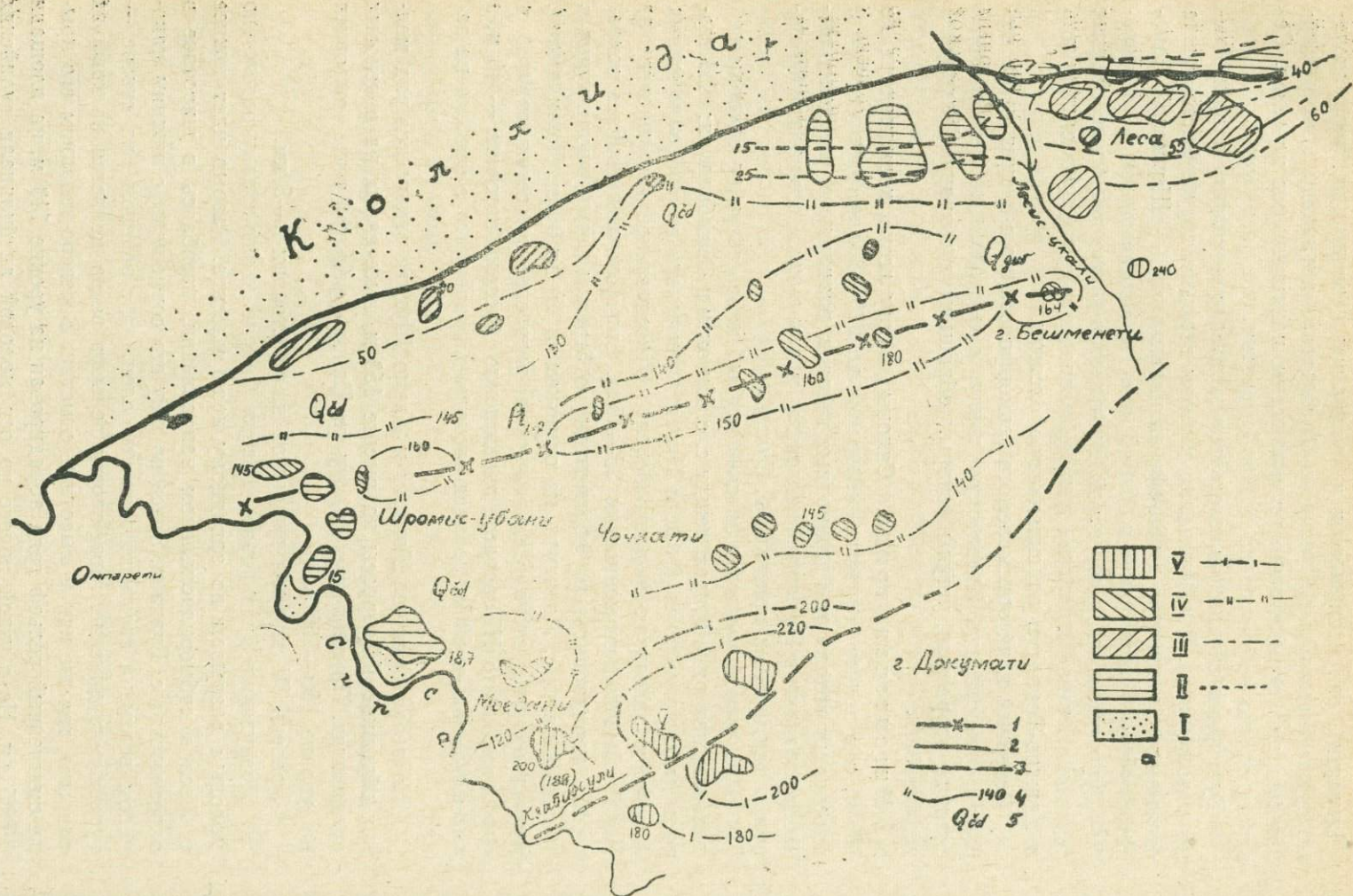


Рис. 20. Схема деформации террас в нижнем течении р. Супсы
 1 — антиклинальный изгиб террасы, 2 — глубинный разлом, 3 — оживленный разрыв, 4 — изогипсы древних

слоев, понто-киммерийское ядро которой обнажено юго-западнее, поверхность террасы выгнута. В полосе — г. Бешменети — с.с. Эбалаури и Чкуни — на своде верхнеплиоценового антиклинального осложнения она поднимается до отметок 164—180—160 м (рис. 20).

К юго-западу от группы столовых вершин с отм. 140 м, на южном крыле разрыва, в полосе сел Гулиани и Моедани, располагаются обрывки высокой террасы на уровне 200—220 м. Обращает внимание, что V терраса Супсы имеет разные отметки по берегам ее правого притока Квабис-Сули: на правом берегу — 200—180 м, на левом — 220 м.

Левобережный останец выражен довольно четко, образуя резкий уступ вдоль бровки. Превышение его над Супсой 160 м. Цоколь террасы слагается глинистыми песчаниками и конгломератами понта, падающими на восток под углом 10—12°. В верхней части разреза, у бровки террасы сосредоточен крупный галечник из андезита. Это, по видимому, аккумулятивный покров террасы, мощностью 2,5 м. Правобережная терраса Квабис-Сули отличается более широкой и ровной площадкой. Разница уровней обеих площадок заметна на глаз.

Обрывки III террасы на склонах Нигонтского хребта увязываются с фрагментами той же террасы участка с.с. Земо Чибати — Леса, вырезанной на чаудинских слоях. Абсолютная высота их 40 м у бровки, 60 — у тылового шва. Западнее, на площади с.с. Ходжалия — Ахалсопели, останцы террасы на уровне 55—40 м очерчены менее отчетливо.

К склону III террасы прилегают останцы II террасы. Их группа сосредоточена на участке с. Джурквети. Превышение над I террасой в окрестностях с. Леса 10,6 м, 9,1 и 7,9 м. На поверхности II террасы рассеян галечный и валунный материал, но отличить аллювиальный покров ее от конгломератов верхних горизонтов чауды невозможно.

По южному борту Колхидской низменности, на правобережье Супсы, покровы II и I террасы лежат на цоколе из чаудинских песчаников и глин и представлены несортированными галечниками из андезитовых порфиринов, или суглинками с галькой 1—1,2 м мощности.

Долина р. Супсы. Река Супса берет начало на северных склонах Аджаро-Триалетского хребта, откуда стекают также крупные левобережные ее притоки Бахвисцкали и Губазеули. Выработывая широкую долину между слияниями с ней этих двух рек, Супса сменяет ее западнее устья Бахвисцкали ущельем, ширина которого на отдельных участках расширяется до 1—1,5 км. Для Супсы характерно меандрирование на западном крыле Кончкатской антиклинали и на отрезке от с. Моедани до изгиба реки в широтное направление, в полосе Омпаретской антиклинали.

В верхнем течении реки нами обследована лишь сходная с Супсинской по морфологии и геологическим условиям долина р. Губазеули. Это — узкое молодое ущелье, прорезающее породы эоцена. Крутые склоны ущелья местами отчетливо террасированы. Высокая терраса

под с. Набеглави, на западном склоне вершины Накалакеви (1246 м) характеризуется уровнем 600 м, превышением над поймой 234 м. Аллювиальный покров не обнажен, хотя по склонам и встречается галька. Террасу эту мы относим к V-коррелятивной верхнеплиоценовым слоям. Ей синхронично плато, вытянутое вдоль Губазеули на уровне 470 м (210 м отн. в.) на правом берегу (между с.с. Буксиети и Хеви).

Более распространены по склонам долины останцы IV террасы. Под селом Набеглави, на склоне высокой террасы, ступени чаудинской террасы расположены на уровне 450 м (84 м отн. выс.). В 1—1,5 км ниже по реке встречаются еще два фрагмента плато, против устья Терелестеле и западнее. Превышают они дно долины уже на 100 м. Реликты той же террасы встречаются на правом берегу Губазеули в 5 км ниже предыдущих, в окрестностях сел Хеви и Бжолети на высоте 300—350 м (превышение 100—120 м). Примерно в 7 км от бжолетских террас вниз по течению Губазеули вырисовывается крупный правобережный фрагмент IV террасы на территории с. Чаисубани. Высота его от тылового шва к бровке изменяется от 200 до 180 м. Естественно, глубина вреза здесь еще больше уменьшается, и терраса имеет на этом отрезке отн. высоту от 80 до 68,7 м.

Из более молодых террас, III надпойменная отмечена на левом берегу реки под с. Тавпанта (против Набеглави) на высоте 400 м (60 м), а также в нижнем течении Губазеули, на участке с. с. Чаисубани — Интабуети, где она представлена широкой ступенью на склоне IV террасы на отметках 150—160 м. Превышение над поймой 37 м (рис. 216, стр. 90).

Лучше сохранилась по склонам II надпойменная терраса, но в большинстве случаев она представлена аллювиальным галечником, пласт которого врезан в склон на относительной высоте 23—25 м. Фрагменты II террасы на уровне между 15 и 20 м фиксируются на южном склоне расширения долины Губазеули в окрестностях с. Хидистави в виде широких, занятых плантациями чая, площадок. Аллювий ее представлен крупным галечником. Еще ниже по Губазеули, от Чаисубани до Супсы тянется расширенная ступень II надпойменной террасы, превышение которой над поймой уменьшается от 15 м до 12 м в приустьевой части. К этой же террасе можно отнести левобережную равнину Губазеули между Хидистави и Букнари; по оси локального расширения она, видимо, сливается с поверхностью I террасы.

I надпойменная терраса также сохранилась отдельными, более или менее широкими, обрывками. Превышение ее над поймой в ущелье колеблется между 5 и 4 м. В Хидиставском расширении ее относительная высота 2,7—3 м, вблизи слияния с Супсой — 4 м, а на отрезке Супсинской долины, вверх и вниз от впадения Губазеули — 2 м.

Если сравним профили эрозии, восстановленные по обрывкам террас р. Губазеули, то получим уклоны кривых, с первого взгляда, как будто, подчиняющиеся закону равномерного и пропорционального но-

меру террас снижения их плоскостей вниз по течению реки. Но показатели изменения профиля эрозии высокой террасы на рассматриваемом отрезке 4,5 км длины теряются в осредненных величинах. IV терраса имеет несколько более пологую, по сравнению с V кривую эрозии, постепенно выполаживающуюся вниз по реке от 0,019 до 0,014. Профили, восстановленные по останцам более молодых террас, а также кривая современной эрозии характеризуются соответствием уклонов на отдельных отрезках долины, например, между Набеглави и Буксиети: III—0,018, I—0,017 и пойма Губазеули—0,016. В этих показателях также нивелируются в средних величинах частные перегибы профилей эрозии, которые выявились бы при наличии промежуточных его звеньев, уничтоженных денудацией. В этом убеждают различные превышения IV террасы над поймой Губазеули на рассматриваемом отрезке длиной в 15—16 км. Степень углубления реки в дно долины колеблется в пределах 15—20 м на разных интервалах этого пути. А если принять во внимание, что в начале Букнарского расширения превышение IV террасы — 68—70 м, т. е. меньше, чем превышение синхроничной террасы в долине р. Супсы за пределами упомянутого расширения, то и здесь поиски объяснения приведут нас снова к молодой тектонике, оставившей свои следы в рельефе.

О геологическом строении Хидистави—Букнарского расширения известно очень мало, но геоморфология позволяет связать и его с небольшой тектонической депрессией в осадках неогена, вероятно, заложенной на оси Махарадзевской впадины, о которой речь будет впереди. И если в этой последней прогнуты поверхности четырех террас, то в Букнарском расширении — только две, непосредственно наблюдаемые, — II и I. Наличие в устье Бахвисскали, ниже по течению Супсы, останцов IV террасы на том же уровне 150 м, как и в окрестностях Чачисубани (перед Букнарским расширением) — одно из признаков синклинального прогиба древнего днища (рис. 216). На участке выравнивания поверхности терраса пропилена сравнительно глубоко — на 100 м. Это означает, что Букнарское расширение отделяется от Махарадзевской впадины небольшим поперечным антиклинальным поднятием. Оно сказывается и в том, что от с. Нагомари к западу долина Супсы быстро суживается.

Будет интересно, в связи с указанным, проанализировать изменение уклона кривой эрозии современного дна долины Супсы от Чохатаури до моря.

Восточный отрезок кривой испытывает некоторые колебания уклона — 0,0066—0,004—0,005; кривая выравнивается в окрестностях с. Нагомари, по-видимому, на своде небольшой ожившей складки в олигоценовых слоях. Отсюда к западу падение поймы — 0,003, но вниз по течению реки оно ослабевает до 0,0016—17 в суженном ущелье, пропиливающим Насакиральский хребет, и в восточной части котловинообразного расширения долины на территории Ахалсопели. Небольшое

усиление крутизны кривая претерпевает на территории Баилети, а еще западнее профиль выполаживается до 0,0007 на своде живущей Кончатской антиклинали. На ее северо-западном крыле падение дна долины, естественно, несколько крутое по сравнению с предыдущим отрезком, а именно — 0,0008—0,001. К западу уже идет неуклонное выполаживание профиля реки к морю. Несомненно, с помощью геодезического инструмента можно было бы уловить также влияние на профиль эрозии оживленной Омпаретской антиклинали.

Но как ведут себя на участках перелома профиля современной эрозии ступени террас по склонам долины?

На правом берегу р. Супсы, против впадения в нее Бахвисцкали отчетливо выраженная ступень II террасы повышает свой уровень вниз по реке от 12,5 до 13,3 м на расстоянии 0,7—1 км. А в нескольких километрах ниже, на левом склоне расширения у с. Ахалсопели относительная высота одновозрастной террасы — 10—12 м (такое же превышение характеризует, как мы помним, II надпойменную террасу Букнарского расширения в устье Губазеули). II терраса прикрыта галечником, мощность которого на левом берегу Бахвисцкали, вблизи соединения ее с Супсой, 3 м. Аллювий лежит на эоценовом цоколе. Тут же вблизи, на правом берегу последней, аллювиальный покров увеличивает свою мощность до 12 м.

В склонах Ахалсопельского расширения также вырезаны ступени III террасы. На территории Баилетской чайной фабрики террасовая поверхность, общей площадью около 2 км², наклонена к реке на уровне от 70—65 м до 55—50 м. Превышение бровки над поймой Супсы 24—29 м. Южный край плоскости III террасы приподнят до высоты 75—80 м, как видно, втянутый в поднятие небольшой молодой антиклинальной складки Баилети.

IV терраса сохранилась над ступенью III террасы небольшим фрагментом на высоте 110 м, а южнее — двумя останцами на уровне 146—148 м, вероятно, принадлежащими к тыловой части чаудинского берега, теперь представляющей водораздел между Супсой и Натанеби. На правом берегу последней террасовые ступени расположены на высоте 111 м, 70 м и 50—55 м. И хотя абсолютные высоты их на склонах обеих долин почти равны, превышение южных площадок над дном долины Натанеби меньше, чем северных супсинских, ввиду специфики молодого тектонического развития каждой из долин.

Террасы Ахалсопельской котловины развиваются на синклинали брахиформного типа сарматских слоев, которая граничит на западе с Баилетской короткой антиклиналью с эоценовым ядром. Поднятия последней, как и относительное погружение Ахалсопельской синклинали, унаследованы от предыдущего времени, но интенсификация ее в верхне-четвертичное время была небольшой, ибо относительные превышения III и II террас аналогичны превышениям синхроничных террас в полосе Кончатского поднятия, расположенного вниз по Супсе почти в 7 км отсюда.

Таким образом, в морфометрии террас и уклоне дна долины Супсы отражаются движения не только основной Кончкатско—Земо-Ната-небской антиклинальной структуры, но и вторичных складок на ее восточном крыле — Баилетской и Ахалсопельской. Конечно, в этом случае не может остаться инертной и Гантиадская синклиналь, зажатая с боков Кончкатской и Баилетской антиклиналями. Но тут мы констатируем, что Гантиадская складка, сложенная зедубанской свитой сармата, поднята относительно высоко и занимает в рельефе уровень 271—258 м. Объяснение этому надо искать в молодых подвижках вдоль разрыва, установленного по геологическим данным Р. Пирцхалава, В. Агеевым и М. Зиракадзе (1961) несколько южнее исследуемого участка. Есть основание думать, что линия этого сместителя продолжается на север до Супсы.

Но вернемся к морфометрической характеристике долины на этом интересном интервале. На правом склоне, против устья Кахисгеле, в рельефе выделяется широкий останец III террасы, протягивающийся вдоль реки на 500 м, с ясно выраженной бровкой на уровне 50 м. Превышение ее над тальвегом реки 27,5 м. По абсолютному уровню эта терраса аналогична ахалсопельской, хоть и должна была быть при нормальной выработке профиля эрозии снижена по сравнению с последней вниз по течению реки (проф. а—а' и б—б' — рис. 21а).

В западном краю расширения долины Супсы перед сужением между ручьями Шуагеле и Сускурой, в склонах вырезан ряд ступеней: площадки III террасы с ясным уступом бытаныты вдоль русла на высоте 50 м, а западнее — на 55 м. Превышение террасы увеличивается с востока на запад от 34 до 42 м. Здесь же отмечаются ступени II террасы на высоте 35 м. На этом уровне они прослеживаются почти на 1 км расстояния и западнее повышаются до 40 м. На левобережье реки, против Т-образной извилины Супсы высота этой террасы уже снижается от 40 до 35 м. Превышение над поймой сперва увеличивается от 21 до 26—28 м (в полосе свода Кончкатской антиклинали), западнее уменьшается. Левобережные обрывки II террасы к западу от устья Сускуры неотчетливо выделяются в рельефе на отм. 25—30 м (рис. 21а).

На склоне II правобережной террасы рассматриваемого участка врезана ступень на высоте 25 м, четкий уступ которой возвышается над рекой на 10 м. Условно мы относим ее к повышенной I террасе. Здесь фиксируется также более поздняя—припойменная терраса у с. Ахалсопели с относительной высотой 1,3—1,5 м. К западу уступ ее снижается до 1 м, сохраняя этот уровень на расстоянии 3 км. В сужении долины уступ повышается до 2 м, но далее на запад спускается до 1,5—1 м.

Т-образная извилина реки Супсы возникла после формирования и поднятия II террасы. Днище реки карангатского времени пролегалo южнее сегодняшней петли (рис. 21а), там, где сохранились два останца древней поймы: на уровне 40 м восточный и 35 м западный, удлинённый почти на 400 м в меридиональном направлении. По форме он на-

поминает седло с поднятыми до высоты 41 м краями. В нем запечатлелся рельеф днища реки того времени с повышающимися к подножию склонов краями поверхности.

Расширенные, с выровненным профилем эрозии, останцы II террасы правобережья Супсы — свидетели блуждания реки в полосе свода Кончкатской антиклинали. Обходя склоны III террасы, Палеосупса пробивала ущелье у сужения сегодняшней петли, вырабатывая седло-

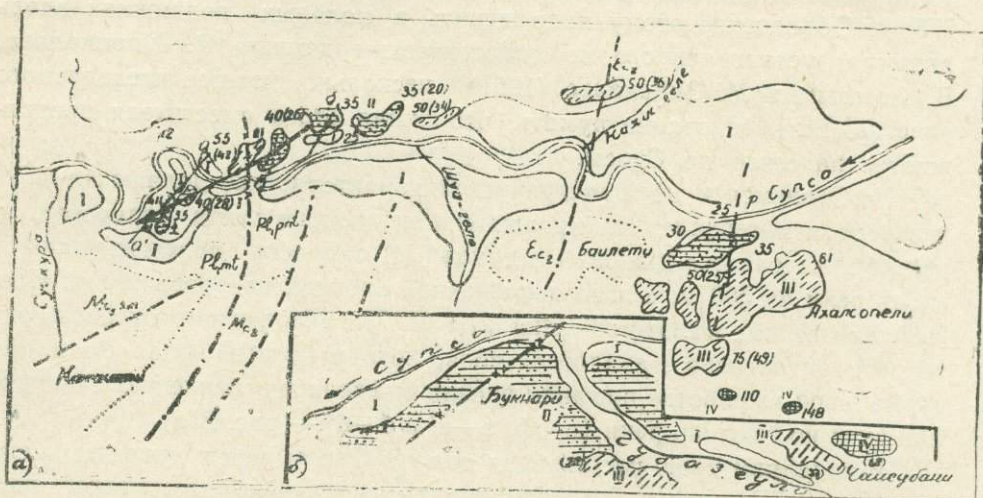


Рис. 21 а, б, Схема деформации террас в долине Супсы: M_{s2} — средний миоцен, M_{s2sm} — сармат, $Pl_1 mt$ — мэотис, $Pl_1 pnt$ — понт; террасы: IV — чаудинская, III — эвксинско-узунларская, II — карангатская, I — древнечерноморская; ↑ направление наклона террасовой поверхности, — — — ось синклинали, — X X — синклиальный изгиб террасы, — — — ось антиклинали, — X — антиклиальный изгиб террасы, — — — тектонический разрыв, — — — границы горизонтов, 140 (50) — примерный уровень древних плоскостей выравнивания и превышение над поймой, ← направление пра-Супсы.

видное днище II левобережной террасы. Но посткарангатский импульс поднятия, усиленный в зоне влияния Кончкатской структуры, отбросил реку к северу (восточнее седловидного останца) в направлении постепенного сбавления амплитуд восходящих движений складки. Круто изгибаясь у периклинали последней, пра-Супса, возвращалась в широтную долину против устья Сускуры. При посредничестве одного из левобережных притоков, регрессивно углубившихся в склон, втянутый в поднятие, Супса разработала на этом участке долину современной формы

Активность Кончкатской структуры в ослабленном виде сказывается на уклоне сегодняшней поймы р. Супсы. На оси складки профиль ее выполаживается до 0,001, в то время как на предыдущем отрезке (выше по течению) уклон его 0,002. Показательно, что в полосе свода антиклинали левобережные овраги притоков Супсы, подобно ей, образуют причудливо изогнутые протоки.

В нижнем течении Супсы левобережные обрывки II террасы име-

ют относительную высоту 12—15 м, снижаясь к устью до 12—13 м. Она высечена в эоцических слоях, перекрытых слоями чауды.

Долина р. Сефы. К югу от Супсы, параллельно ей дренируется небольшая речка длиной в несколько километров, вырабатывающая своеобразную долину в чаудинских отложениях. Она расширена и плоскодонна в среднем течении потока, сужается как вверх по течению, на территории с. Хриалети, так и книзу, где она прорезает гряду Уреки — Донаури перед выходом к морю (рис. 22). Литологический состав отло-

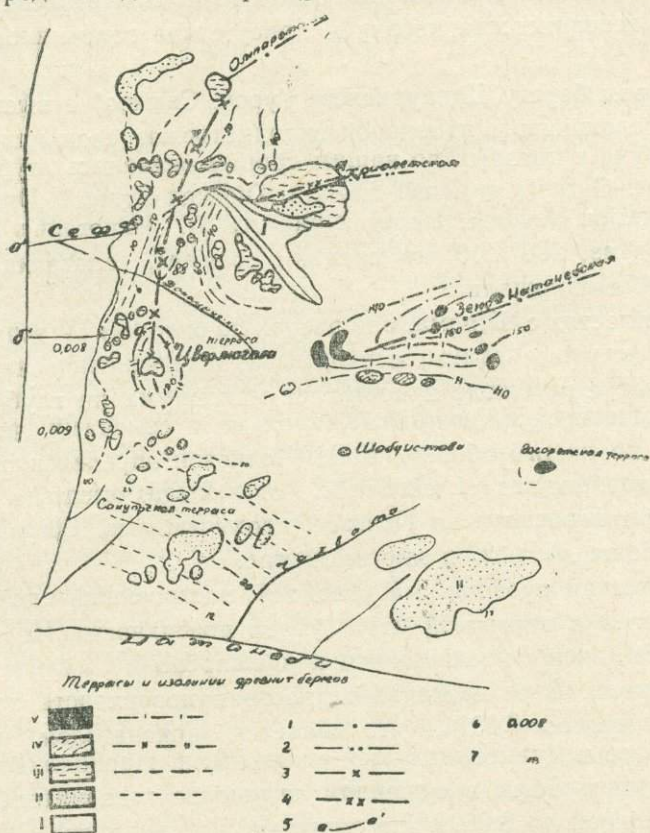


Рис. 22. Схема деформации террас в районе г. Цвермагала. Террасы: V — верхнеплиоценовая, IV — чаудинская, III — эвксинско-узунларская, II — карангатская, I — древнечерноморская; 1 — ось антиклинали, 2 — ось синклинали. 3 — антиклинальный изгиб террасы, 4 — синклинальный изгиб, 5 — инструментальный профиль, 6 — коэффициент уклона, 7 — примерный уровень древних поверхностей выравнивания.

жений не дает повода для подобной избирательной работы реки. В тазовидное расширение долины сходят со склонов пучком оврагов ручьи — разветвления Сефы, неглубоко прорезающие расположенные полукругом широкие ступени двух террас, наклоненные к западу. Тыловой шов III террасы проходит на отметке 40 м. Но к центру расширения, на отметке 15—20 м она слита с поверхностью II террасы, а эта западнее, перед соединением двух основных ветвей речки, сливается с площадкой I террасы.

Чаудинские осадки, слагающие мульдугу Хриалетской синклинали, обнажаются в склоне долины, на границе расширенной и суженной ее частей. Снизу вверх это будут: 1. кремневые полосчатые глины с примесью песка и известковистыми конкрециями; 2. косослонные песчаные глины с обломками или гальками известняка, с дидакнами и дрейсенами чаудинского облика; 3. голубоватые песчаные глины (азим. падения $30^\circ \angle 5^\circ$); 4. песчаные глины и глинистые песчаники.

Видимая мощность отложений около 30 м. Для разреза характерно увеличение песчаности кверху и присутствие галечников в верхней его части.

На правом берегу Донаурисхеви (уроч. Самхто) в выемке дороги обнажены осложненные вторичной складчатостью слои глинистых песчаников, фауна в которых по нашим сборам оказалась гурийской. Ее представляют: *Guriella guriensis* Eberzin, *Didacna digressa*, *Dreissensia rostriformis abchasica* Nevessk. (определение А. А. Чиковых). Слои здесь ложатся под аз. $280^\circ \angle 10^\circ$ на средний сармат, слагающий крылья Хриалетской синклинали.

В окрестностях с. Шрома, в карьерах по склонам IV террасы вскрыты светлые песчаные глины, с участками ожелезнения; интенсивность его возрастает с глубиной и достигает максимума на глубине 5—6 м. Глины обогащены хвоей, листьями, плодами и семенами растений, среди которых, по нашим сборам, К. И. Чочиевой определен ряд родов и видов, например, *Iuglans cf. cinerea* L.—орех, *Fagus orientalis* Lipski—бук и, впервые установленные на Кавказе, плоды растений *Euryale* sp., *Najes* sp., *Tapa Lidiae* sp. nov. и многие другие.

Геодезический профиль а-а (рис. 22), построенный вдоль реки Сефы, показывает в восточной части уклон поверхности III террасы от 0,016 до 0,009, выполаживающийся к расширенной мульдуге Хриалетской синклинали. В ее пределах террасовая поверхность характеризуется коэффициентом 0,0024, что является показателем прогибания молодых террас в мульдуге живущей синклинали. Продолжение профиля уже по I террасе Сефы в суженном ее ущелье незначительно усиливает уклон кривой до 0,0027. Но западнее, по линии свх. Уреки, падение дна долины неожиданно увеличивается до 0,0034, а на приморской равнине, вдоль ручья Донаурисхеви—до 0,0056.

Хриалетская синклинали располагается между Омпаретской и Шромской антиклиналями, выраженными в рельефе морфоструктурами 7 порядка, которому соответствует и эта складка.

Широтные профили по линии — Хриалети — Уреки и по междуречью Донаурисхеви и Сефы, пересекающие плоскости, главным образом, III — узунларской террасы, вырисовывают на ней сводообразную поверхность. На первом из профилей (северном) она поднимается на западном крыле Хриалетской синклинали от 40 м (в 500 м восточнее слияния двух ветвей Сефы) до 50 м (у слияния). На шарнире поднятия ее высота — 76,4 м; затем, западнее начинается постепенный спуск к морю: площадка расширяется вновь на высоте 50—55 м, а на

высоте 35—36 м обрывается к приморской равнине. На втором, параллельном к югу профиле картина повторяется, но сводообразная кривая расположена на более высоком уровне — 88 м в меридиональной полосе предыдущего поднятия, которая проходит через свод структуры Цвермагала (рис. 22).

Теодолитные замеры (пр. б-б') показывают постепенное повышение бровки III террасы с севера на юг в сторону упомянутой возвышенности:

Окрестности свх. Уреки 36,2 м	Южнее Донаурис- хеви 45,2 м	На северном склоне г. Цвермагала 49,2—49,5
-------------------------------------	-----------------------------------	--

В полосе поднятия Цвермагала наибольший подъем этой террасы — 54—60 м

II — карангатская терраса тоже увеличивает в сторону г. Цвермагала свой уровень. Высота ее на правом берегу Сефы, у выхода речки на приморскую равнину, 25 м, а на юго-западном склоне г. Цвермагала — 40 м. Терраса охарактеризована карангатской фауной (сборы В. Э. Ливенталя и Д. В. Церетели).

Убедительными доказательствами поперечного поднятия также служит ранее упоминавшаяся на оси его складка в чаудинских отложениях, ядро которой слагается гурийскими слоями.

Долина р. Натанеби. Натанеби — вторая крупная река Гурии, параллельная Супсе, сближающаяся с ней лишь на востоке, в полосе Махарадзевского расширения. Натанеби прокладывает долину вдоль южного крыла Земо-Натанебско—Кончатской антиклинали, в пределах смежной с ней на юге Натанебско—Гуриантской синклинальной структуры. Крылья ее слагаются ниже и среднеплиоценовыми отложениями, а в мульде, в среднем течении реки обнажены верхнеплиоценовые слои, на которые в низовье Натанеби ложатся чаудинские. Синклиналь расширена на востоке — на отрезке с. Гурианта — г. Махарадзе, и на западе, в полосе сел. Ахалшени—Сакупре (рис. 22).

Ширина долины на территории г. Махарадзе — 3,5—4 км, на западе — там, где с ней смыкается Пичвнарская низина, она шире.

Р. Натанеби, берущая начало на северных склонах Аджаро-Триалетского хребта, в Махарадзевской котловине резко меняет северо-западное направление на западное, собрав и повернув за собой все свои крупные левые притоки.

Склоны долины Натанеби террасированы на четырех гипсометрических уровнях, не считая самой низкой I террасы.

IV терраса правобережья Натанеби, на северо-западном склоне г. Цвермагала, представляет плато размером 300×200 м на уровне 120 м. На нем располагаются здания чайного совхоза. Это исключительный случай, когда морские чаудинские отложения подняты близ берега на относительно большую высоту. Верхняя сводовая часть антиклинали обнажена в котловане:

1. Под делювием лежат несортированные среднегалечные конгломераты невыдержанной мощности из порфиритов, туфов и измененных изверженных пород мощностью 1,5 м. 2. Ниже идут светлые глинистые песчаники мощностью 1,2 м с *Didacna crassa guriensis* Nev. (обн. 79а). 3. Их подстилают рыхлые коричневые пески видимой мощностью 0,5—0,6 м.

Слои падают в румбах 170° под углом $10-12^\circ$, заканчивая разрез чаудинских отложений.

В песчаниках, обнаженных в выемке дороги на юго-западном склоне г. Цвермагала в 25—30 м ниже предыдущего обнажения, найдены в большом количестве *Didacna tschaudae* Andrus., *D. pleistopleura* (David.), *D. plesiochora* David., *Dreissensia rostiformis abchasisca* Neves., *Dr. rostiformis bugensis* Andr.

В 35 м ниже террасы, в безымянном овраге, прорезающем северо-западный склон Цвермагала, вскрыто переслаивание песчаных глин (2), песчаников (3) и голубоватых глин с прослоями люмашеля (5), с линзами и карманами гравелита и галечника (4). Внутрипластовые дислокации глин, вероятно, связаны с древними подводными оползнями в процессе осадконакопления (рис. 23). Среди раковин в слоях этого обнажения преобладают *Dreissensia rostiformis abchasisca* Nevessk.; в верховье же оврага представлены во множестве *Didacna pleistopleura* David. (Видим. мощность — около 5 м).

По-видимому, к верхней части нижних слоев чауды нужно отнести обнажение песчанистых глин голубой окраски с отпечатками листьев,

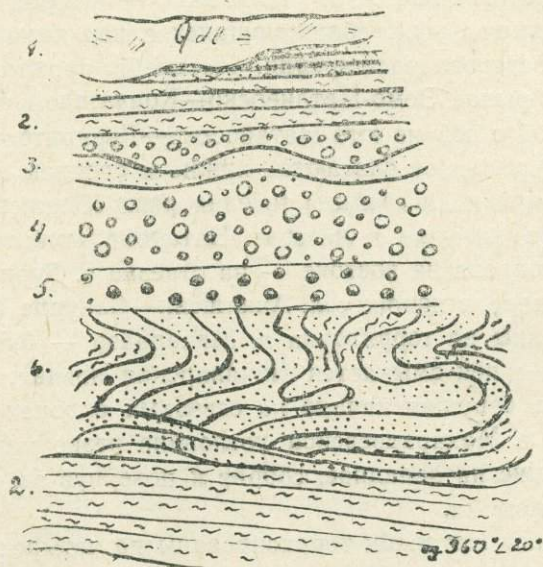


Рис. 23. Обнажение чаудинских слоев г. Цвермагала.

кусками стволов хвойных деревьев и прослоями ракушняка в 0,75 км южнее ст. Уреки среди citrusовых насаждений, у родника (обн. 45). Здесь встречены *Didacna pleistopleura* (David.), *Dreissensia rostiformis*

abchastica Neveesk., Dreis. polymorpha Pall., Dreis. rostiformis bugensis Andr.

Слои падают в сторону моря под крутым углом 40—45°.

В верхней части разреза чауды вблизи ст. Уреки (восточнее) на территории цитрусового совхоза обнажены голубые песчанистые глины с мелкими гастроподами, которые чередуются с гравелитами, выше сменяющимися мелкими конгломератами мощностью 2,5 м. В них линзы песка с *Didacna crassa* cf. *pontocaspia* (Pavl.), *Dreissensia rostiformis* var., *Dreis. rostiformis abchastica* Neveesk., *Didacna crassa* cf. *guriensis* Nev.

Слои падают на северо-запад под углом 7—8°. (Вся приведенная фауна по нашим сборам определена А. А. Чиковани).

Среди описанных в этой главе явлений, наибольшего интереса заслуживает структурная терраса Цвермагала на своде одноименной антиклинали. Эта последняя представляет молодое осложнение на крыльях Земо-Натанебско — Кончкатской структуры. Морфометрический анализ изгибов поверхности террас дает нам право отнести Цвермагальское поднятие к поперечному. Динамика этого процесса еще не изучена, но при несомненном пликативном его характере, не исключено усложненное перемещение по разрывам. В связи с этим весьма важно для прояснения вопроса сообщение А. А. Чиковани, подтвердившее давние наблюдения В. Э. Ливенталя об уникальном геологическом строении вершины г. Цвермагала (выс. 157 м): здесь на дислоцированных майкоповидных глинах залегают охарактеризованные обильной карангатской фауной слои. А. А. Чиковани допускает возможность интенсивных молодых подвижек диапирового характера. Этот вопрос требует тщательного исследования, ибо затрагивает актуальные тектонические проблемы.

Исходя из соотношения террас и коррелятных им отложений, надо признать неточность именованной IV террасы чаудинской: дислоцированная и поднятая часть шельфа моложе осадков этого бассейна. Но приняв во внимание совпадение со структурной террасой верхних слоев разреза чаудинских отложений, с другой стороны, относительную кратковременность складкообразования, в то же время освобождая работу от лишней терминологии, мы условно оставим название бассейна и для перемещенных его частей.

Аккумулятивный покров более молодых террас в районе выделяется менее отчетливо. Залегая на отложениях чауды, составляющих цоколь террасы, молодые осадки мало отличаются литологией от последнего, особенно там, где в верхних горизонтах чаудинские отложения представлены песчано-конгломератовыми фациями. К тому же, позднейшие морские отложения весьма бедны фауной. В других случаях, интенсивные поверхностные изменения, в частности, латеритизация, нивелируют литологические различия террасовых и коренных отложений, в том числе и генетические признаки.

III терраса обнажена в окрестностях свх. Уреки, где она высечена

на чаудинских слоях. В ее западном склоне на 55 м высоты обнажаются: в нижней части ржавые песчаные суглинки с рассеянной галькой, в верхней — мелкие галечники из эффузивных и туфогенных пород.

Обнажения аллювия вдоль уступа II террасы встречаются чаще. Он представлен галечниками от 1 до 2 м мощности, обычно, крупного размера, часто с валунами. Материал — из пород эоцена, редко, — гранитов. Лишь в галечнике окрестностей свх. Лайтури гранитоиды составляют более 70%.

На юго-западном склоне Цвермагала, в 1 км южнее выработок «Битума», в выемке дороги и карьерах обнажаются ржавые пески и гравелиты с редкими прослойками глин, которые слагают обрывки террасы 22—25 м высоты (позднекарангатская). В песках — обломки битых раковин.

В окрестностях с. Сакупре II — 40 м — терраса (раннекарангатская) пересечена скважиной, вскрывшей в верхней части разреза мелкозернистые пески 10 м мощности и подстилающие их галечники, чередующиеся с крупнозернистыми песками — мощность 13 м (В. Э. Ливенталь, 1927).

В покрове аналогичной террасы с. Наруджа высотой 35 м, в слоях крупнозернистого песка и галечника, пропитанных битумом, найденная цитированным автором фауна включает карангатские формы (рис. 24).

В окрестностях с. Мериа I террасу слагают несортированные галечники из измененных изверженных пород и сравнительно свежих андезитов. Видимая мощность аллювия 1,55 м. Галечники перекрыты коричневыми суглинками мощностью 35 см. На том же правом берегу Натанеби, ниже по реке в 250—300 м, высота I террасы повышается до 3 м в полосе поднятия небольшой Хварбетской складки. В склоне террасы сверху вниз обнажаются: 1) окрашенные железистыми растворами галечники мощностью 1,2—1,5 м; 2) глинистые песчаники мощностью 25—30 см; 3) мелкие конгломераты серого цвета, мощностью 1 м, подстилаемые плотными голубовато-серыми глинами куяльника.

В приустьевой части Натанеби I террасу слагает чередование галечников и песков с переменным преимуществом то тех, то других.

На левобережье Натанеби, к югу от курорта Пичвнари, на 4—5 км вытянута меридионально низина — урочище Испани — шириною 3—4 км. Во внутреннем ее овале поверхность I террасы погружена более чем на 2 м ниже морского уровня. Развитие глин и подпор морскими водами создают условия для заболачивания низменности. По окраине Испани кое-где в древних выемках и карьерах вскрыты бурые суглинки с редкой галькой. Аналогичные осадки в овраге ручья Ачквы книзу обогащаются обугленными растениями и включают слои торфа. В овале наибольшего понижения I террасы увеличивается и мощность торфяников. По данным документации торфоразработок, мощность пластов торфа раздувается к оси прогиба от 2,7 м до 9 м, указывая на явную голоценовую дислокацию, способствующую торфообразованию.

Морфометрия террас долины Натанеби западнее г. Махарадзе (там, где они представлены более или менее нормальным спектром и

выделяются четкими уступами), такова: на левом берегу между при-токами Бжуджа и Чолоки V террасу характеризуют фрагменты к югу от с. Экадия на высоте 175—181,6 м, а в окрестностях свх. Анасеули и к юго-западу от него на правом берегу Чолоки — на высоте 160 м (рис. 25).

На северном и северо-западном склонах верхнеплиоценового берега (левобережье Натанеби) высечены площадки IV террасы. Отметки ее тылового шва — 140—145 м. К западу обрывки этой равнины медленно опускаются характеризуюсь уровнем: 120 м высоты — напротив платформы «16 км» (восточнее Лайтурского совхоза). относит, превышение над поймой Бжуджи 70—90 м; 115—110 м — на левых берегах ручьев Чолоки и Орапо, против с. Гурианта (длинный фрагмент в окрестностях свх. Циклаури); 105 — 100 м — в окрестностях с. Экадия на междуречье Бжуджи и Орапо; на уровне 90—91 м 1,5 км-я «столовая» терраса на левобережье Бжуджи. На высоте 90—95 м располагается цепь обрывков террасы в полосе от изгиба ручья Лечума (против с. Гурианта) к западу до ручья Наквета; останцы равнины этого уровня прослеживаются и к югу — на территории свх. Кирова. Один из них — высотой 90—95 м тянется до с. Циклаури на 2 км. Тот же уровень — у обрывков плато в окрестностях с. Цхаврока.

К западу от этой зоны тоже фиксируются в рельефе крупные реликты IV террасы, но уже на уровне 65—70 м, т. е. здесь поверхность террасы быстро погружается к морю. В районе Мухаэстате западная бровка ее фрагментов вырисовывается на горизонтали 50 м, образуя уступ, за которым западнее следует ступени III террасы на высоте 35 м; еще западнее идут останцы II террасы на высоте от 25 до 15—10 м. В сторону северного края ур. Испани II терраса быстро погружается под уровень I террасы.

На правобережье Натанеби серия террас имеет такие уровни с востока на запад: 110—116 м (отн. выс. 70—81 м) — над с. Гурианта; 97,2 м к югу от него; 92 м — против западной окраины г. Махарадзе (правый берег р. Скурдуби). Последний реликт соответствует левобережной «столообразной» террасе р. Натанеби. Это, по-видимому, часть берега чаудинского бассейна вдоль бровки, поднятая над поймой Натанеби всего на 31 м в условиях молодого развития Гуриантской синклинали.

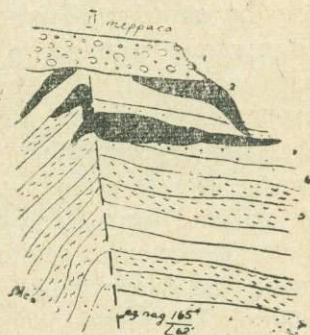


Рис. 24. Обнажение II террасы (раннекараугатской) у с. Наруджа: 1 — террасовый галечник, 2 — выделение битумов по трещине сброса, 3, 4, 5 — чередование глин, песков и гравелитов ср. миоцена.

Одновозрастная чаудинской терраса на уровне 98,7 м врезана удлиненной на 800 м ступенью между Хварбети и Цихисперди (превышение над рекой Натанеби 68,5 м). Еще западнее, на левобережье ручья Мериа, а также между с. Мериа и ручьем Богила ступени IV террасы характеризуют опять более высокую часть чаудинского берега — 109, 106 и 100 м абс. высоты (отн. в. 87—80 м). Но далее на запад ряд высоких ступеней IV террасы отступает от Натанеби к северу. Широтной вереницей они врезаны между верховьями ручьев Чахвата и Донаурисхеви (ур. Самхто) на высоте 105—110 м, по южному склону Земо-Натанебской гряды на миоценовых слоях. В пределах свода одноименной антиклинали кое-где сохранились реликты плато на высоте 150—180 м, относящегося, по-видимому, к верхнеплиоценовому циклу абразии.

III терраса правобережья Натанеби у западной окраины г. Махарадзе (правый берег р. Скурдуби) имеет высоту 65 м (превышение над рекой Натанеби 15,3 м). Уступ к реке выражен не отчетливо. Группа фрагментов этой же террасы отмечается в 4 км ниже по р. Натанеби на территории с.с. Цихисперди и Хварбети. В окрестностях первого, на левом берегу ручья Куха — три ступени, из которых ближняя к р. Скурдуби находится на высоте 70 м, остальные две — на 75 м (превышение их над Натанеби 42 м) (рис. 25).

Хварбетский останец на правом берегу ручья Куха, вытянутый параллельно реке, имеет высоту 80 м (превышение 49,8 м). (Это не должно казаться неожиданным, так как и Хварбетская IV терраса имеет большую высоту, чем Гуриантская терраса того же возраста, и, как увидим ниже, такое же повышение уровня испытывает и более молодая II терраса). Ступени III террасы можно встретить еще в окрестностях с. Мериа (М) на высоте 70 м (превышение 43,8 м) и западнее последнего на правом берегу ручья Мериа на высоте 65 м (превышение 44 м).

От западной окраины Махарадзе, по правому берегу Скурдуби на расстояние почти 3 км тянется ступень II террасы, уровень которой от 55 м снижается до 45 м вблизи устья Скурдуби. Относительная высота ступени от 12 м на востоке (на оси Махарадзевской синклинали) колеблясь, нарастает до 13,5 м (вблизи устья ручья Куха). Отсюда на запад, к платформе «11 км» и абсолютная, и относительная высоты II террасы возрастают. У устья ручья Гора ступень II террасы поднимается до 50 м, а глубина врезания ее увеличивается до 22,5 м. К западу эта терраса в рельефе не выражена. На левобережье Натанеби картина повгоряется: против слияния Натанеби с Бжуджей ступень II террасы занимает уровень 50 м, но высота уступа над поймой быстро увеличивается от 13,5 м до 17,5 м, а западнее — до 20 м; на изгибе ручья Орапо, перед слиянием с Натанеби, высота ступени убывает до 19,1 м, и отсюда к западу неуклонно уменьшается от 17,5 м до 15,6 м, спускаясь наконец до 13 м напротив с. Нагобилеви.

Таким образом, Натанебская депрессия представляла в верхнем эоценое довольно широкий бассейн, отложения которого сохранились по дну ее и в нижних частях склонов.

Береговые линии чаудинского моря как бы омывают поднятую древнюю сушу; на левобережье Натанеби тыловая часть чаудинского берега вытянута от с. Цхаврока (Цр) на северо-восток (восточнее свх. Кирова), к верховьям рч. Лечума; на правобережье она проходит по южным склонам гор Монастери и Гогорети к свх. Земо Натанеби. Если поверхность чаудинского берега, выраженная, по обрывкам равнины, линиями одинаковых высот, более или менее спокойно наклонена к югу в северной его части (т. е. на правом берегу Натанеби), то в южной части (на левобережье реки) береговая поверхность принимает причудливую форму, отраженную в извивающихся то сближенных, то расходящихся изогипсах древнего берега.

На обоих берегах Натанеби, в особенности, на западном и юго-западном склонах Джиханджурн, останцы чаудинской террасы образуют резкие уступы над поверхностью более поздних террас, но местами, например, в окрестностях совхоза им. Кирова, IV терраса постепенно переходит в поверхность более низкой террасы. На правом берегу Чолоки, там где ручей изгибается в широтном направлении и раздвигает склоны долины, террасы сливаются, именно, в сторону этого расширения.

Слабее изрезан берег древнеэвксинско-узулларского моря. По левому склону долины Натанеби, от изгиба ручья Орапо перед впадением в реку, склоны чаудинской террасы огибаются полукругом ступенями III террасы на уровне 73—75 м. Береговую линию этой поверхности, видимо, представляют останцы на отм. 60—65 м, располагающиеся по левому берегу ручья Шарисцкали, перед слиянием его с Натанеби.

Сравнивая высотное положение площадок по обоим берегам Натанеби, мы убеждаемся, что вдоль Натанебской депрессии в общих чертах выдержаны уровни трех этажей террас, причем, каждая последующая серия придвигается ближе к реке.

Террасовые поверхности, восстановленные по обрывкам ступеней западнее Махарадзевской впадины, в общем, равномерно наклоненные к береговой линии соответствующего уровня, имеют местные изгибы и деформации. Последние отчетливо представлены на левых берегах Натанеби и Бжуджи. Создается впечатление, что плоскости эти вырезаны на широком своде, на котором их крутизна быстро нарастает от реки Натанеби к верховьям Чолоки, там где этот ручей дугой обходит Джиханджурское поднятие.

Таким образом, геоморфологическим методом очерчивается свод антиклинальной складки, предвосхищая те данные, которые были получены тр. Грузнефти при бурении скважин на поперечнике, пересекающем долину Натанеби между с. Мериа, свх. Лайтури и ручьем

Лела (1965). Морфологическая ситуация изображена на рис. 25. На южном крыле глубоко прогнутой Гуриантской синклинали, выполненной серией осадков от майкопа до верхнего плиоцена, оконтурены вторичные складки. Ось ближайшей к Мериа Лайтурской антиклинали (Лт), проходит по лезому берегу Натанеби, примерно, в полосе изгиба ее притока Орапо. В 1 км южнее проявляется параллельная Кировокай синклиналь (Кк), представляющая изгиб среднеэоценовых пластов, выполненный в миоцен-плиоценовыми и четвертичными осадками, общей мощностью до 1 км. Суммарная мощность гурийских и плейстоценовых отложений в мульде синклинали—около 250 м. Слои приподняты в сторону Джиханджурской антиклинали, и мощности их в этом направлении уменьшаются. Гурийские слои выклиниваются в 2 км к югу от оси Кировской синклинали, а н. и ср. плиоцен и чауда — южнее — у склонов оврага р. Лелы.

На своде вторичной антиклинали и происходит описанное выше выравнивание поверхности II террасы и поднятие северо-западного края столовидной IV террасы р. Бжуджи.

Связывая изгибы поверхности левобережных террас с воздыманием вторичной антиклинальной складки на северном крыле Джиханджурской структуры, мы не можем выпустить из виду и того обстоятельства, что в этой же полосе подняты также правобережные II и III террасы между с.с. Хварбети и Мериа. Вертикальные подвижки этих террас определены уже иной тектонической обстановкой: смещением по сбросу к яльницких слоев северного крыла Гуриантской складки, как это трактует Р. Пирцхалава и др. Здесь важно подчеркнуть, что на участке деформации террас, позднейшие (верхнечетвертичные) движения, связанные с интенсификацией вторичной антиклинальной складки, с одной стороны, и дизъюнктивными подвижками, с другой, характеризуются почти одинаковой амплитудой (для II террасы — 10—12 м).

Из всех террас долины Натанеби, лишь II надпойменная терраса (не считая I-ой) постепенно снижает свой уровень на обоих склонах от западной окраины г. Махарадзе вниз по реке (за исключением отмеченных локальных участков дислокации)³⁰.

Кривая современной эрозии р. Натанеби дает изгибы на динамически активных частях поймы. Ослабление уклона от 0,006 до 0,0029, с наибольшим выполаживанием на участке впадения р. Скурдуби (т. е. в той полосе, где II терраса имеет наибольшее превышение) как видно, отражает активизацию Мерийского разрыва Гуриантской складки. Затем в окрестностях Нагбилеви профиль выполаживается до 0,002, но ниже по реке он становится круче — 0,0024—0,003; отсюда к устью уклон кривой эрозии падает до 0,00034. Усилением крутизны поймы на небольшом сравнительно участке в низовье реки, как видно, отзывает-

³⁰ Террасовые отложения реликтов плато долины Натанеби почти всюду переработаны процессами латеритизации, однако, кое-где на террасах сохранились россыпи порфиритовых и гранитных галек и пески

ся Цвермагальское поднятие, затухающее к югу. Это подтверждает и морфометрия II надпойменной террасы Натанеби в окрестностях одноименного села. Здесь высота ее с севера на юг, до южной окраины села, уменьшается от 20 до 15 м на 1,3 км расстояния, что равнозначно уклону 0,0038. В то же время, уклон ее с востока на запад более постепенный: от 15 м высоты до 12,5 м на 1 км расстояния, т. е. — 0,0025.

Тахеометрический профиль б-б' вдоль левого берега Натанеби по поверхности II террасы отражает выполаживание, но несколько западнее, чем на кривой современной эрозии р. Натанеби, — в полосе платформы Нагобилеви.

Интересно сопоставить с долиной Натанеби овраги параллельных ей на юге притоков Чолоки и Очхамури.

Выходя из Какутского ущелья, Чолоки пропиливает восточный склон массива Джиханджури по краю Чаниетской впадины. Прокладывая узкое ущелье на территории Лайтурского совхоза, Чолоки резко сворачивает на юго-запад и в окрестностях тунгового свх. Циклаури раздвигает склоны ущелья, на которых высечены широкие останцы IV, III и II террас. Уклон русла речки от расширения до р. Лелы постепенно уменьшается от 0,003 до 0,0014. Вдоль берега моря Чолоки течет по слабонаклонной равнине, но не в сторону моря, а круто повернув на север, восточнее намывных прибрежных валов; в то же время, уклон русла Чолоки в этом направлении круче уклона приустьевой поймы Натанеби, именно — $K=0,0006$, как и у других ручьев рассматриваемой полосы.

Между отметками поймы р. Чолоки 7,6 и 5 м предполагается ступень на профиле эрозии, которую должен выразить уклон $\frac{2,5 \text{ м}}{1 \text{ км}}$ — не положе 0,0025. К сожалению, геодезической привязки этой второй отметки — 5 м — не имеется. Нет дополнительных реперов в той же полосе и для рч. Очхамури, где она, как и Чолоки, прорезает равнину — I террасу. На этой последней ясно выражен перелом профиля эрозии, прослеживающийся в рельефе прибрежной равнины от Натанеби до ст. Очхамури. Кривая эрозии рч. Очхамури, даже в осредненных данных уклона, показывает на этом отрезке усиление крутизны. Здесь обращает также внимание, что группа ручьев между рч. Чолоки на севере и ур. Испани на юге, в их числе Очхамури и Шавигеле, течет не в сторону низины Испани, а на северо-запад, к северному ее краю. В том же направлении происходит дренаж поверхностных и верховодочных вод заболоченного урочища Испани, а также дренирование потоков, прорезающих террасы Мухаэстатэ, наиболее поднятые в этой трибереговой полосе. Поэтому можно предположить, что поверхностный сток определяется тут направлением общего подземного стока по уклону коренных пород под чехлом четвертичных осадков. О том, что структуры погружаются не к западу, а северо-западу, говорит и накл-

лон поверхностей комплекса террас Мухаэстатэ. К тому же, отчетливые уступы древних останцов террас над молодыми ступенями на западных склонах Мухаэстатэ сменяются на северо-западном его краю явным слиянием площадок IV, III, II и I террас.

Чаниетская котловина рч. Чолоки протягивается от Махарадзевской впадины в юго-западном направлении более чем на 5 км, при ширине 2,5—3 км. Дно ее очерчено горизонталью 100 м, представляя прогнутую к юго-западу и северо-востоку (под площадки I террасы), II террасу. Потому днище этой котловины имеет форму седла, с показателями падения равнины к северо-востоку — 0,015, к юго-западу — 0,018 (рис. 26).

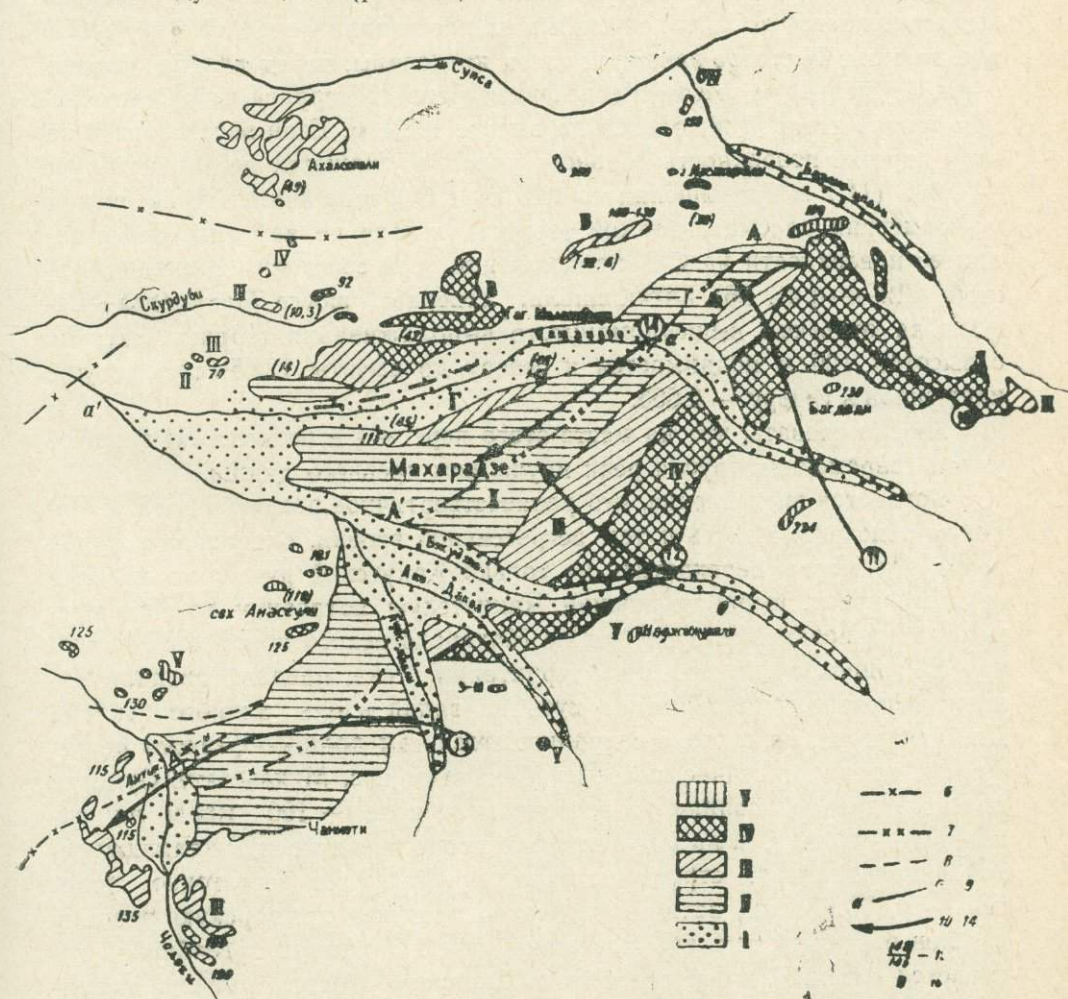


Рис. 26. Схема изгиба террас Махарадзевской и Чаниетской котловин. Террасы: V—верхнеплиоценовая, IV—чаудинская, III—древнеэвксинско-узунларская, II—карангатская, I—древнечерноморская и пойменная, 6—антиклинальный изгиб террас, 7—синклинальный изгиб, 8—тектонические разрывы, 9—тахеометрический профиль, 10—14—направление течения палеорек Бахвисцкали Натанеби, Бжуджи, Ачиццкали и позднелейстоценовой Натанеби, 15—относит. высота над поймой и примерный уровень восстановленных плоскостей выравнивания, 16—условные обозначения структур или террас.

В юго-западном краю котловины, там где Чолоки входит в нее из ущелья в окрестностях с. Как ти, в обоих склонах высечены останцы III террасы на уровне с юга на север 190—170 м, с превышением над дном долины от 50 до 35 м. Севернее их сменяют останцы той же террасы с отчетливыми уступами на высоте 160—140 м в западном склоне Чаниетской котловины. Уровень террасы понижается к северу до 125 м, а превышение над Чолоки уменьшается от 25 до 20 м.

Если в ущелье уклон III террасы составляет $\frac{20 \text{ м}}{0,75 \text{ км}}$ или 0,026, то

перед выходом в котловину крутизна кривой древней эрозии выражена 0,03, а севернее, по западному краю Чаниетской котловины кривая выполаживается до 0,005, спускаясь на расстоянии I км от 125 до 120 м абс. высоты. В северо-западной части котловины, перед входом Чолоки в узкое ущелье, на левом склоне фиксируется III терраса, четко высеченная бровка которой находится на высоте 108,4 м. Если восстановить на этом отрезке поверхность террасы, уклон ее окажется несколько круче — 0,006 (11,1 м превышения на 1,75 км). Обратив внимание на детали морфометрии рассматриваемой террасы, нельзя не заметить деформации ее поверхности на С-В продолжении оси соседней Джиханджурской (Дж-и—рис. 26) антиклинали: севернее шоссе Махарадзе—Батуми, за отрезком вышеупомянутого выполаживания террасы, ступень с высотой 120 м поднимается к северу до высоты 122,5; отсюда уже идет уклон к северу — 0,006.

Нужно сказать, что на месте этого перегиба в рельефе III террасы уклон современного русла реки круче, чем древнего днища.

Создается впечатление, что раннечетвертичное развитие долины Чолоки происходило здесь путем регрессивной эрозии, благодаря которой речка эта могла перехватить не только Какутский ручей, но и более крупный поток, вырабатывавший Чаниетскую котловину до того времени, пока позднейшее углубление Махарадзевского прогиба не повлияло на гидрографию всей этой территории. Река, предшественница Чолоки, вероятно, прокладывала путь на запад вдоль южного склона Джиханджури, на отрезке сохранившегося там долинообразного рельефа, где проходит сейчас шоссе из Махарадзе в с. М хаэстатэ. Отметки дна этой древней долины на восточном ее крае — 100—105 м, на западном — 60 м, т. е. на юго-западном продолжении оси Джиханджурской антиклинальной структуры уклон профиля дна достаточно пологий — 0,006. Выход речного потока на древнюю приморскую равнину должен был быть там, где нынешний ручей Очхамури дугообразно изгибается (рис. 25) в окрестностях с. Цхаврока. (Между прочим, расширение этого оврага в восточной части упомянутой дуги, приуроченной к полосе поднятия свода складки, говорит не только о том, что движения не успокоились до сегодняшнего дня, но и о том, в каком виде они влияли на эволюцию древней реки). На месте сужения долины Очхамури, по оси складки, поднятие было интенсивнее врезания реки. Берет

моря находился недалеко — в окрестностях с. Циклаури, но пробиться к нему было все труднее в условиях интенсивного выгибания дна долины. Эта разница в высотах фрагментов чаудинской террасы сохранилась и теперь, более усугубленная позднейшей активизацией складки. Вероятно, и Палеоачисцкали вынуждена была блуждать, образуя прогоки, на участке выхода к морю, как блуждают и меандрируют здесь в настоящее время Очхамури, Бошати и целый ряд мелких ручьев. В пост-чаудинское время древняя Ачисцкали успела углубить свою долину до уровня III террасы, но с развитием регрессивной эрозии Палеочолоки, она стала жертвой перехвата этим ручьем и отведена им по северному пути соединения с морем. После обособления по склонам долины III террасы и отступления моря к западу, Чаниетская долина становится областью интенсивной аккумуляции речных наносов в обстановке продолжающегося развития Махарадзевского прогиба и поднятия на пути речного потока Джиханджрской антиклинали. Дальнейший ход его эволюции был решен воздыманием небольшой новообразованной складки, разделившей Чаниетскую и Махарадзевскую синклинали впадины. Оно способствовало перемещению реки уже в карангатское время на восток, при активном эрозионном содействии одного из молодых ручьев, левых притоков Бжуджи, который присоединил эту древнюю реку к речной системе Махарадзевского прогиба.

Махарадзевская впадина, так мы называем расширение долины р. Натанеби в восточной части Гуриантской синклинали, дающее пример унаследованных из плиоцена, а может быть и раньше, длительно развивающихся синклиналиных депрессий с характерной морфологией рельефа.

В пределах Махарадзевской впадины различно подняты над уровнем Натанеби села: Бахви, Двабзу, Бахваури, Квирикети, Квачалати и др., что обусловлено не только расположением их на различных частях поверхности одной террасы, но и на различно прогнутых к оси впадины террасах разных стадий формирования. Гор. Махарадзе попадает, примерно, в среднюю часть этой депрессии, располагаясь, в основном, на более поздних террасах (рис. 26).

С геологической точки зрения участок Махарадзевского прогиба расшифрован слабо. Он выполнен четвертичными осадками увеличенной или, по всей вероятности, большой мощности, которыми перекрыты на юге андезитовые туфобрекчии, средней и верхней свит среднего эоцена, а на северо-востоке — олигоценные глины и песчаники, или залегающий на них средний миоцен. Подошвой плейстоцена в пределах синклиналиной впадины, по-видимому, служит песчано-глинисто-конгломератовый комплекс киммерия, ибо выходы его фиксируются на правобережье р. Бжуджи и к юго-востоку от г. Махарадзе (Н. А. Канделаки).

Четвертичный покров террас Махарадзевской впадины обнажен редко. В окрестностях с. Квемо-Бахви, вдоль бровки террасовых ступеней вскрыты ржавые неоднородные суглинки — результат значитель-

ной переработки рыхлых осадков, вместе с включенным в них терригенным материалом, поверхностными процессами. Но, в ряде случаев, можно встретить по склонам террас и на их поверхности гальку андезитов и сильно измененных изверженных пород. Депрессия имеет форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении, сужающегося к юго-западу, в сторону Чаниетской котловины, к которой рельеф депрессии несколько приподнят.

В Махарадзевское расширение долины р. Натанеби субрадиально направлены основные ее левобережные притоки — Бжуджа, Ачисцкали со своим правым разветвлением Акидаква, и другие. Но соединяются эти реки с Натанеби не на территории впадины, а значительно западнее, что заставляет думать о позднейшей миграции их устьев, причина которой изложена ниже.

Плоское дно Махарадзевского расширения полого поднимается к восточному борту, постепенно усиливая свою крутизну. На восточном сегменте депрессии образуется единая поверхность, в которой, мы допускаем, слиты плоскости разноциклических террас; во внешней части овала, более круто наклоненная на запад—юго-запад IV терраса ближе к оси впадины переходит в плоскость III террасы, а эта, выполаживаясь, сливается со II террасой. Но вблизи реки Натанеби, над левобережной площадкой этой террасы возвышается вытянутый в северо-восточном направлении плосковерхий вал на уровне IV террасы с отчетливым уступом к реке и менее отчетливым — в сторону II террасы. На северном борту Махарадзевского расширения (правобережье) IV терраса сохранилась в виде обрывков, из которых западный, как видно, сливается к западу с плоскостью III террасы, а эта последняя — со II-ой.

Анализируя данные о высотном положении террас в исследуемой впадине и по ее бортам, мы как бы видим кадры развития рельефа в исторической последовательности.

Фрагменты высокой в. куяльницко-гурийской террасы обрисовывают древний контур Махарадзевской депрессии. На суженном максимально междуречье Натанеби и Сузсы вершины хребта Кодори-Насакирали высотой — 209,4 и 205,4 м — представляют V террасу. На северо-восточном окончании депрессии (левый берег Бахвисцкали) вытянутый в широтном направлении реликт этой террасы немного снижен — 199,4 м, вероятно, по оси синклинали. Над юго-восточным бортом нижнюю часть склонов Аджаро-Триалетского хребта опоясывает ряд останцов высокой террасы на междуречье Бахвисцкали и Ачисцкали. Это будут останцы на уровне: 230 м в восточной части с. Багдади и 234 м — южнее с. Зеда Учхуби; возможно также — г. Наджикурали — 217,5 м и выровненные на отметке 220 м возвышенности в окрестностях с. Земо Макванети (З—М). Останцы этих террас несколько подняты, по сравнению с северными фрагментами, по-видимому, под влиянием поднятий Аджаро-Триалетской структуры.

По склонам V террасы и врезана наклоненная на северо-запад равнина, которую мы отождествляем с IV террасой. На оси овала прогиба (А—А') она выполаживается и сливается, как уже было сказано, с более молодыми поверхностями. Общий уровень IV террасы на восточном краю депрессии изменяется, примерно, от 180 м до 140 м к III террасе; эта последняя меняет высоту — от 140 м до 110 м, а II — от 110 м до 100 м — к оси депрессии. Лишь по левому берегу Бахвисцкали между с.с. Земо Бахви и Пампалети (Д) вытянута суженная терраса с отчетливым уступом к реке на уровне от 240 м до 200 м (превышение от 85 до 70 м). Это, должно быть, — терраса древней Бахвисцкали, втекавшей в Махарадзевский залив. В районе Пампалети, на левобережье имеется обрывок и III террасы на уровне 220 м (отн. высота 50 м), означаящем, что в узунларе Бахвиоцкали не соединялась с Махарадзевским заливом, а текла на север.

IV терраса на северном борту впадины представлена останцами на уровне 150 м по южному склону г. Насакирали. Возможно, это — тыловой шов террасы, вытянутой вдоль северного борта депрессии в окрестностях с. Гагма-Мелекедури, обрисованной бровкой на высоте от 140 до 130 м (Б). Село же располагается на реликте значительно прогнутой вдоль депрессии IV террасы, уровень которой к юго-западному краю фрагмента поднимается от 110 до 112 м (В). Он, как и другие останцы в этом ряду, обрывается к поверхности I террасы, в противоположность явному слиянию террасовых плоскостей в восточной и южной частях депрессии. Здесь неожиданным является то, что превышение останцов IV террасы над р. Натанеби увеличивается вниз по течению реки для Гагма-Мелекедурских фрагментов от 30 до 43 м. Несколько выше поднят над тальвегом реки левобережный останец террасы (Г) под с. Гамогма-Мелекедури — 45—48 м отн. высоты. Надо думать, что расположен он в полосе свода небольшого складчатого новообразования.

Создается впечатление, что позднейшие контрастные движения на локальном участке нарушили плавный ход формирования совмещенной с синклиналью впадины, выключив из общего и давнего процесса ее прогибания северное крыло котловины.

В связи с этим, интересно будет проанализировать тахеометрический профиль а-а' по реке Натанеби в пределах Махарадзевской впадины и в западных ее окрестностях.

Крутой уклон дна меридиональной долины этой реки — 0,023 (территория с. Багдади) резко выполаживается до 0,0013, когда Натанеби, повернув в широтное направление (от абс. ютм. 115 м к западу), пересекает Махарадзевский прогиб. Кривая современной эрозии относительно отлога и характеризуется волнистостью в полосе свода Мелекедурской антиклинали, судя по таким показателям уклона: 0,002—0,003, — 0,004 — 0,003. Однако, от абс. уровня русла 75,5 м в западной окраине Махарадзе начинается крутой уклон к западу; 0,009—0,017—

коренная ступень в ложе реки. Это — явные признаки прорезания рекой западной периклинали упомянутой складки. Далее вниз по течению профиль выполаживается до 0,0025, затем, вновь проявляя волнистость (судя по близким коэффициентам уклона), усиливает западное крутизну до 0,007. От уровня 41,9 до 30 м кривая вновь выполаживается до 0,0027 (вблизи с. Мериа). Должно быть, эти изменения уклонов дна долины происходят уже под влиянием подвижек вдоль Мерийского разрыва (поднятие южного его блока) и, в некоторой степени, под воздействием ранее описанного Лайтурского складчатого новообразования. Складка не очерчивается изменением формы профиля эрозии так четко, как в других примерах аналогичных явлений, и как в изгибах поверхностей террас на склонах долины Натанеби. По-видимому, активность Лайтурской складки в настоящее время слабее, чем в прошлом, в то время как Мелекедурская структура продолжает развиваться и теперь, резко выраженная в изгибах кривой современной эрозии.

Итак, после узунлара, когда Бахвисцкали вошла в речную систему Супсы (III терраса под с. Пампалети), Натанеби, удлинившая свой ствол вслед за отступившим к западу морским заливом, интенсивно заполняла речными наносами в карангатский век прогиб в узунларских морских осадках. Дно долины пролегалo в полосе нынешней поверхности II террасы между г. Махарадзе и с. Гагма-Двабзу (Г-Дв), у которого она поворачивала к западу. И лишь в голоцене активизировавшийся на поднятии Мелекедурской складки правый приток Натанеби углубился в верховьях и перехватил реку, направив ее в современное русло.

На рассматриваемой территории Бахвисцкали режет дно долины на абс. отметках 129,4 м (Окроскеди) и 50 м (в устье). Натанеби в той же полосе углубляет долину только до уровня 210 (с. Зеда Учхуби) и 120 м у поворота реки в широтное направление. На том же отрезке уровень врезания Бжуджи — от 180 до 80 м. С Натанеби она сливается на отметке 50 м, на которой Бахвисцкали соединяется с Супсой, но значительно восточнее. Уровень врезания Натанеби в дно долины на отрезке от упомянутого поворота до устья Бжуджи — 110—50 м, в то время как Супса на параллельном отрезке углубляется до уровня от 50 до 20 м.

Стало быть, из обеих этих основных речных артерий наименее интенсивно углубляет свое русло река Натанеби, с одной стороны, благодаря дренированию в полосе Махарадзевского молодого прогиба, с другой стороны, из-за активизации Мерийского разрыва, создающего условия запруживания и выполаживающего профиль эрозии реки.

Следует обратить внимание еще на обусловленное живой тектоникой своеобразие морфологии долины Натанеби к западу от Махарадзевской впадины. Это — ветвление речных потоков по расширенному

дну долины на площади около $6 \times 2,5-3$ км², а именно — Натанеби, Бжуджи и Скурдуби; в той же полосе причудливо изгибается на лево-бережье Натанеби овражная сеть.

В. Среднегорный глубокорасчлененный террасированный рельеф на интенсивно-складчатом эоценовом основании

Междуречье Кинтриши и Чорохи. Рельеф южной части Причерноморья Грузии слагается значительно сниженными к морю в виде гряд и не всегда ясно очерченными гребнями — отрогами Кобулетского, Чаквинского, Шавшетского и Лазистанского хребтов. Район глубоко расчленен протяженными реками и сетью коротких речек и оврагов. Все они резко расширяют свою пойму в 1,5—2 км от моря. Вдольбереговые склоны гряд и гребней террасированы.

Долина Кинтриши высечена в вулканогенных осадках среднего эоцена. В нижнем и среднем течении она имеет ширину около 800 м и отлогие склоны. Но к востоку от с. Кохи долина резко сужается и обретает крутые склоны. Тут более или менее сохранившимся останком высокой террасы, по указанию С. С. Кузнецова (1935), является площадка на высоте 120 м в окрестностях с. Зеда Самеба.

От с. Хуцубани вниз по реке склоны террасированы, в основном, на уровне III и II террас, а от с. Гелаури к западу распространение получает I терраса.

II надпойменная терраса отчетливо выражена по обоим склонам долины Кинтриши, протягиваясь вдоль реки на несколько км. В окрестностях с. Кобулет терраса возвышается над рекой на 15—15,9 м, но западнее уровень ее поднимается, напр., у древнего места с. Хуцубани отн. выс. ее 19,8 м (проф. а-а'). Здесь мощность аллювиального покрова — 2 м, в то время как у с. Кобулет валунный галечник с отдельными глыбами туфопорфиров обнажен на всю высоту террасового склона.

В нижнем течении Кинтриши деформированы II, и сливающаяся с ней вблизи моря I террасы, а также речная пойма. Профиль б-б' вдоль поймы (рис. 27) в начале своем (в 3 км от моря) выполаживается, затем становится круче, выражаясь следующими показателями уклона: 0,003—0,0057—0,0043—0,0029. На локальном участке первого выполаживания река более интенсивно углубляет свое русло — до 4 м глубины, врезаясь в приподнятые здесь слои валунных конгломератов киммерия. Они слагают небольшое складчатое новообразование, активизировавшееся, как видно, в голоцене. Оно отразилось и в изгибе II террасы, продольный профиль которой меняет свою форму в таком виде: 0,0048—0,01—0,0085. Усиление крутизны происходит на западной периклинали этой складки. Она оконтурируется и на правобережье Кинтриши в изменениях наклона II террасы по поперечному профи-

лю в-в': 0,0007—0,009—0,004—0,009 — с севера на юг — на 850 м расстояния.

Аллювий террасы на участке выгиба ее поверхности представлен суглинками и галечниками мощностью 2,5 м; первые преобладают в восточной части разреза террасы, на западной периклинали складки они вытесняются постепенно галечниками.

Картина в миниатюре повторяет ход аналогичных процессов для крупных структур поднятия. Опережая эрозию, эти процессы вызывали временные запруды (суглинки), которые ликвидировались регрессивным углублением реки в русло на том отрезке, где падение крыла складки усиливает крутизну профиля эрозии.

В верховьях рч. Кинкиши, а также параллельного ему рч. Дехвы, кроме III террасы, можно встретить останцы более высоких террас: на уровне от 160 м до 140 м — ступень IV террасы, а в окрестностях с. Квирик — на высоте 260—269,9 м — площадку, по-видимому, V — в. плиоценовой террасы. Высокая равнина на высоте 469,9 м в окрестностях Зеда Квирик должна уже относиться к в. понтическо—н. киммерийскому циклу выравнивания.

Рч. Дехва прорезает эоценовые слои небольшим коротким ущельем, собирая у с. Дагва пучок небольших ручьев с западных склонов г. Тират.

По лобовому берегу Дехвы высечен ряд площадок III террасы абс. высотой от 60 до 50 м. С востока на запад их превышение над поймой, по инструментальным замерам, — 42,4—33,2 м. Поверхность террасы покрыта ржавыми суглинками с галькой андезита.

В 1,5 км от устья Дехвы склон III террасы обнажен и в нем вырисовывается разрыв в туфогенных слоях эоцена с поднятым по сместителю восточным крылом. Очевидно, повышение уровня I террасы от 1,87 м до 3,5 м вниз по течению реки в полосе поднятого блока сброса отражает в рельефе эту омоложенную разрывную дислокацию. Пески и галечники террасы в поднятом крыле сменяются суглинками.

На левом берегу Дехвы к склону III террасы прилежит ступень высотой 15 м, равнозначная позднекарангатской. Протягивается она на 200 м. Ее также слагают элювиальные суглинки. К ней прислонен на отн. уровне 1,6 м обрывок I террасы, сложенной галечником.

В долине Дехвы, в 2,5—3 км от моря уточненные отметки террас вдоль бровки таковы: III — 69,7 м и 57,9 м; II — 28,96—27,97 м и 25,8 м.

На правом берегу Дехвы, в окрестностях с. Бобоквати несколько достаточно широких площадок в рельефе на высоте 140—160 м мы относим к IV террасе. Вырезаны они в измененных андезитах или элювиальных глинах, благодаря чему уступы террас неотчетливы.

Между р. Кинтриши и ручьем Ачкава в западной окраине сел. Накаидзеби и Гвара 60 м-я III терраса сменяется к западу разобщенным оврагами обрывком террасы на высоте 40 м, спускающимся к рч.

Ачкава (проф. г-г¹). Продолжением той же 60 м террасы является фрагмент равнины восточнее с. Гелаури. Западный край ее, снижаясь, сливается последовательно с поверхностью II, а эта последняя, с I террасой против станции Кобулет. В 1,5—2 км от моря, высота ее — 10 м. Поверхность террас слабо волниста.

В прибрежной полосе, проходящей через м. Цихисдзири и с.с. Ачкава и Чакви, площадки террас со сглаженными уступами и, в ряде случаев, волнистой поверхностью сохранились на уровне: 188,8 м — 200 — 231 м. Вероятно, это — фрагменты в. плиоценовой террасы. Береговая линия того времени вдается выступом от гор Учча и Халистави к речке Ачке. Древний берег наращен площадками более низкого уровня — 160—100 м, синхроничными, надо полагать, чауде. Реликты этой террасы как-бы охватывают с северо-запада, запада и юга полукольцом (по линии сел. Чаисубани, Цихисдзири и Бобоквати), западное окончание Кобулетского хребта. С севера и северо-запада к их уступам прилежат ступени III и II террас.

Площадка, занятая домом отдыха «Наука», имеет уровень 32,7 м и относится к узунларскому времени формирования.

Долина, разрабатываемая Чаквисцкали, по форме и ширине своей напоминает долину Кинтриши. Реликты III и II террас по ее склонам высечены на эоценовых вулканических образованиях, в большинстве, сильно переработанных процессами латеритизации. Покрывает террасы галечник из тех же подстилающих пород, в различной степени измененных, с преобладанием крупного материала, включающего отдельные валуны и даже глыбы андезит-порфиритов.

На правом берегу нижнего течения р. Чаквисцкали II и I террасы имеют высоту 12,6 и 2,5—3 м (проф. д-д'); покрыты галечниками крупного размера и валунами из подстилающих пород. III терраса расположена на высоте 170 м (превышение над поймой 55—60 м). Ее продолжением к западу служат два останца в окрестностях с. Чаисубани на высоте 100 м и удлиненное плато, параллельное береговой линии, на высоте 90 м.

Бровка II правобережной террасы на этом участке увеличивает превышение над поймой с востока на запад: 24,3 м — 26,3 м — 29,4 м. Увязать это с геологическим строением участка, ввиду сильной переработки осадков латеритными процессами, не удалось.

Продольные профили рек Кинтриши и Чаквисцкали отличаются между собой формой изгиба: средний уклон профиля современной эрозии в верховье р. Кинтриши — $0,0087 \left(\frac{65,6 \text{ м}}{7,5 \text{ км}} \right)$; в среднем течении — 0,004; в нижнем — 0,003. У р. Чаквисцкали уклон в верховье — $0,027 \left(\frac{136 \text{ м}}{5 \text{ км}} \right)$; в среднем и нижнем течении уклон близок Кинтриши. Выполаживание начального отрезка профиля последней связано с тем, что эта река пересекает в верховье свод Тират-Мульванетской антикли-

нали, в то время как Чаквисцкали врезаются лишь в западное крыло этой структуры.

Следует обратить внимание еще на следующее явление: на территории Цихисдзири — Бобоквати система оврагов проложена в северо-западном направлении. Впадая в Дехву и Кинкишу пучком, собирающимся к приустьевой части Кинтриши (лишь незначительная часть оврагов соединяется с морем на Цихисдзирском побережье); они как бы свидетельствуют об основном наклоне на северо-запад, диктуемом, во-первых, поднятием Кобулетского хребта, во-вторых, котловинообразным опусканием на севере ур. Испани

Рельеф междуречья Чаквисцкали и Королисцкали является наиболее сложным для расшифровки геоморфологии. В нем к приморской полосе снижаются террасы разных серий. Фрагменты равнин высокого уровня на отрогах г. Тавкудиани спускаются в окрестности с.с. Карадере-Сахалвашо от 420—300 м (в 2—2,5 км от моря) до 250—224,3 м вблизи моря. Изрезанность террас в разных направлениях овражной сетью; аккумуляция элюво-делювия, густая заселенность территории и искусственная разработка рельефа затруднили попытки оконтурить и проследить в нем поверхности выравнивания.

Склоны высоких террас этой территории террасированы на уровнях 130—114,4 м и 40—60 м.

Южнее Карадере высокие террасы, коррелятные понто-киммерийским слоям, приподнимаются, и в полосе возвышенности Капрешуми — Королистави занимают уровень 320 м, а терраса Самеба снижается (в сторону моря) от 333,2 м до 300 м (рис. 27).

Ва склонах высокой VI террасы Самеба отмечается на высоте 200 м уступ V террасы. По левому же склону долины Королистави отчетливо выраженный и протяженный почти на 1 км останец III террасы имеет высоту 80 м и превышение над поймой 40 м. На поверхности террасы местами встречается мелкая галька и гравий эффузивных пород и сланцев. Не исключено, что прорезание этой древней морской равнины рекой Королисцкали произошло сравнительно недавно — не раньше эвксино-узунларского времени.

Теодолитный профиль e-e' по дну долины Королисцкали показывает в восточной ее части (в среднем течении реки) нормальное для этой полосы крутое (0,02) падение поймы, которое резко ломается ниже по течению: 0,006—0,03—0,017—0,004 (вблизи устья). На форму кривой здесь, по-видимому, влияют, с одной стороны, коренной порог поперек русла, с другой стороны, искусственная плотина в нижней части реки.

На междуречье Королисцкали и Барцханы в рельефе выделяется аналогичная королисцкальской III терраса Салибаури, немного сниженная (до 60—70 м) по сравнению с вышеописанной.

В сложной картине перемежаемости останцов разновысотных террас междуречья Кинтриши и Чорохи мы замечаем то постепенное, то резкое снижение уровня поверхностей к побережью. Примерно восста-

новив террасовые плоскости, можно уловить местами выпуклые, порою же вогнутые их формы, отражающие жизнь вторичных складок.

Долина Чорохи-Аджарисцкали весьма примечательна многокилометровыми рядами обрывков террас по склонам и связью их морфометрии с развитием тектонических структур района.

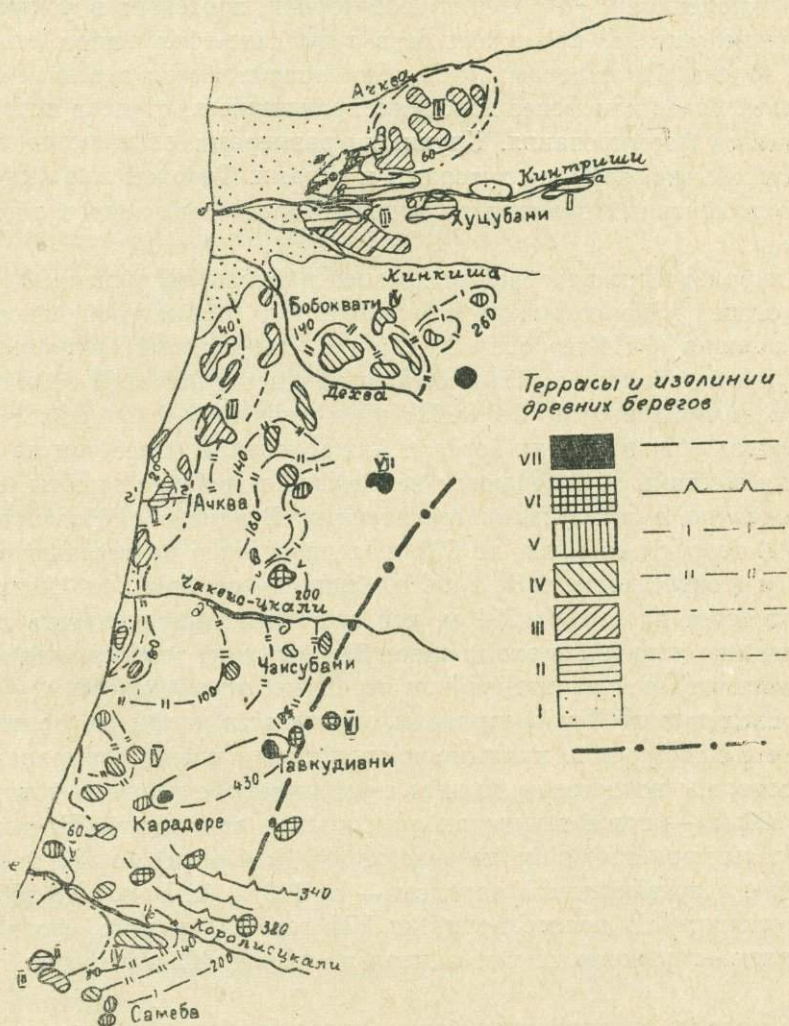


Рис. 27. Схема террас и древних берегов междуречья Ачкава и Королисцкали. Террасы: VII—н. мэотическая, VI—в. понто-н. киммерийская, V—в. куяльницко-гурийская, IV—чаудинская, III—древнеэвксинско-узунларская, II—карангатская, I—древне-черноморская, — — — — ось антиклинали, 60—примерный уровень восстановленной плоскости выравнивания.

Геоморфологические исследования осложняло здесь отсутствие детальных топокарт и возможности инструментальной фиксации террасовых серий. С помощью теодолита нам удалось установить в поле морфометрию лишь нескольких молодых террас и построить продоль-

ный профиль дна долины от с. Маглакони до берега моря. Однако, и эти немногие данные съемки, пополненные визуальными наблюдениями, приводят к интересным заключениям о характере и порядке амплитуд молодых тектонических движений района, деформировавших террасовые плоскости.

Аджарисцкали, до слияния ее с Чорохи, протекает в узком типичном горном ущелье, проложенном в туфогенно-эффузивном комплексе пород эоцена. По склонам почти всего описываемого отрезка долины высечены, более или менее хорошо сохранившиеся, ступени террас разных циклов формирования. Крупными размерами отличаются высокие террасы, обычно, занятые хуторами и садами. Террасы выработаны на сильно измененных вулканитах эоцена. Террасовый покров обычно не обнажен.

Наиболее высокие обрывки древней равнины на уровне 600 м (над с. Дологани) условно можно причислить к н. сарматской поверхности выравнивания (VIII терраса). К VII — н. мезотической террасе мы относим плато, занятое селом Зесопели на высоте 560 м. В районе Кеда уровень ее снижается до 540 м. На этом последнем фрагменты террасы прослеживаются на обоих берегах Аджарисцкали более чем на 10—12 км, хотя местами и отмечаются небольшие колебания высоты, связанные, вероятно, с локальными структурами. В районе с. Маглакони высота VII террасы снижена до 520 м, а далее вниз по течению реки — до 500 м (окрестности с. Эрге). Но обширный останец Зеда Агара уже располагается на высоте 524 м, что заставляет предполагать локальное поднятие террасы в этой полосе. Превышение террасы над поймой реки увеличивается на упомянутом интервале от 330 до 480 м.

К следующим VI и V террасам, соответствующим в. лонтичскому, н. киммерийскому и в. куюльницко-гурийскому времени выравнивания нами отнесены по склонам долины ступени террас, уровень которых — 400 и 300 м — тоже выдержан на большое расстояние. Превышение VI террасы нарастает вниз по реке от 230 (с. Орцва) до 350 м (с. Чалахмела), а превышение V террасы — от 110 м (с. Ваю) до 265 м (с. Аджарисцкали). В полосе поднятия VII террасы поднят фрагмент и VI террасы — горизонтально срезанная на уровне 405 м вершина г. Апазона.

IV терраса, синхроничная чауде, представлена ступенями на уровне 200—220 м на склонах долины между с.с. Махунцети и Хелвачаури (превышение 130—180 м). На этом интервале поверхность террасы характеризуется волнистостью в указанных пределах высоты. От Хелвачаури к морю терраса снижается на западном крыле Мульванетской антиклинали сначала резко — 180—160—126 м ($K=0,01-0,034$), затем постепенно (0,005)³¹.

³¹ Что касается примерной оценки темпа поднятия чаудинской террасы в долине Чорохи, то в этой складчатой зоне по сравнению с прибрежной частью он возрастает до 0,22 мм в год.

К III террасе мы причисляем два уровня: более высокий — древне-эвксинского времени — характеризуют редкие реликты на высоте 100 м (превышение 80—70 м) в нижнем течении Чорохи.

III террасу более низкого уровня — узунларскую — представляют на исследуемом отрезке долины ступени, часто перекрытые аллювиальным покровом. В районе сел Кеда и Зендиди они врезаны в склон, примерно, на высоте 250 м с превышением 60—70 м. В районе с. Аджарисцкали узунларская терраса занимает уровень около 100 м (49 м отн. в.). От с. Хелвачаури до Ахалсопели по берегам Чорохи — несколько ступеней на высоте от 60 до 40 м (с превышением над рекой от 40 до 20 м) тоже принадлежат этой же террасе.

Хуже сохранились останцы молодых террас II и I.

II терраса в восточной части профиля, в окрестностях с. Кеда и против с. Цхемна, имеет превышение над поймой 30 м, а в районе с. Маглакони, замеренная высота ее — 18 м над поймой (78 м абс. отм.). Ниже по реке был зафиксирован обрывок синхроничной террасы в окрестностях с. Симонети на отм. между 15 и 20 м относительной высоты.

I терраса, имеющая превышение над поймой в районе с. Кеда 10 м, постепенно сближается с поймой, имея отн. высоту в средней части профиля 4,4 м, в нижней — 2 м.

Террасовый покров развит, как было упомянуто, только у молодых террас перечисленного комплекса. В районе с. Цхемна, на правом берегу Аджарисцкали валунный галечник из эоценовых вулканических пород встречается на уровне 10, 30 и 60—70 м, залегая на эоценовых вулканогенных породах, иногда врезаясь в них пластом на высоте II террасы.

В районе с. Кведа-Махунцети аллювиальный покров II и III террас не обнажен, но I терраса на расстоянии нескольких сотен метров слагается валунным галечником мощностью 3—4 м.

В районе с. Маглакони II надпойменная левобережная терраса прикрыта галечником из андезитов и их туфов. На том же берегу покров III террасы представлен оранжевыми суглинками с отдельной галькой андезита.

На территории с. Аджарисцкали покров II террасы, состоящий из галек эоценовых пород, горизонтально срезает андезитовые порфиристы цоколя. Вниз по течению реки галька увеличивает свой размер. Возрастает к западу до 3 м и мощность галечного слоя.

Западнее с. Махо во II террасе обнажаются песчаные суглинки и пески с отдельными гальками и валунами андезитов. Рыхлый материал преобладает над обломочным. Мощность обнаженного террасового покрова около 10 м. Его перекрывают делювиальные суглинки.

В расширении долины, западнее с. Эрге I надпойменную террасу слагают валуны и гальки измененных эффузивов.

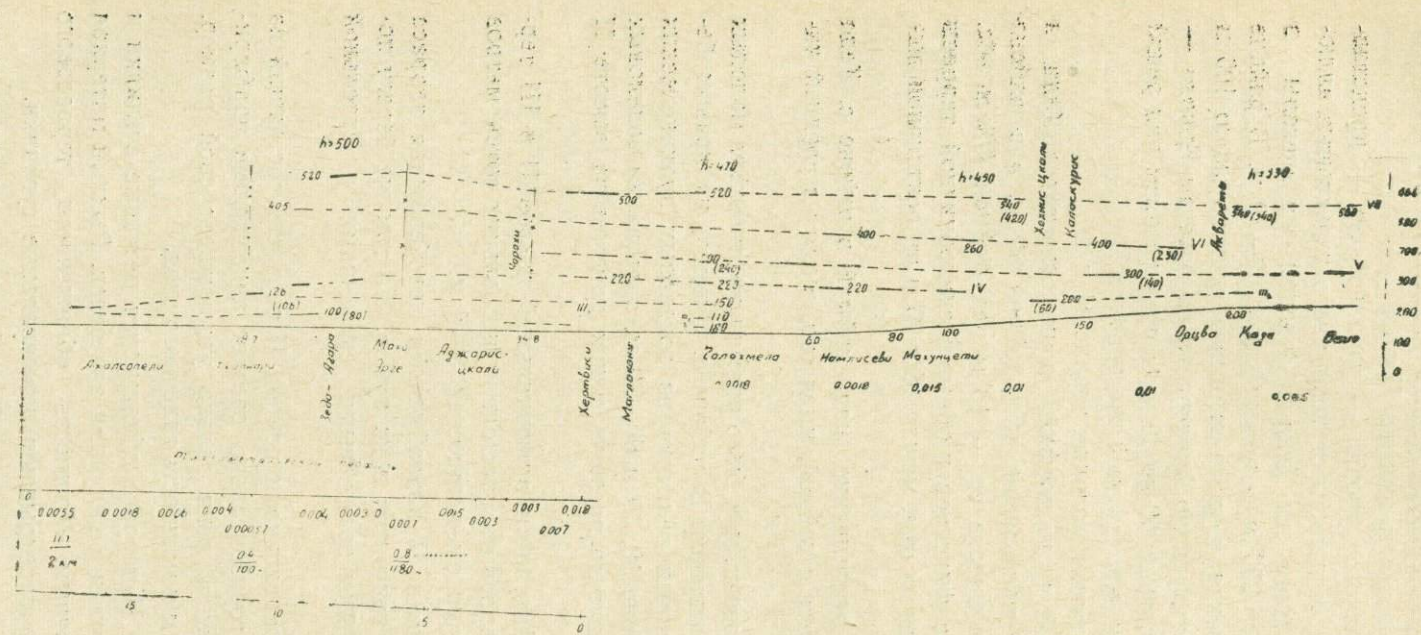


Рис. 28. Схема профилей эрозии по террасам долины Аджарисцкали-Чорохи. VII — н. мэотическая терраса, VI — в. понто-н. киммерийская, V — в. плиоценовая, IV — чаудинская, III₁ — древнеэвксинская, III₂ — узунларская, II — карангатская, I — современный профиль эрозии, 540 (420) — абсол. и (относит.) уровни террас, — — — условный профиль древних террас, h — общая глубина вреза долины (от VII террасы до поймы).

Пойма Аджарисцкали ровная и широкая, состоит из сортированных галечников разнообразнейшего петрографического состава. Вдоль русла то и дело вытягиваются песчаные и гравийные увалы.

У слияния Аджарисцкали с Чорохи пойма слагается галечником, в нее Чорохи вносит, в основном, песчаные наносы. Далее вниз по течению реки вновь побеждает окатанный грубообломочный материал из вулканических пород среднего и основного состава.

В устье Чорохи I терраса высотой 2 м, как и пойма, слагается чередованием галечников и грубозернистых песков, с преобладанием первых.

Обращает внимание, что Чорохи в низовье, в расширенной части русла, не сбавляет скорости своих вод, а сохраняет ее такой же, как в верхнем течении. Необычайно крутой уклон дна долины и приустьевой поверхности дельты сразу же бросается в глаза.

На восстановленных по обрывкам террас профилях эрозии (рис. 28) нельзя не заметить, что в верхней части долины, на отрезке между с. Ваю и рч. Акварета, крутизна кривых изменяется в обратной зависимости от номера террасы. Иначе говоря, усиление крутизны будет происходить не от молодых к древним, как при нормальном развитии эрозии, а наоборот: VII терраса — 0,01; V — 0,02; современное дно долины — 0,06.

На отрезке долины между рч. Аквареты и слиянием Аджарисцкали и Чорохи происходит выравнивание разновозрастных террас. Чем древнее поверхность, тем выше по течению реки начало ее выравнивания. Так, VII терраса выравнивается восточнее Аквареты, VI — западнее, V — еще более к западу, IV — значительно западнее, на территории с. Махунцети.

Полоса выравнивания террасовых поверхностей отличается еще той особенностью, что в ее пределах река постепенно увеличивает глубину врезания в дно долины, достигая наибольшей на территории с.с. Махо—Эрге. Отсюда к западу уже отмечается уменьшение превышений террас. Высокие террасы здесь обрываются, плоскости низких террас явно сходятся в сторону моря. Наименьшей величиной превышения террас над тальвегом реки отличается верхняя часть долины на территории с.с. Ваю—Кеда. Здесь VII терраса возвышается над поймой всего на 330 м, а V — на 150. Суммарное поднятие, выражающееся в отн. высоте — h — VII террасы — 330 м, западнее, на территории с. Махунцети достигает 450 м, еще западнее — 470 м (с. Чалахмела). На шарнире поднятия Махо—Эрге суммарная амплитуда неизвестна, вероятно, она более 500 м, судя по высоте террасы Зеда Агара.

На территории с. Чалахмела, где сохранилось большинство реликтов террас, межтеррасовые интервалы — Д — от VII к I террасе распределены в таком виде:

h (в абс. о.) Д		h(в абс. о.) Д	
VII — 520 м	} 120 м	III ₁ — 150 м	} 40 м
VI — 400 м		III ₂ — 110 м	
V — 300 м	} 100 м	II ₁ — 80 м	} 30 м
IV — 220 м		II ₂ — 60 м	
III ₁ — 150 м	} 80 м	I — 55 м	} 20 м
	} 70 м		} 5 м
Общая глубина врезания 470 м. Пойма — 50 м			

Современный профиль эрозии реки Аджарисцкали—Чорохи относительно полог на интервале Ваио—Кеда (0,006), к югу крутизна усиливается до 0,01, местами достигая 0,018—0,02, резко ослабевает в окрестностях с. Чалахмела до 0,002, и увеличивается к слиянию Чорохи и Аджарисцкали (0,026). Далее вниз по течению, по тахеометрическому профилю уклон дна долины выполаживается между с.с. Эрге и Махо (0,002-3), почти выравнивается (0,0005) в окрестностях с. Тхилари, но вниз по течению усиливается до 0,0026, затем до 0,0035. В устье Чорохи уклон кривой эрозии нарастает до $0,0055 \left(\frac{11,1\text{м}}{2\text{км}} \right)$.

По литературным данным, долина Чорохи—Аджарисцкали на рассматриваемом интервале прорезает две антиклинальные складки в среднеэоценовой толще вулканогенных пород (П. Д. Гамкрелидзе, 1949). Морфометрическими наблюдениями нашими устанавливается крупная антиклинальная структура, на которой построен Тирала-Мульванетский гребень. По амплитуде поднятия он соответствует морфоструктурам 4 порядка. Ось складки проходит в полосе с.с. Махо—Эрге, отличающейся наибольшим углублением долины и выполаживанием современного днища ее. Крылья основной структуры осложнены вторичными складками, которые выявляются и в изменении падения слоев среднего эоцена на коротком интервале с восточного азимута на западный.

Развитие с нижнего плиоцена основной Тирала-Мульванетской антиклинальной структуры вызвало выравнивание протяженных разноциклических террас (большее для древних, меньшее для молодых), наряду с более интенсивным прорезанием их рекою в глубину. Однако, выполаживание восточных отрезков древних и современного профилей эрозии на территории с.с. Ваио—Кеда, вместе с коротким усилением крутизны современного днища долины западнее полосы выполаживания (между с.с. Кеда и Акварета), а также уменьшение межтеррасовых интервалов последней, это явные признаки проявления развивающейся синклиальной структуры³².

³² При пересечении рекою живой антиклинали, профиль современной эрозии постепенно выполаживается, почти выравнивается на своде складки, но на противоположном крыле уклон кривой резко нарастает. Пересекая развивающуюся поперек дну долины синклиналь, профиль современной эрозии усиливает крутизну на крыле складки, размытом выше по течению, затем выполаживается в пределах мульды и вновь делается круче на другом крыле структуры.

Заканчивая описание геоморфологии междуречья Риони и Чорохи, следует в нескольких словах остановиться на следующих ее особенностях: в горной части Гурии, как и в Аджарии, широко развиты фрагменты высоких равнин. Ряд из них, помимо описанных нами, корелятных плиоценовым и постплиоценовым осадкам, отмечается на уровне 760—620 м над с. Аджарисцкали, на склонах и вершинах гор Киблисти и Эрге; на близком уровне почти на несколько км выровнен рельеф на правом берегу Губазеули—Смартлигора; сохранились равнины на высоте 1079 м (г. Ахалшени) и 1280 м — на западном склоне г. Намцвареви (правобережье р. Тбети). Плоскости выравнивания на этажах 752—900 м, 1380 м и 1920—1960 м высоты описаны С. С. Кузнецовым и Н. К. Трифоновым (1935). На некоторых из них — красноземы латеритного выветривания. По убеждению этих авторов, поверхности высоких равнин в своей морфологии запечатлели формы древних пенепленов, сохранившихся среди чуждого им глубоко расчлененного рельефа.

Высокий выровненный рельеф Аджарии, как и платообразные формы Абхазии — результат, в основном, нивелирующей работы древних (плиоцен — нижн. плейстоцен) рек и моря. Но террасы, сохранившиеся по-этажно, от горного района к морскому побережью, один или близкий уровень на большое расстояние, должны быть связаны с вертикальным смещением рельефа на живущих структурах высших рангов, подобно тому, что было описано для долины Чорохи.

Г. История развития рельефа в плиоцен-четвертичное время

Приморская часть междуречья Риони и Чорохи относится к той переходной зоне между полярными вертикальными движениями, где сводовые поднятия Аджаро-Триалетского хребта уже значительно потушены, а погружения по краю Черноморской впадины не столь интенсивны, чтобы утверждать свое господство. Потому и берут верх сживленные дислокации, как пликативные, так и дизъюнктивные, вторичных структур, способствующие преобразованию в плейстоцене и голоцене рельефа, в главных чертах заимствованного с плиоцена.

Гурийская подзона Аджаро-Триалетской складчатой системы продолжает и в плиоцене быть областью накопления морских мелководных осадков, при участии речных выносов с окружающих, неуклонно растущих горных хребтов, сложенных вулканогенно-осадочным комплексом эоцена. Плиоценовый бассейн моря уменьшает свои размеры, однако, наряду с развивающейся регрессией, здесь имеют место и трапсгрессии, не восстанавливающие прежней береговой линии моря.

В нижнемэоценовое море с северо-запада выступал Джуматский мыс, построенный на эоценовых вулканитах. Он испытал, должно быть, еще к началу сармата, поперечный глубокий разлом, по которому обло-

мок суши опустился, образовав полуостров, омываемый сарматским, а затем ниже- и среднеплиоценовыми морями.

Поднятие в конце мзотиса на время освободило Гурию от моря, но верхнепонтическое море вновь покрыло ее, сменившись нижнекиммерийским морем. В него стекали речные потоки, обрывки долинных днщ которых сохранились в рельефе. По ним можно узнать работу рек, предшественниц Риони и Супсы.

Верхнеплиоценовое море значительно сократило свои размеры, представляя, видимо, ряд небольших бассейнов с солоноватоводной фауной, размеры которых к исходу гурийского времени еще больше уменьшились. Реликты верхнекуальницко-гурийского берега опоясывают Джуматский массив, спускаясь от него к западу и юго-западу от 230 до 160 м (от тылового шва к бровке). Таким образом, Джуматский массив был наращен в валахский орогенез Моедани—Кончатско—Монастэрской суши. Линия этого берега была изрезана бухтами большого диаметра кривизны.

В чаудинский век на эту полосу позднейших поднятий трансгрессировало море с северо-запада и юга.

Вдоль Натанебской депрессии чаудинское море проникало в Махарадзевскую впадину, а не исключено, что и северо-восточнее — в Букнарскую котловину (в этом случае надо иметь в виду интенсивный постчаудинский выгиб дна залива, развившийся в межкотловинное поднятие). Чаудинская береговая линия проходит в полосе сел. Багдади, Шемокмеди, Земо-Макванети, огибая территорию высоких террас свх. Анасеули, а в окрестностях свх. Тунгового и с.с. Циклаури и Цхаврока — активно воздымающийся в плиоцен-четвертичное время массив Джиханджури. Отсюда берег моря идет через с. Мухазстатэ на юг (с.с. Бобоквати и Цихисдзири), оконтуривая склоны V Ачквской террасы и вдаваясь небольшим фиордом в окрестности Чаисубани. Далее чаудинское море омывает древний берег Сахалвашо—Карадере—Самеба, очерчивая бухту вдоль сел Ганахлаба, Мосхилаури, Ахалсопели, в которую впадала Палеоаджарисцкали, в верхнем течении, как и Натанеби, заложённая по простиранию складок. Террасы по склонам долины Аджарисцкали определяют возраст ее не позже нижнего плиоцена. Чорохи, прорезающая структуры поперечно, судя по морфологии долины, должна быть очень молодой рекою. Также молода река Натанеби. Появилась она после, или точнее, попутно с регрессией узунларского неглубокого моря. Наоборот, Супса — более древняя речная артерия. Она выработывала долину в чаудинский век севернее поднятого верхнеплиоценового берега, впадая в южную часть Колхидского залива. Останец IV террасы г. Цхемна — свидетель обособленной работы Супсы, когда она была еще ограждена от бассейна Бахвисцкали поднятием древнего берега вдоль вершин Кодори — Катисцихе — с. Земо-Натанеби. От Риони Супсу отделял в то время хребет Сайрао, новейшие поднятия которого следует отнести ко времени с ниж. плиоцена. Формируя долину между г. Цхем-

на и с. Моедани, Супса в начале плейстоцена соединялась с морем на территории сел Бешманети и Ниношвили. Поднятие молодой складки в районе этих сел отодвигало реку к югу. Форма долины и меандрирование Супсы между с. с. Моедани и Шромисубани указывает на затрудненное и теперь движение реки между упомянутой оживленной структурой и активизировавшимся разрывом «Квабис-Сули».

Палеогеографическое развитие Гурийской и Абастумано-Бошаурской зон Аджаро-Триалетской складчатой системы в плиоцене ознаменовалось постепенным отступанием моря к западу и северо-западу. Натанебский глубокий залив несколько сократил в плейстоцене свою протяженность и ширину, оттянув на запад устье впадающей в него Бахвисцкали, притоком которой была тогда Натанеби. Бахвисцкали соединялась с чаудинским заливом ниже с. Пампалеги и тут же, восточнее с. Багдади в нее вливалась Натанеби.

Погружение Махарадзевской синклинали впадины на восточной периклинали Натанебско-Гуриантской депрессии унаследовано не позже чем со среднеплиоценового времени. Оно было причиной длительного заполнения ее морскими осадками и выносами рек, а в карангатское время — речным аллювием до уровня нормальной кривой³³. Погружение по оси синклинали обгоняло абразию и эрозионные процессы, потому поверхности террас разных серий в районе Махарадзе представляют одну результативную плоскость, крутизна изгиба которой постепенно ослабевает от террас предыдущего цикла к террасам последующего. По-видимому, на восточном борту прогиба имеет место погружение поверхности древней террасы под молодую террасу.

Интенсивное поднятие Кодорского и Насакиральского гребней вдоль северного борта Махарадзевской депрессии вызвало воздымание Окроскеди-Цкалцительской ее части, отделившей Букнарскую впадину от Махарадзевской. Активизировавшаяся в связи с поднятием регрессивная эрозия левых притоков Супсы вызвала на исходе чаудинского века перехват Бахвисцкали Супсой.

Подобная же обстановка, обусловленная контрастными движениями соседних участков — массива Джиханджури, с одной стороны, и Чаниетской впадины, втянутой в Махарадзевское погружение, с другой стороны, также вызвала перераспределение речных потоков этой территории.

В общем спокойная эволюция Натанебской депрессии в антропогене оставила признаки макро и микроизменений рельефа под влиянием развивающихся складок разных порядков. С ними связана перестройка гидрографии, в частности, переключение р. Ачисцкали с ее притоками из бассейна Чаниети в Махарадзевский.

Когда основная водная артерия (Палеобахвисцкали), втекающая в Махарадзевский залив в чаудинский век, была перехвачена, ее второ-

³³ Подразумеваются увеличенные мощности.

степенные левые притоки — Натанеби и Бжуджа с их притоками продолжали течь в юмелевший эвксинский, а затем, узунларский морской бассейн. Предкарангатская репрессия потянула за собой на запад этот слитый из трех основных разветвлений поток; он получил самостоятельность в карангатское время, когда ингрессия моря была задержана на западе растущим в окрестностях с. Натанеби поднятием Цвермагальской складки, преодолеваемым попятной эрозией или юбоходимым рекою к югу.

Ареал прогибания Натанебской депрессии в постчаудинское время постепенно сокращался в связи с формированием на крыльях Гуриантской и Махарадзевской структур складчатых новообразований 8 и 9 порядков.

Наибольшие изменения рельеф описываемого района претерпевает от активизации складок, соответствующих морфоструктурам 7 порядка, таким как Цвермагальское поднятие, Махарадзевский прогиб и Хриалетская синклиналичная впадина долины Сефы. В этой последней тенденция прогибания в плейстоцене заимствована с плиоцена. Создавались условия для аккумуляции мощных осадков чаудинского, древнеэвксинского, и, наконец, узунларского морей. Лишь с карангатского века синклиналичная впадина Сефы стала заполняться речными наносами.

Цвермагальская возвышенность — пример не только дислокации и воздымания на значительную высоту чаудинского шельфа, но и позднейших вертикальных движений поперечного характера.

Сравнивая террасу Цвермагала с частью чаудинского берега, сохранившегося к востоку от нее в окрестностях с. Земо-Натанеби обрывками плато на уровне 105 м, мы отмечаем приподнятость ее над ними на 15 м. Если же учесть постепенное сбавление амплитуд восходящих движений структур и поверхностей выравнивания к черноморскому берегу, то надо признать, что Цвермагальская терраса поднята не менее чем на 50 м «выше нормы», а общее ее поднятие с чаудинского времени — 120 м.

Приподнятость молодых террас в меридиональной полосе поднятия Цвермагала позволяет отнести его к поперечному, складчатого характера. Им, по-видимому, и обусловлено усиление до $\angle 45^\circ$ падения к югу южного крыла Цвермагальской складки чаудинских осадков на южном склоне одноименной возвышенности (вблизи родника). Поперечные движения Цвермагала осложняют Натанебско-Кончататскую продольную структуру 6 порядка, отличаясь от нее молодостью и меньшей амплитудой поднятия.

Геоморфологические исследования долины Чорохи обогащают нас фактами разнообразных генетических форм рельефа. Но динамику его в общем развитии района помогают представить: 1) морфометрический метод, выявивший величину плиоцен-четвертичных вертикальных движений при интенсификации основных структур — Тирала-Мульванет-

ской антиклинали и синклинали Кеда—Ваио; 2. метод тахеометрического профилирования, уловивший и зафиксировавший непрекращающееся по сей день «дыхание» складчатых структур, прорезаемых долиной.

На поверхности террасовых рядов долины Аджарисцкали-Чорохи отразились деформации также и вторичных складок, осложняющих основные структуры 4 порядка. Но если интенсификация последних с нижнего плиоцена обусловила выравнивание профилей террас разных этажей, иначе говоря, выгибание их плоскостей на крыле воздымающейся структуры (вместе с заметным прогибанием на оси синклинали Ваио), то с развитием складчатых новообразований связана волнистость террасовых поверхностей и долинного ложа.

Глубина прорезания долины рекой с нижнего плиоцена близка амплитуде поднятия главных структур этого района³⁴. На своде Тирала-Мульванетской складки оно будет наибольшим — более 500 м, в пределах синклинали Кеда—Ваио — наименьшим — 330 м. Межтеррасовые интервалы от верхних террас к нижним убывают, но при постепенности этого снижения имеют место скачки между III₁ (древнеэвксинской?) и III₂ (узуларской) террасами, а также между II₁ и II₂ (ранне и поздне-карангатовской?).

Наличие нескольких уровней молодых террас указывает на многократность в этой складчатой зоне импульсов горообразования.

Выполаживание кривой эрозии в полосе пересечения долиной свода живущей антиклинальной структуры повторяет явления, ранее наблюдавшиеся нами в долинах рек Маджарки, Хипсты и др. Различие здесь лишь в масштабе и степени изгиба профилей эрозии террасовых рядов. Долговременное прерывистое воздымание Тирала-Мульванетской антиклинали «выламывало» поверхности высоких террас, делая их более пологими, чем поверхности позднейших террас, испытавших кратковременные деформации. Потому на отдельных участках рассматриваемых интервалов долины крутизна уклона изменяется обратно-пропорционально номеру террас.

Поднятие складки весьма незначительно в настоящее время, чтобы изменить режим реки. В то же время оно достаточное, чтобы несколько замедлить ее течение в полосе пропиливания свода антиклинальной структуры и чтобы увеличить скорость потока в устье, где уклон речного русла усиливается падением западного крыла складки.

Уклон речной поймы не всегда соответствует уклону коренного дна долины. Если на этом последнем отражены изгибы, вызванные молодой тектоникой, то река, как известно, стремится нивелировать их, срезая положительные формы и заполняя наносами впадины. Углубление рус-

³⁴ Ввиду того, что они сами являются осложнением на крыльях структур высшего порядка, надо предполагать, что углубление речных долин не компенсирует поднятия. Чем ближе к своду антиклинория, тем больше врезание будет отставать от общего поднятия; в пределах свода глубинная эрозия будет наименьшей.

ла Аджарисскали до 42 м глубины, по данным В. Э. Ливенталя, объясняется недавним поднятием долинного ложа.

Усиление крутизны кривой современной эрозии в устье Чорохи могло быть результатом размыва подводным течением речной дельты, что, усиливая в устье падение вод, способствовало бы врезанию реки в собственные наносы попятной эрозией. Но этому противоречат вышеизложенные факты о закономерных изменениях уклонов террас и современного дна долины, обусловленных живой тектоникой. Именно она и явилась причиной размыва подводной дельты Чорохи.

III. МОЛОДАЯ И ЖИВАЯ ТЕКТНИКА В РЕЛЬЕФЕ СИНКЛИНАЛЬНЫХ ДЕПРЕССИЙ КАРТЛИ

В этой главе дается очерк геоморфологии и преобразования рельефа в связи с оживлением структур в восточной зоне межгорного прогиба Грузии. При всем различии геологического строения и рельефа восточного и западного прогибов Грузинской глыбы, мы находим в них явные черты сходства. Развивающиеся синклинальные структуры причерноморской полосы образуют более или менее вытянутые продольно, неглубокие депрессии, наложенные на область развития складок мезокайнозойских отложений определенного характера, свойственного тому или иному району. Ширина и глубина депрессий нарастают к оси западного прогиба — к Колхиде.

В пределах рассматриваемой части внутренней Картли широкие продольные депрессии, наложенные на область интенсивно складчатых третичных отложений, также увеличивают, но более резко, свою ширину и глубину с севера на юг к оси Тирифоно-Мухранской депрессии, с одной стороны, и с запада на восток и юго-восток — к наибольшему прогибу Куринской впадины, с другой стороны.

Ввиду того, что в описываемом районе на различном геотектоническом фоне группируются генетически связанные между собой факторы формирования рельефа, то классификация его по типам и подтипам будет такова:

I подзона рельефов, выделенных на кайнозойском чехле зоны Восточного погружения Грузинской глыбы.

1. Комплекс скульптурно-эрозионных форм на складчатых неогеновых породах.

2. Комплекс аккумулятивно-эрозионных форм синклинальных депрессий;

а) поверхность склонов на крыльях синклиналей неогеновых отложений;

б) поверхность аккумулятивной равнины, выработанной на мощных четвертичных отложениях.

II подзона рельефов, выработанных на древнем складчатом основании переходных зон Грузинской глыбы, по северному и южному ее бортам.

Наиболее широко развита в районе I подзона, объединяющая продольные хребты и долины, выработанные на складках неогеновых отложений. Являясь, в основном, областью преобладания процессов эрозии и денудации над аккумулятивными процессами, она дает на отдельных участках преимущественное развитие аккумулятивных форм — продольные долины, являющиеся древними областями накопления речных отложений. Для них характерно, что они как-бы нанизаны на структурные линии субширотного простирания, состоя из обособленных звеньев, вытянутых двумя параллельными полосами. В южной — находится Мухранская долина с ее продолжениями: на востоке — Сагурамской долиной, на западе — Окамской, отделенной небольшим поднятием от Тирифонской депрессии. В северной (параллельной Мухранской долине) полосе расположены: Базалетская равнина; на западе от нее Мчадиджварское расширение долины Нареквави; на востоке — расширенная в районе Булачаури Арапвинская долина, еще восточнее — Керианткарское расширение с оползнем, и, наконец, долина Эрцо.

В южной цепи расширений Мухранская котловина является самой глубокой.

Обе полосы разделены хребтами: Сатибским и Мисакциельским и восточным его продолжением — Дид-Марелиссери и Кунтассери. С юга южную полосу котловин опоясывают: Гоготисери с его продолжением на западе — гребнем Тохтымта—Цлеви—Квернаки, а на востоке — Сагурамсмта и гора Ялно. Склоны обоих краевых гребней изрезаны системой поперечных оврагов, более глубоких по южным склонам хребтов. Прикрытые мощным делювием, северные склоны чаще вовлекаются в значительные оползневые смещения.

Из всех перечисленных форм наше внимание будет сосредоточено на морфологии синклинальных долин.

1. МУХРАНСКАЯ ДОЛИНА

Черты морфологии. Мухранскую долину, как мы уже знаем, с севера и юга окаймляют антиклинальные хребты С-З простирания. Заключенная между ними равнина напоминает трапецию, вытянутую по диагонали на 18—20 км от Ксоврисского ущелья до Нацхорского. К востоку от Арагви продолжением равнины служит полого наклоненная на запад Тедзамская равнина, а к западу от Ксани — вытянутая в северо-западном направлении Ксанская терраса, прислоненная к склону выровненного рельефа, разделяющего Мухранскую и Тирифонскую долины. Ширина долин, прорезающих краевые гребни, изменяется от 0,5 до 2 км, местами же она менее 100 м.

Таким образом, главной особенностью морфологии Мухранской долины является наличие расширенного бассейна с выходящими из него узкими ущельями.

По внутренним склонам Мухранской долины выделяются три яруса террас: высокая V терраса на северном краевом Сатиби-Мисакциель-

ском гребне занимает уровень с запада на восток от 1000 до 900 м; на южном гребне Гоготисерии (Схалтба) ее высота колеблется от 933,4 м до 910 м. Превышение над Арагвой северных фрагментов 410 м, южных — 450 м.

На склонах V террасы врезана по берегам Арагви ступень IV (баку) террасы на уровне 700 м; на восточном окончании Мисакциельского гребня превышение ее над рекой 165 м, а в районе Сагурамо, на левом берегу реки — 220 м. Восстановленный по останцам на склонах высокой Ахалдабской равнины профиль IV террасы поднимается к западу до 770 м, а в районе с. Оками — до 859,7 м; отсюда спускается к с. Игоэти до уровня 803,5 м, а далее к западу — до 746,8 м (Самтависская терраса) (рис. 39). Северо-западнее, в районе с. Карапила, поверхность IV террасы вновь поднимается до 784,5 м. В этом направлении она продолжает постепенно и плавно повышаться до уровня 900 м, где, по-видимому, в условиях локального развития вторичных структур, сливаются плоскости V и IV террас. Далее на северо-запад восстановленная по обрывкам поверхность высокой террасы от 900 м (с. Цинакари) поднимается до 960 м (с. Бершуети).

III терраса развита неотчетливыми реликтами ступеней: на левобережье Арагви, ниже с. Цицамури на высоте 500 м (превышение над рекой 50 м); по левому берегу Нареквави, над с. Дзалиси (под кладбищем) — на относительной высоте 40 м; по западному склону Мухранской долины (правобережье Ксани) протяженным узким уступом на высоте 620 м (превышение над рекой 44—50 м).

Уступы II надпойменной террасы отмечены были на высоте 15—20 м в виде отдельных небольших обрывков лишь в ущельях рек Арагви, Нареквави и Ксани, прорезающих Сатиби-Мисакциельский гребень. Только на правобережье этой последней, на территории с. Ламискана II террасу представляет протяженный (более 2 км) обрывок площадки на высоте от 710 до 690 м. Относительная высота его поднимается вдоль реки от 20 до 25 м с севера на юг. Терраса Ламискана лежит в полосе прогиба Самтависской IV террасы и факты о их деформации описаны ниже.

Удивляет отсутствие II террасы в собственно Мухранской долине. Возможно, она прикрыта в нижних частях рельефа шлейфами делювия и конусами овражных выносов. Но не исключено, что поверхность ее погружена вдоль овала прогиба под аллювий широко распространенной I надпойменной террасы этих депрессий. В таком случае о существовании II террасы может напомнить лишь более крутой уклон дна долины по его краю, могущий быть уловленным инструментально.

Но высоко поднятые над уровнем современных рек останцы старых террас еще не говорят нам о том, что рядом с ними существуют области опускания, в которых террасы, представлявшие когда-то одно целое с упомянутыми обрывками, погружены ниже уровня реки. Для этого надо искать иных свидетелей, реагирующих на вертикальные подвиж-

ки района, каковыми являются останцы террас меридионального или близкого ему простираения, на описании которых мы позже остановимся.

В рельефе западной части Мухранской долины обращает внимание его приподнятость к северо-западу — к поднятию Игоэти. Например, более приближающийся к нормальному уклон плоскости древней террасы на Мисакциельском гребне изменяет свой уровень с запада на восток от 967 до 900 м на 4,5 км расстояния, т. е. $K=0,015$. Но западный отрезок кривой усиливает уклон до $0,03 \left(\frac{33 \text{ м}}{1,1 \text{ км}} \right)$. Аналогичный излом

испытывает кривая эрозии IV террасы на склоне Сатиби-Мисакциельского хребта. Поднятая на своде Окамской складки от 803,5 до 859 м, поверхность ее более пологая — 0,012 (рис. 29).

Днище ксанской ложбины от с. Игоэти к юго-востоку — к реке Ксани изгибается в таком виде: 0,025—0,016—0,003. Морфология этой ложбины позволяет отнести ее к древней эродированной поверхности, подвергшейся позднейшей деформации. Судя по уровню, она принадлежит к IV террасе, испытавшей в западной части позднейший выгиб на Игоэтском поднятии, в восточной — более ранний прогиб по оси Мухранской долины. Эти процессы, как видно, опережали эрозионную работу, потому плоскости разноименных изгибов сохранили, в общем, плавные очертания.

Четко оконтуренные уступами, останцы террас восточной части Тирифонской долины протягиваются на восток, переходя в террасы Игоэтского межкотловинного поднятия. Здесь более высокие древние террасы расположены по северному краю рассматриваемой территории, а к югу к ним последовательно примыкают ступени более поздних циклов эрозии. Это свидетельствует о принадлежности обеих котловин и участка, соединяющего их, к единому эрозионному профилю на соответствующей той или иной террасе стадии эрозии. Поверхность упомянутой IV террасы на участке Игоэтского поднятия располагается между двумя рядами высоких террас: на севере этот ряд представлен, как уже было сказано, останцами днища последовательно отступающей к югу реки субширотного направления (террасы в районе сел Ваке, Зардиаанткари, Кодисцкаро, Карапила). Вытянутые вдоль северного склона Тирифонской долины, эти ступени прослеживаются на восток, окаймляя Мухранскую долину с севера.

На юге Игоэтский район обрамляется высоким гребнем, являющимся продолжением южного краевого хребта Тирифонской долины. Протягиваясь на восток, он оконтуривает Мухранскую долину с юга.

Но как изменяются профили современной эрозии трех поперечных рек Мухранской долины? Надо заранее сказать, что наиболее глубоко врезана из них Арагви. На том интервале, где она углубляет русло на уровне от 535 до 480 м, Ксани и Лехура углубляются на отметках от 650 до 550 м, что служит показателем не только специфики тектони-

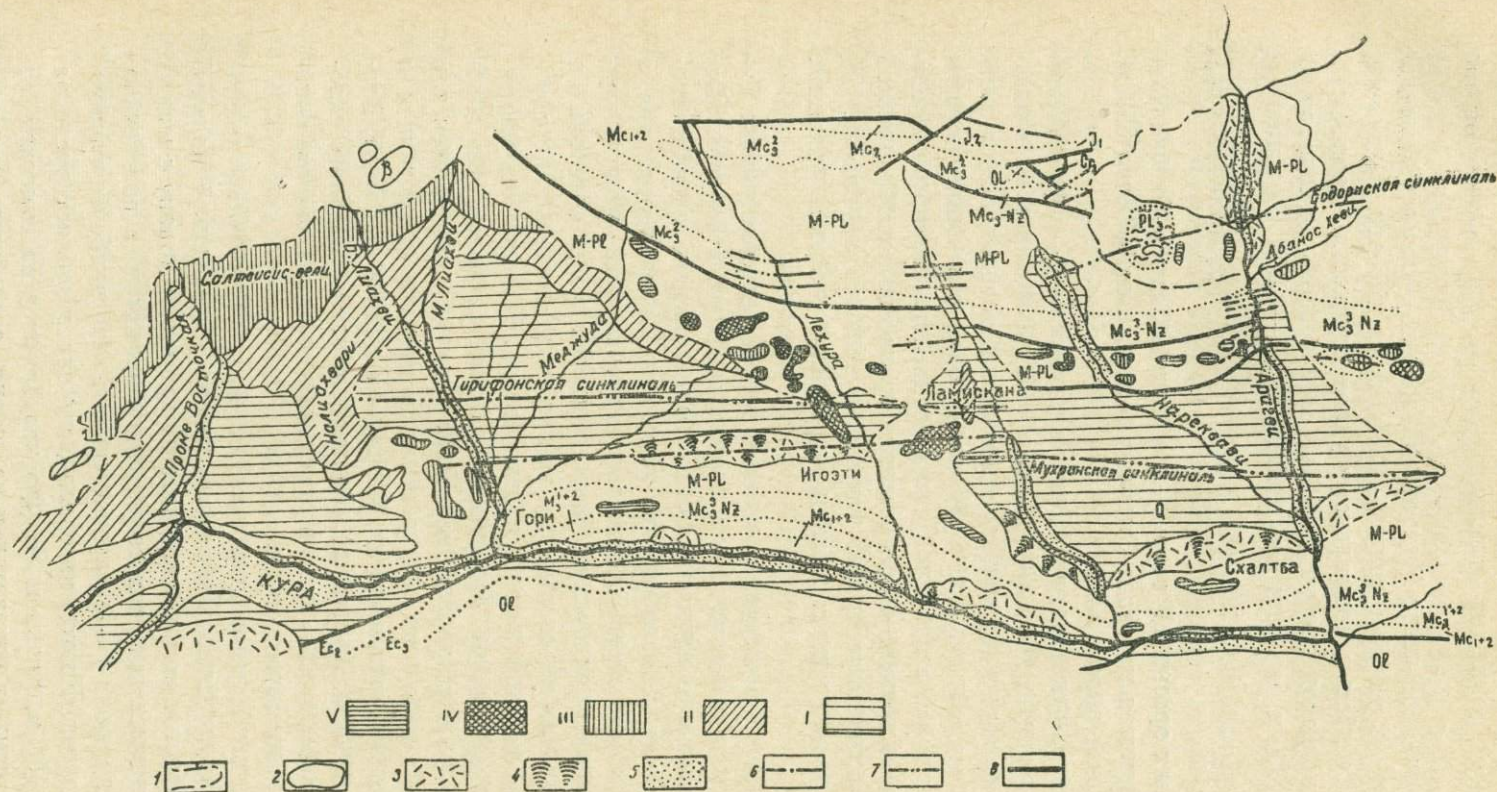


Рис. 29. Схематическая карта морфоструктур Тифлиско-Мухранской депрессии.

(Геологическая основа составлена по данным Д. А. Булейшвили, М. И. Варенцова, П. Д. Гамкрелидзе, Г. М. Дондуа, И. Р. Кахадзе, В. П. Ренгартена, С. С. Чихелидзе и наблюдений автора).

Южный склон Б. Кавказа: I_1 — лейас — сланцы и песчаники, I_2 — байос — порфиритовая свита, S_3 — сенон — известняки, мергели, конгломераты, E_2 — ср. эоцен — мергели, песчаники, брекчии, O_1 — олигоцен — песчаники, гипсоносные глины, Mc_{1+2} — ср. и н. миоцен — песчаники, гравелиты, известняки, Mc_3^{1+2} — н. и ср. сармат — песчаники с прослоями глины и известняков, $Mc_3 Nz$ — в. сармат — нацхорская свита, $M-PL$ — миоценоцен — душетская свита, β — базальт. Северный склон Триалети: — E_2 — ср. эоцен — пестроцветная свита, E_3 — в. эоцен — грубозернистые туфобрекчии, O_1 — олигоцен — глины. Террасы от V (верхнеплиоценовой) до I (голоценовой): 1 — прогнутые, 2 — обособленные; 3 — делювий, 4 — оползни, 5 — пойма, 6 — оси антиклиналей, 7 — оси синклиналей, 8 — тектонические разрывы.

ческой обстановки района их дренирования, но и значительной молодости этих рек.

Уклоны современного профиля эрозии с севера на юг таковы: Арагви — 0,01 — 0,0037 (осевая часть долины) — 0,007 (южная часть); Ксани — 0,006 — 0,009 — 0,01 (с. Ламискана) — 0,008 — 0,01 (с. Мухрани) — 0,008—9, Лехура — 0,06—0,025—0,05—0,03—0,01 (с. Ахалшена) — 0,007 (с. Квемо-чала) — 0,019 (с. Самтависи) — 0,01 (с. Игоэти) — 0,03 — 0,04 (с. Ргваличала) — 0,01.

По изгибам кривых современной эрозии этих рек мы судим о том, что тенденция контрастных вертикальных движений, издавна свойственная району, сохранилась до настоящего времени. Основные же нарушения нормального профиля этих рек вызваны прогибанием Мухранской синклинали депрессии и поднятием Окамской антиклинали. Они выразились: 1) в синклинальном изгибе профиля эрозии Арагви по оси Мухранской долины; 2) в выполаживании профилей эрозии Ксани (Одзисский отрезок) и Лехуры (Игоэтский отрезок) на северном крыле и своде Окамской антиклинали; 3) усилением крутизны профилей эрозии Ксани, на южном крыле этой структуры, Лехуры — в полосе поднятия антиклинального гребня Цлеви; 4) в усилении крутизны кривой эрозии р. Ксани против с. Мухрани, там, где рельеф ее правобережья втянут в Игоэтское поднятие.

Геологическое строение. Также как и продолжающая ее на западе Тирифонская депрессия, Мухранская долина выработана в синклинали, сложенной постсреднесарматскими осадками континентального типа (молассы), обнаженными по обоим гребням котловины. Это — накопления терригенного материала, сносимого реками с растущих хребтов Большого и Малого Кавказа (Н. Б. Вассоевич, 1936; Л. В. Когошвили, 1955).

Гартискарская свита по южному борту Мухранской долины представлена преимущественно конгломератами, величина галек которых увеличивается к востоку. Нацхорскую свиту слагают песчаниково-суглинистые фации с подчиненным количеством прослоев конгломератов. На северном борту различие двух этих свит нивелируется, так как в разрезах той и другой преобладают конгломераты. Здесь, по долине Ксани, с юга на север увеличивается размер галек. Слои в этом направлении постепенно выполаживаются от 40° до 26, а севернее до 15°; отмечается также выполаживание пластов конгломератов в склонах долины снизу вверх. Восточнее, по берегам р. Нареквави постсреднесарматские слои представлены чередованием конгломератов и песчаников. Еще восточнее — в долине Агдгомилианткари уже чередуются пачки глин, песчаников и конгломератов. Роль последних вверх по разрезу увеличивается. К востоку — к Арагви мощности пластующихся пачек описываемых разновидностей возрастают.

Постсреднесарматские молассы в Мухранской долине, в большинстве, немые. Лишь на правом берегу Ксани у с. Тваури в песчаных гли-

нах кирпичного цвета, пластующихся с валунными конгломератами гартискарской свиты, автором найдены кости позвоночных, среди которых Л. К. Габуния определил *Hipparion* sp. (cf. *garedzhicum*), *Gazella* sp., *Giraffidae* Gen. (?), отнесенные им к мэотису.

Изученные автором керны скважин гидрогеологического бурения позволяют восстановить разрез миоплиоцена в Мухранской долине, в общих чертах, в таком виде: крупногалечные конгломераты из аркозовых пезчаников, известняков и порфиритов с запада на восток — к с. Дзалиси — обогащаются суглинками и песчаниками. Материал с глубиной мельчает. Среднюю часть долины (окрестности с. Мухрани) слагают крупногалечные конгломераты с прослоями и пластами суглинков, местами битуминозных, с остатками растений. Роль суглинков преобладает в верхней половине вскрытого скважиной разреза миоплиоцена (ниже 275 м); с глубиной количество их уменьшается, возрастает мощность конгломератов и размер галек. Для этого интервала характерна горизонтальная слоистость и сланцеватость суглинков (вызванная диагенезом), распределение в том же направлении плоской сторонной гальки и послойное скопление песчинок, а также раковин геликсов, чего не наблюдалось в суглинках верхней части скважины, относимых к четвертичным осадкам. По-видимому, здесь — в средней части Мухранской долины — горизонтальное напластование конгломератовой толщи, приуроченной к мульде синклинали.

По разрезам скважин, южную часть долины (территория с.с. Дзвели-Канда—Церовани) слагают переслаивающиеся конгломераты и суглинки, реже — песчаники.

В восточной окраине Мухранской долины на левом берегу Арагви, в окрестностях сел Сагурамо, Джигаура. Бицменди и Галавани миоплиоцен представлен, в основном, крупногалечными конгломератами с прослоями и линзами суглинков и песчаников.

Несмотря на однообразие терригенных осадков в разрезах долины, изменения его состава подчиняются определенной закономерности. Детальные работы автора (1955), а также анализ данных опорного бурения Грузнефти позволяют сделать вывод, что древнее русло главной речной артерии в миоплиоцене проходило ближе к южному борту Мухранской долины. Основные области размыва и сноса осадков лежали по обоим берегам этого бассейна.

Работу размыва и переотложения, главным образом, производили многочисленные, разные по силе и площади деятельности, речные и временные потоки на обоих склонах межгорного прогиба. Они соединялись с крупной рекой, следующей на восток — к слиянию с морским заливом. В ее бассейне могли происходить распределение и грубая сортировка поступающего с бортов депрессии терригенного материала.

Своеобразие разреза миоплиоценовых отложений в средней части Мухранской долины (участок дренирования р. Нареквави) можно объяснить таким образом: в миоплиоценовое время на месте современной

Нареквави протекала речка, прорезавшая севернее полосу развития нацхорской свиты и тогда еще не продвинувшая свое верховье за ее пределы — на склоны, сложенные конгломератовой толщей. Продукты размыва нацхорской свиты речка откладывала в виде конуса выноса на территории Мухранского прогиба.

Согласно данным детальным работ в Тирифоно-Мухранской депрессии (Л. В. Когошвили, С. С. Чихелидзе, 1951—53 гг.), в южном борту ее мощность терригенной толщи с запада на восток возрастает: для нацхорской свиты от 900 до 1200 м (междуречье Лехуры и Арагви), для гартискарской — от 1000 до 1400 м. В северном борту депрессии, ввиду обогащения нижних частей постсреднесарматских осадков галечным материалом, разделить литологически нацхорскую и гартискарскую свиты не удается; потому вопрос об изменении мощностей толщи на севере не может быть решен только посредством построения разрезов. По работам геологов треста Грузнефти здесь устанавливается значительное увеличение мощности конгломератовой толщи (от 1500 до 2500 м), против чего возражал С. С. Чихелидзе (1954), считая, что при подсчете мощности не учтена значительная дислоцированность осадков.

По-видимому, участок наибольшего прогибания нацхорской и миоплиоценовой толщ Тирифоно-Мухранской депрессии лежит в Мухранской долине и, именно, — на меридиане с Мухрани. Интенсивное погружение в этом овале продолжалось и в четвертичное время, так как именно здесь в мульде, сложенной миоплиоценом, установлена наибольшая глубина залегания четвертичных осадков депрессии.

Но какова тектоника неогеновых слоев в Мухранской долине и окрестностях?

На северной периферии развития неогена небольшая вторичная волнистость проявляется вблизи надвига нижнего и среднего сармата на миоплиоцен (Душетский район). Однообразное падение постсреднесарматских слоев на север мы связываем с сильно сжатой синклинальной складкой, опрокинутой к югу. Южное крыло этой складки круто наклонено в полосе с.с. Одзиси—Чопорта, где обнажается антиклиналь нацхорских слоев, разорванная широтным надвигом. Они наведены с севера на юг на миоплиоценовые конгломераты, которые смяты в несколько асимметричных вторичных складок, с наклоном осевых плоскостей на север. От р. Ксани к Арагви усиливается интенсивность сжатия этих складок, и в оросительных канавах правобережья Арагви наблюдалась в этих осадках флексура.

Во внутреннем борту депрессии по южным склонам Сатибского и Мисакциельского хребтов слои конгломерата имеют падение на юг, местами с большой крутизной (50—60°). Южное крыло синклинали (по южному борту депрессии) отличается спокойным моноклинальным падением постсреднесарматских осадков на север ($\angle 25^\circ$), лишь на внешнем борту депрессии падение усиливается.

Итак, охарактеризованные по бортам депрессии структуры несомненно отражают своей формой и ориентированностью влияние складчатости Большого и Малого Кавказа. Расширенные плоскодонные синклинали с крутым падением крыльев — это уже типичные структуры Грузинской глыбы (А. И. Джанелидзе, 1942).

Взгляды на геотектоническую природу Тирифоно-Мухранской депрессии различны. Ссылаясь на большие мощности неогеновых осадков, Н. Б. Вассоевич (1936) склонен относить участок Эрцо (часть молассовой зоны³⁵, согласно его концепции, представлявшей в сарматское время и в начале плиоцена обширную депрессию) к геосинклинали второго порядка.

Представления о геосинклинальном характере района высказал в 1954 г. и М. И. Варенцов.

Анализ данных детальных исследований как в Мухранской, так и в Тирифонской долинах говорит в пользу концепции П. Д. Гамкрелидзе (1953) о превращении домиоценовой области воздымания Тирифоно-Мухранской суши в межгорную депрессию.

Приуроченность ее к зоне погружения Грузинской глыбы сообщила морфологии структур развитых здесь осадков облик покровной складчатости в виде широких синклиналей брахиструктурного типа, разделенных узкими антиклиналями.

Принадлежность к Грузинской глыбе не определяет «статичности» этой зоны. Она принимает участие в складкообразовательных процессах и эти процессы не закончились для раскрытых структур района даже в четвертичное время, вызывая их дальнейшее сжатие. С результатами такого позднейшего оформления складчатости района мы и знакомим читателя.

Аллювий террас. Изучая его, мы узнаем черты, унаследованные от миоплиоцена, когда исследуемый район входил в обширную область накопления молассов и обломочный материал ему поставляли молодые хребты Большого и Малого Кавказа.

Более или менее уцелевшие останцы древних террас мы встречаем на внутренних склонах Мухранской долины. По Схалтбскому хребту высокую эрозионную террасу маскируют интенсивные оползневые явления, развивающиеся на северном склоне. Однако, вдоль крутого южного склона Схалтбискеды можно видеть горизонтально залегающие на дислоцированных гартискарских конгломератах слои песчаников и суглинков с прослоями галечников и гравелитов, мощностью около 10—12 м. Они отчетливо видны в обрыве левого берега Куры над монастырем Шю-Мгвиме. Их можно отнести к останцу древнего аллювиального покрова V террасы Схалтбского хребта (верхний плиоцен) (рис. 30).

³⁵ Под молассовой зоной Н. Б. Вассоевич понимает всю зону Эрцо, вместе с прикуринской полосой, выполненной третичными отложениями, главным образом, неогеном.

Высокая терраса Мисакциельского хребта еще более обширна, чем предыдущая. Крутое падение миоплиоценовых конгломератов в сторону долины, как и в предыдущем случае, вызывает по внутреннему склону депрессии оползневые явления. В некоторой степени это отражается на микрорельефе площадки, занятой с. Ахалдаба. Аллювиальный по-

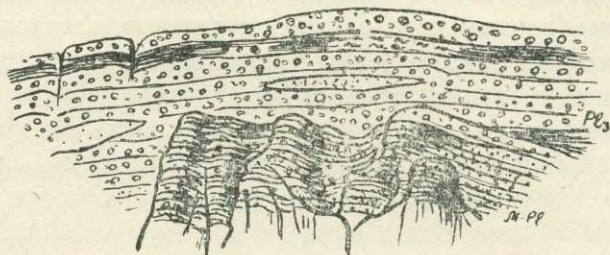


Рис. 30. Обнажение южного склона Схалтбского гребня.

кров террасы на основном склоне не вскрыт; он обнажается лишь в верховье оврага Агадасхеви в окрестностях с. Ахалдаба: несортированные конгломераты, чередуются с песчаниками. Под ними на одном определенном уровне склона отмечается выклинивание грунтовых вод, соответствующее, по-видимому, выходу коренной подошвы четвертичных ссадков под с. Цихевдави.

Более молодые террасы Мухранской долины характеризуются галечниковой россыпью на площадках. В ряде случаев, по петрографическому составу, удается определить их принадлежность к покрову террасы.

I — надпойменная терраса, сложенная галечниками, имеет широкое распространение. Ее прогиб весьма отчетливо намечается по данным бурения. Коренная терраса или подошва аллювия погружена теперь ниже современного дна Мухранской долины.

На коренную террасу наложена разноцикличная аккумулятивная терраса, отложенная реками в условиях погружения первой. По оси депрессии глубина залегания аллювия около 270 м, в окраинных частях — 10—20 м. Эта наложенная терраса пропилена в настоящее время Арагвой на глубину 10 м.

Результаты гидрогеологической разведки бурением рисуют геологию погребенных под дном Мухранской долины четвертичных отложений в таком виде: в западной ее окраине до глубины 35—50 м залегают несортированные галечники, в материале которых преобладает аркозовый песчаник. В северной периферии Мухранской долины представлены галечники несортированные, мелкие; размер галек увеличивается с глубиной. Иногда отмечается чередование суглинков и про-

слоев гравия. В составе материала преимуществом пользуется известняк (с. Дампало). Аналогичный разрез, лишь с бóльшим содержанием прослоев суглинков, отмечается восточнее — под с. Дзалиси. В южной части Мухранской долины (с.с. Дзвели-Канда—Церовани) вскрыто до глубины 50—54 м переслаивание суглинков, рыхлых песчаников и галечников, состоящих из аркозового песчаника и известняка. Суглинки имеют неоднородное сложение; в них — включения галек.

Восточнее (окрестности Чилистави), четвертичные отложения представлены однообразным чередованием суглинков, песчаников и галечников. В восточном разрезе Мухранской долины — по берегам Арагви преобладают гравийно-галечные образования.

Иным разрезом характеризуется средняя часть Мухранской долины: в пределах села Мухрани скважиной пересечено, примерно, до глубины 63 м, чередование галечников и неоднородных по слоению суглинков, с преобладанием последних. Ниже — мощность галечников увеличивается, суглинков — уменьшается. В составе материала преобладает известняк; аркозовый песчаник играет второстепенную роль. Заполнителем является как песчаный, так и суглинистый материал.

Если в изученном нами керне конгломератов нижней части разреза (предполагаемый миоплиоцен) часто встречалась галька с остатками прочного цемента, то этого не было отмечено для конгломератов верхней части разреза, отнесенной нами к постплиоцену: здесь имеют место в большинстве — «чистые» и менее уплотненные галечники, иногда же со следами минерального цемента, обусловленного характером гипергеза.

Нельзя игнорировать и вопросы изменения техники бурения при углублении скважин в «коренные» конгломераты, что также помогает установить глубину залегания четвертичных осадков. Но особенно важно опереться на гидрогеологические признаки: осадки верхней части разреза, пересеченного скважинами, отличаются обильной водоносностью и содержат ряд выдержанных в горизонтальном направлении высокодебитных горизонтов воды. Нижняя же часть разреза или резко снижает свою водоносность или вовсе не обнаруживает ее. Незначительный дебит и характер химического состава вод отложений этого интервала позволяют сопоставить его с миоплиоценовыми отложениями, водоносность которых была нами детально изучена в районе во время съемочных работ (1954).

Отделяя в скважинах плейстоцен от миоплиоцена по гидрогеологическим признакам, мы руководствовались следующими обстоятельствами:

1. Молассовая толща неогена в силу своих диагенетических свойств, а также тектонических дислокаций, испытала послонное уплотнение и достаточную упаковку материала, что обусловило для нее слабые водопроницаемые свойства. Небольшое увеличение водообильности этой толщи связано с верхней зоной выветривания, где развита трещиноватость, способная на небольшую глубину поглощать в себя атмосферные осадки. Не исключается возможность некоторого обогащения водой верхней неглубокой зоны миоплиоценовых конгломератов в мульде синклиналей, вблизи контакта с водообильными осадками.

Родники из неогеновых толщ, превышающие расход в несколько десятых долей литра в секунду, могут питаться лишь водами глубоких тектонических разрывов, пересекающих эти отложения.

2. Воды четвертичных осадков наиболее водообильны в районе по своим коллекторским свойствам, благодаря рыхлости, неуплотненности преимущественно галечных образований, а также, возможно, потому, что, отложенные в движущейся водной среде, они характеризуются укладкой³⁶ материала, удобной для циркуляции вод.

Признаки молодой тектоники. Наряду с перечисленными выше данными о увеличенной мощности погребенного на дне депрессии аллювия, указывающей на молодое развитие ее прогиба, приведем в доказательство этого последнего еще один факт: наклон к северу коренного основания аллювиальной террасы по левому берегу Арагви в южной части долины. На зарисовке этого обнажения (в 1 км к северу от начала сужения долины Арагви — Нацхорского ущелья) видно, как подошва аллювия изгибается к северу в соответствии с ослаблением падения слоев миоплиоцена от 58 до 30° с юга на север. Этот изгиб сопровождается разрывом. В результате общей деформации развивается система трещин, из которых перпендикулярные напластованию являются зияющими. Мощность аллювия увеличивается в сторону выполаживания конгломератовых слоев от 3 до 5 м (рис. 31).

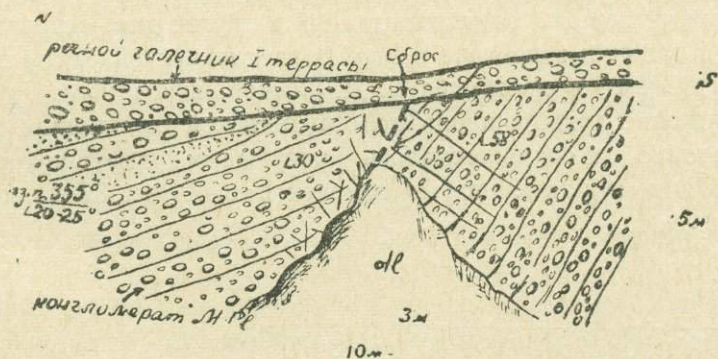


Рис. 31. Наклон к северу коренной подошвы 1 террасы Арагви в южной части Мухранской долины

5 м мощность аллювия той же террасы разведана скважиной в северном сужении долины Арагви, в окрестностях с. Чопорти. А выше по течению реки, вблизи акведука, уже в пределах вторичной синклинали, мощность аллювиального покрова возрастает до 18 м. К востоку она быстро уменьшается.

Учитывая уклон коренного основания террасы в местах его обнажения, мы приходим к выводу о небольшой крутизне изгиба коренного дна подземного водного бассейна у восточной окраины котловины. Большая крутизна его (по данным разведки) в северном краю Мух-

³⁶ Еще не нарушенной процессами раздавливания.

ранской долины в окрестностях с. Мисакциели, вызвана, по-видимому, тектоническим разрывом. Наибольшая глубина дна Мухранского грунтового бассейна находится на оси синклинали, примерно, в полосе с.с. Мухрани — Цилкани — 260—270 м. Геометрически восстанавливая изгиб коренной террасы по наблюдаемому ее уклону, мы приходим к тем величинам мощности аккумулятивного покрова, которые установлены и геоморфологическим путем.

Таким образом, материалы разведки в Мухранской долине и сопоставление их с детальными наземными наблюдениями дают основание для следующего заключения:

Аллювий террас в ущельях, поперечно пропиливающих краевые хребты, залегает на горизонтальном срезе дислоцированных миоплиоценовых конгломератов. Этот горизонтальный срез испытывает постепенное плавное опускание к оси раскрытой синклинали, вместе с увеличением в этом направлении мощности аллювиального покрова.

На участках максимального прогиба коренного дна долины, погребенный четвертичный аллювиальный галечник книзу непрерывно сменяется подстилающими миоплиоценовыми отложениями; литологическое сходство с последними, а также увеличенная мощность указывают на унаследованность условий прогибания и характера осадконакопления от предыдущего времени.

Согласный переход одних отложений в другие дает основание предполагать о наличии в прогибе в верхах гартискаарской свиты плиоценовых осадков, как это предвидел П. Д. Гамкрелидзе (1953).

Погружение долины вдоль оси Мухранской синклинали не протекало спокойно, а сопровождалось разрывами, нарушившими и I террасу. Один из примеров был отмечен выше. Рис. 32 иллюстрирует

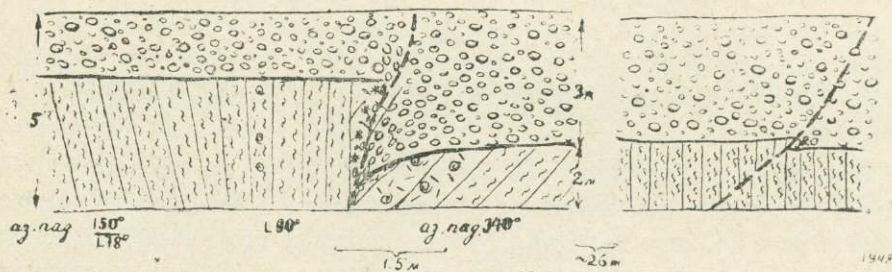


Рис. 32. Разрывы террас в долине Арагви.

два параллельных сброса, секущих левобережную I надпойменную террасу в Нацхорском ущелье Арагви. Более отчетливо выражается северный сброс (в 26 м от южного). Разорваны аллювий террасы и подстилающие его глинистые песчаники и сланцы, содержащие среднемиоценовую фауну.

Поднят северный блок сброса (на 1,5—2 м). В обоих крыльях нарушения галька вблизи плоскости сместителя наклонена в сторону последней, местами же ориентирована вертикально (по длинной оси). Некоторые гальки вдавлены в нарушенные слои поднятого крыла.

2. ТИРИФОНО-САЛТВИССКАЯ ДОЛИНА

Как и вся Тирифоно-Мухранская депрессия, она изучалась рядом исследователей, главным образом, в последние десятилетия (Грузгеолуправление, Геологический институт АН ГССР, трест Грузнефти). Геологические и геоморфологические наблюдения, начатые автором в 1947—48 гг. в Мухранской долине, были продолжены в последующие годы к западу и востоку от нее. Велись они в тесном контакте с Грузгеолуправлением, преследовавшим цель изучения региональной гидрогеологии района, с применением разведочного бурения. Исследованиями охвачен обширный район между реками Чератхеви на западе и Иори на востоке, с одной стороны, и Курой и широтным предгорным хребтом Б. Кавказа, с другой стороны. С 1951 по 1953 г. в работах принимал участие С. С. Чихелидзе.

Рельеф. Равнинную часть Картли на левом берегу Куры между Дзирульским массивом и бассейном Лехури обычно именуют Тирифонской депрессией.

При более точном подразделении, собственно Тирифонской является равнина, находящаяся между реками Лехурой и Большой Лиахви. Западная же оконечность котловины, ограниченная Большой Лиахви и Восточной Проне, носит название «Салтвисисвели» на севере и «Налиахвари» на юге. Всю эту равнину от Игоэтского поднятия до Восточной Проне мы в дальнейшем будем именовать Тирифоно-Салтвисской.

Равнину дренируют, пропилив узкими поперечными ущельями краевые гребни, неглубоко врезаюсь руслами в ее поверхность, реки Большая и Малая Лиахви, Меджуда, Бершоула и другие. На южной окраине долины водные потоки сливаются, впадая в Лиахви. Сама Лиахви, узко прорезав хребет Квернаки, соединяется с Курой.

Тирифоно-Салтвисская долина имеет форму остроугольного треугольника, контуры которого определяются простиранием краевых хребтов. Остроугольная вершина его на востоке примыкает наискось к долине Лехуры. Здесь современное дно котловины образует слабый перепад к востоку от Тирифонской к Мухранской долине. Поверхность же большей части Тирифоно-Салтвисской равнины имеет уклон к юго-западу и югу, в зависимости от направления современной эрозионной деятельности рек Лиахви и Меджуды с их притоками.

Большую роль в исследованном районе играют речные террасы, как приподнятые (на склонах долины), так и погребенные (под современным ее дном). Первые изучены непосредственно, и являются важ-

ными свидетелями для восстановления недавней истории долины. Сведения о вторых — погребенных террасах — строятся как на результатах разведки, так и посредством косвенных данных.

Останцы древних террас врезаны на внутренних склонах окаймляющих Тирифоно-Салтвисскую долину гребней, образуя ступени на более высоком уровне, на низком — платообразный рельеф. Террасы приурочены к пяти уровням, возвышаясь над поверхностью наиболее молодой I надпойменной террасы на 15—20, 50, 80—100, 200 и 500 м. Ввиду того, что подобные террасовые площадки характерны для всего района исследований, а величина превышения их над поверхностью I террасы выдерживается на значительном расстоянии, их можно считать II, III, IV, V и VI надпойменными террасами. Они, в основном, соответствуют террасам, выделенным П. Д. Гамкредидзе (1949) для правобережья Куры.

В Тирифоно-Салтвисской долине террасы выработаны на северо-восточном и западном ее склонах. На южном внутреннем склоне, вдоль хребтов Цлеви и Квернаки, интенсивные оползневые процессы, развивающиеся по падению гартискарских слоев, маскируют следы былой эрозионной деятельности (рис. 33). О ней свидетельствуют останцы тер-



Рис. 33. Высокая терраса Цхвилосцихе с оползневыми склонами.

расы на вершине гребня. Лишь по южному склону Квернаки, прорезанному Курой, сохраняются отчетливо выраженные уступы террас различных циклов эрозии, в частности, высокой V террасы (верх. плинтоцен).

Не менее важны с точки зрения геоморфологии Тирифоно-Салтвисской долины ступени IV и III надпойменных террас на северном ее склоне в ущелье Большой Лиахви, или синхроничные террасы Восточной Проне и по склонам Малхазис-Цвери.

Обширная Тирифоно-Салтвисская равнина является поверхностью наиболее широко развитой аккумулятивной террасы, соответствующей уровню I надпойменной террасы района. Поверхность эта наклонена по течению современных рек, и лишь по южному краю долины в

районе с. Бербуки она испытывает обратный уклон, переходя в более высокую II надпойменную террасу.

Итак, наиболее существенным в морфологии Тирифоно-Салтвисской котловины является наличие широтно распростертой равнины, ограниченной террасированными склонами. Ступени террас в западной ее части вытянуты поперечно, а в северо-восточной — продольно. Террасы эти не прерываются на Игоэтском участке, а продолжают через него, связывая генетически Гирифонскую и Мухранскую долины.

Геология. Тирифоно-Салтвисская долина представляет тектоническую мульду, сложенную гартискарской толщей миоплиоцена. Нижняя часть этой структуры скрыта под четвертичными осадками равнины, а крылья обнажаются на склонах северного и южного краевых хребтов.

Основываясь на ряде разрезов миоплиоценовых отложений по бортам Тирифоно-Салтвисской долины, можно заключить, что во всей этой полосе литологический их состав, в основном, выдержан по простирацию, при резком фациальном изменении отдельных горизонтов и линзовидной форме пластов. Гартискарская свита представлена конгломератами, гальки которых образовались за счет размыва, преимущественно, пород эоцена, мела и лейаса. Цементом служит суглинистый и песчаный материал. Конгломераты чередуются с песчаниками и суглинками, количество и мощность пластов которых в верхней части разреза уменьшается. Размер терригенного материала увеличивается вверх по разрезу.

Подстилающая миоплиоцен нацхорская свита верхнего сармата развита, главным образом, в северном борту депрессии, где ею сложены ядра небольших коротких антиклиналей. Литологически она представляет собой чередование песчаников, суглинков и гравелитов, реже — конгломератов. В восточной части Тирифоно-Салтвисской долины нацхорские слои приподнимаются, вместе с поднятием свода короткой антиклинальной складки, и в Игоэтском районе залегают неглубоко под выступающими на поверхность низами гартис-

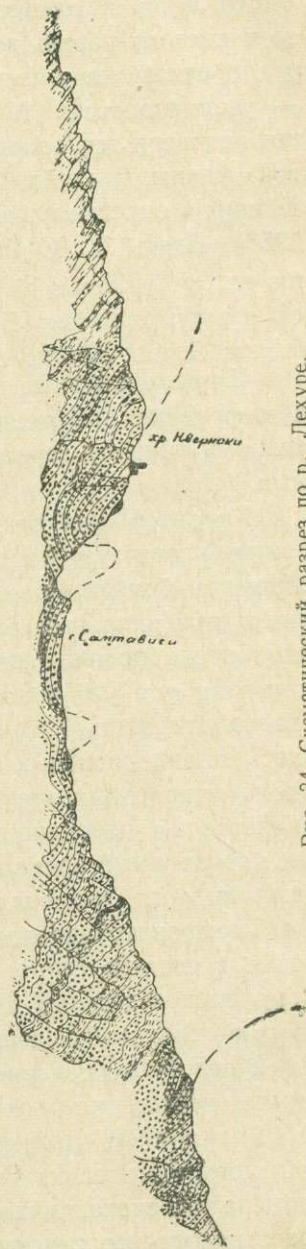


Рис. 34. Схематический разрез по р. Лехуре.

скарской толщи (рис. 34). Мощность как нацхорской, так и гартискарской свиты, подсчитанная нами по разрезам вдоль северного и южного бортов депрессии, возрастает с запада на восток. В этом же направлении изменяется и литологический состав: если в западной части, по берегам Лиахви, развиты однообразные конгломераты валунного типа, то к востоку разрез делается пестрее за счет переслаивания конгломератов, суглинков и песчаников. Участие суглинков к востоку — к Игоэти — увеличивается. Миоплиоценовый возраст конгломератовой толщи подтвержден открытием нами богатого комплекса гиппарионовой фауны в верхней части свиты, в северном борту Тирифонской долины в окрестностях с. Аркнети (Л. В. Когошвили, О. А. Сепашвили, 1953). Здесь Л. К. Габуния были определены мезотические *Tragocerus ex. gr. leskevitschi* Boris., *Phronetragus arknetensis* Gabunia, *Gazella cf. gaudryi* Schlosser, *Dicrocerus solomeae* Gabunia, *Hipparion* sp. cf. *garedzicum* Gab. и многие др.

Широко развиты в Тирифоно-Салтвисской долине и по ее бортам четвертичные отложения. Они, в большинстве, относятся к аккумулятивному покрову террас, обособленных по склонам долины и погребенных.

Характер четвертичных отложений определяется, в основном, широким развитием на описываемой территории конгломератов. Это в огромном большинстве галечники: элювиальные, делювиально-оползневые и аллювиальные, разных циклов речной деятельности. В таких условиях очень осложняется разграничение тех и других и утрачиваются критерии для установления области размыва материала и путей его транспортировки. Кроме того, в условиях преимущественного развития здесь миоплиоценовых конгломератов и при отсутствии обнажений вдоль террасовых уступов, в ряде случаев, трудно было установить, является ли поверхность террас аккумулятивной, или она представляет эрозионный срез коренных пород, выраженных в сходной фации. В решении этого вопроса помогло петрографическое изучение конгломератов Тирифонской долины, показавшее заметное или значительное различие в составе террасовых и миоплиоценовых конгломератов. К примеру, на поверхности IV лехурской террасы в составе галек преобладают обломочные известняки сенона, тогда как коренные конгломераты, обнаженные по склонам этой террасы, состоят в большинстве своем из песчаников эоцена.

Аналогичная картина наблюдается для высокой, четко выраженной морфологически, террасы Квернакского хребта. В коренных конгломератах, слагающих ее склоны, среди галек главную роль играют известняково-мергелистые породы (70%), на втором месте находятся эоценовые песчаники (около 25%), остальное составляют песчаники среднего миоцена и авгитовые порфириды среднего эоцена. Однако, в сложении покрова этой террасы, который представлен в рельефе характерным увалом, принимают участие гальки, главным образом, пор-

фиритов, диабазов и альбитофиров (комплекс пород, размывавшихся к западу и северо-западу от описанного района).

Состав древних террасовых конгломератов на рассматриваемой площади изменяется в зависимости от местоположения террасы; той закономерности в распределении компонентов, которая отмечена для гартискарских конгломератов, здесь не наблюдалось, по-видимому, в связи с участием в террасовых отложениях материала, переотложенного из гартискарских слоев. Так, в обрыве II надпойменной террасы по левому берегу Куры на территории с. Урбниси 60—70% галек конгломератов состоит из авгитового и роговообманкового порфирита, остальное же — известняк и песчаник. К северо-западу от этого участка на территории с.с. Мохиси и Ваке в террасовых конгломератах III надпойменной террасы появляется кварцевый диорит-порфирит, а также андезито-базальт.

Своеобразие петрографического состава террасовых конгломератов, отличающее их от коренных миоплиоценовых конгломератов района, наглядно видно на западной окраине Салтвисисвели, где рекой Восточная Проне и ее правыми притоками размываются III и IV надпойменные террасы. В районе с.с. Цнелиси и Дирби на склоне оврага обнажены горизонтальные пласты конгломерата, в котором 50% количества всех галек составляют порфириты, 30% — приходится на песчаники сарматского типа, а остальное — на известняки и мергели. В миоплиоценовых же конгломератах этой территории 70% составляют песчаники (эоценового типа), 25% мергели и известняки и от 3 до 5% — гальки порфиритов. В ряде оврагов правобережья Проне, склоны которых закрыты делювием, родники, располагаясь на одном гипсометрическом уровне, обозначают линию контакта коренных и террасовых конгломератов.

Эти немногие данные о составе террасовых конгломератов указывают на реальную возможность отделения с помощью метода «подсчета гальки» террасовых отложений от коренных. Основываясь на нем, посредством специальных исследований можно установить области размыва и пути-переноса обломочного материала четвертичными реками.

Главной особенностью Тирифоно-Салтвисской долины является совпадение ее морфологии с тектонической структурой — синклиналию миоплиоценовых отложений, и, именно, — верхней их части. Лишь территория с. Игоэти, разделяющая Тирифонскую и Мухранскую долины, слагается нижними частями этой толщи, выступающими на поверхность.

Как уже было сказано, Тирифоно-Салтвисская синклиналь, сложенная гартискарскими слоями, выполнена четвертичными отложениями. Анализ фактов (полученных в результате бурения) показывает, что мощность рыхлого покрова долины увеличивается от периферии к ее оси как в поперечном, так и продольном профилях. По оси депрессии

этот покров, исходя из литолого-гидрогеологических и геоморфологических предпосылок, должен достигать толщины порядка более двух сотен метров. Такое количество осадков могло скопиться лишь в своеобразных условиях развития депрессии. Н. А. Канделаки (1942) совершенно прав, допуская, что в западной части Картлийской равнины погребены отложения нескольких циклов эрозии (этот вопрос будет рассмотрен позже).

Литологический характер четвертичных отложений, заполняющих Тирифонскую мульду, как видно, является унаследованным — в общих чертах они соответствуют гартискарским слоям, повторяя то же фациальное изменение с запада на восток: в западной части долины — в Салтвисисвели — господствуют галечники валунного типа, восточнее, в средней части долины отмечается переслаивание галечников, суглинков и песчаников, примерно, в равном соотношении, но с более мелким терригенным материалом; в восточной части Тирифонской долины суглинки с галькой преобладают над прослоями мелкого галечника и песчаника.

В целом, для осадков характерны линзовидное залегание, косая и неправильная слоистость, предпочтительно развитые в северной и южной окраинах долины.

Характер литологии четвертичных образований не отвечает современным очертаниям Тирифоно-Салтвисской долины. Его скорее можно было бы объяснить, учитывая морфологические особенности котловины, в связи с деятельностью системы рек. Отложения в западной части долины, видимо, накопились мощной водной артерией без резких нарушений ее гидрологического режима. В то же время осадки в восточной части долины несут черты частой смены условий в период отложения материала основным водотоком: то приносился обломочный материал за счет интенсивного размыва берегов, сложенных конгломератами, то накопились мелкозернистые фации, роль которых в восточной окраине долины преобладала. Последнее можно связать с длительными запрудами реки на этой территории.

Наряду с упомянутыми основными водотоками, в аккумулятивной работе участвовали также и второстепенные ручьи и временные ливневые потоки, конусы выносов которых распределялись по окраинам долины.

Тектоника. Черты строения Тирифонской долины определяют ее тектонической природой. Внешняя часть северного борта долины — предгорье Большого Кавказа, — как известно, слагается изоклинальными складками, опрокинутыми на юг и разорванными рядом надвигов, которые к югу ослабевают и затухают, наряду со смягчением складчатости в этом направлении. Влияние складкообразования Б. Кавказа с севера на юг постепенно убывает, и во внутренней части северного борта Тирифонской депрессии, наряду с линейными складками, наблюдаются небольшие куполовидные структуры покровного харак-

тера, возникновение которых обусловлено наличием здесь погруженного жесткого субстрата.

Во внутренней части северного борта депрессии, по северному краю широких синклиналей Тирифонской и Мухранской тянется полоса широтно вытянутых мелких асимметричных складок, наклоненных к югу. Степень их сжатия увеличивается к востоку.

Севернее этой полосы на большое протяжение вытянута антиклиналь, в западной части сложенная среднесарматскими отложениями (Громская складка), на востоке — верхнесарматскими слоями (Одзиси-Чопортская складка). Эта антиклиналь надвинута своим южным крылом на полосу вышеописанных мелких складок. К северу от нее идут моноклинально залегающие слои миоплиоцена.

Складки внутренней части северного борта Тирифонской впадины в нескольких словах можно охарактеризовать в таком виде: Громская антиклиналь по данным естественных обнажений (С. С. Чижелидзе, 1952) имеет крутое южное крыло ($60-80^\circ$) и более пологое северное ($40-50^\circ$). К югу от Громской антиклинали проходит Икортская синклиналь, северное крыло которой разорвано и смято надвигом. Ее продолжением служит синклинальная складка, расположенная на территории с. Абреви. Южнее, в окрестностях с. Зардиаанткари, в миоплиоценовых конгломератах намечается небольшая антиклиналь, быстро погружающаяся у Цхвилосихе к востоку.

К югу от Громской складки находится широкая Тирифонская синклиналь, играющая важную роль в строении Тирифонской долины. Ось этой синклинали на западе, по всей вероятности, лежит в полосе с.с. Цителубани и Дзевера (т. е. примерно, в средней части современной котловины), на востоке же проходит через с. Самтависи и северную окрестность с. Ламискана.

Северное крыло Тирифонской синклинали осложнено небольшими PL_3-Q складками.

Параллельно Тирифонской (Самтависской) складке на юге лежит аналогичная ей Игоэтская синклиналь, отделенная от первой короткой Окамской антиклиналью. Сильно суженная на территории с. Игоэти, Игоэтская синклиналь, расширяясь к востоку, переходит в крупную Мухранскую синклиналь, расположенную в пределах Мухранской долины.

У Тирифонской синклинали, как и Мухранской — пологое падение южного крыла (обычно $20-25^\circ$) и крутое падение северного крыла ($45-60^\circ$ и более), т. е. обе они отличаются морфологическими чертами, свойственными структурам северного борта Тирифоно-Мухранской депрессии. Западная часть Тирифонской синклинали характеризуется весьма пологим воздыманием оси складки к западу (в бассейне р. Проне), в тоже время, восточная оконечность Тирифонской синклинали показывает относительно крутое воздымание ее оси в сторону Игоэтского поднятия, что отразилось в рельефе, морфометрия которого описана была выше.

Южное крыло Окамской антиклинали, вскрытое в канале на южном склоне г. Шавитке, падает на юг под углом 35—40°. Однако, на ее западном продолжении в окрестностях с. Игоэти, в обнаженных стенках оросительных канав замечена была интенсивная дислоцированность слоев гартискарской свиты, поставленные на голову пласты с загнутыми к северу верхушками, вторичные плейчатость и смятие. К западу, южнее шоссе опять можно видеть нормальное залегание крыльев той же, но очень суженной антиклинальной складки — продолжения Окамской антиклинали — которая западнее погружается под четвертичный покров Тирифонской долины. Не исключено, что складка эта продолжается в южном крыле одноименной синклинали. Данные бурения дают основание для таких предположений.

На самой высокой части междолинного Игоэтского поднятия, вблизи развалины Цители Сакдари, в расчистке обнажаются весьма полого падающие (5—10°) на северо-восток и юго-запад суглинки и конгломераты миоплиоцена. По-видимому, здесь, с перегибом в рельефе совпадает сводовая часть складки (рис. 35).

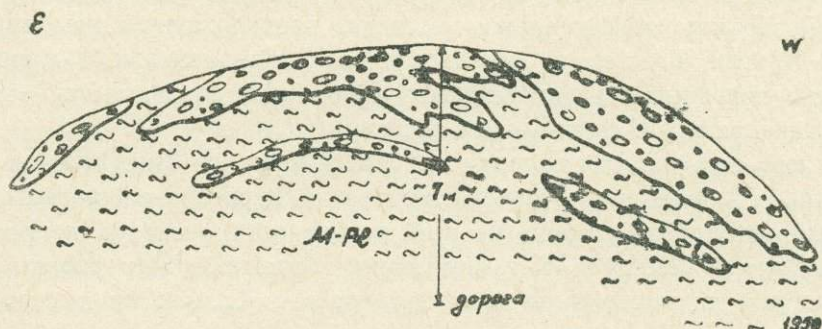


Рис. 35. Антиклинальный выгиб пластов миоплиоценовых конгломератов на Игоэтском поднятии.

Вопрос о характере залегания миоплиоценовых слоев, скрытых под четвертичными образованиями равнины, потребует привлечения косвенных соображений.

Признаки молодой тектоники. Своеобразие морфологии Тирифоно-Мухранской депрессии выражает результат молодых тектонических движений. Поверхности террас, особенно террас поперечных рек, по оси депрессии подвергаются изгибам. Эти поверхности служат своеобразными природными инструментами, регистрирующими направление и интенсивность молодых тектонических процессов.

Весьма существенны для расшифровки природы Тирифонской долины явления, касающиеся морфологии и взаимоотношения террас по северному и южному ее склонам, а также на восточном окончании равнины. Наиболее важны с этой точки зрения наблюдения автора в ущелье Б. Лиавхи, на которых необходимо остановиться подробнее.

На левом берегу этой реки, севернее г. Цхинвали выделяются три надпойменные террасы, представленные останцами галечного покрова, вклиненными в коренной склон на разных высотных этажах. Судя по величине превышения их над уровнем поймы, они относятся к I, III и IV террасам Тирифоно-Мухранской депрессии. Площадка I надпойменной террасы отчетливо выражена и уступ ее, как обычно для этой террасы, хорошо развит. Однако, южнее, у выхода к равнине он размыт. Останец III надпойменной террасы прослеживается по склону долины Лиахви на расстояние около 1,0 км к северу от Цхинвали. Останец IV надпойменной террасы отмечается лишь вдоль уступа платообразной возвышенности, круто обрывающейся к Тирифоно-Салтвисской равнине. Обнажен он на расстоянии 40—50 м (рис. 36).

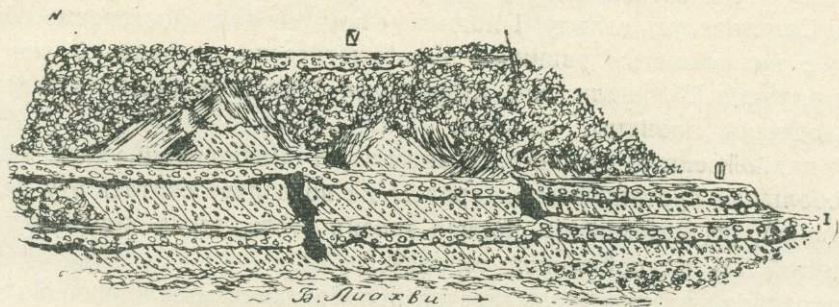


Рис. 36. Деформация террас в ущелье Б. Лиахви.

Коренной террасированный склон слагают отложения гартискарской толщи миоплиоцена, представленные чередующимися мелкогалечными конгломератами и песчанистыми суглинками, с преобладанием первых. Мощность слоев от 3 до 10 м. Материал сортирован, состоит из галек песчаника, реже мергеля и известняка, прочно сцементированных псаммитовым, а участками, суглинистым цементом. Конгломераты падают на юг под крутым углом.

В отличие от коренных конгломератов, террасовые галечники высоких террас плохо отсортированы, нередко включают валуны, беспорядочно расположенные в пласте. Цемент количественно преобладает и представлен средне и крупнозернистым песчанистым материалом с плохо окатанными зёрнами. Древне-аллювиальные конгломераты отличаются от коренных конгломератов также и по составу гальки. Наряду с преобладанием галек песчаников и карбонатных пород, в террасовых конгломератах представлены, обычно в виде валунов, свежие андезито-базальты.

Указанное различие террасового и коренного конгломерата относится ко всем трем террасам. По характеру и составу аллювиального

покрова последние сходны между собой, отличаясь лишь различной степенью цементированности, которая увеличивается от нижней террасы к верхней.

Взаимоотношение террас в этом районе таково:

Ступень I надпойменной террасы к северу от Цхинвали возвышается над поймой на 4—4,5 м, высота коренной подошвы над поймой I м, т. е. мощность аллювия — 3—3,5 м.

Уступ III террасы возвышается над I террасой на 41—42 м. Толщина ее аллювиального покрова — 3,6 м увеличивается до 4,5 м в сторону равнины.

Площадки всех трех террас наклонены к югу: I — с пологим уклоном 0,005; III — более круто — 0,025 в северной части, уклон усиливается к югу до 0,03, а у выхода на равнину — до 0,034.

В двух-трех сотнях метров южнее выхода ущелья Лиахви в Тирифоно-Салтвисскую долину, I надпойменная терраса постепенно обливается с поверхностью равнины. Морфологически сливаясь с ней на южной окраине Цхинвали, она, имея более крутой уклон, погружается под плоскость равнины.

IV надпойменную террасу характеризует наибольший уклон около 0,1. Небольшая протяженность террасы не позволяет считать эту величину точной, но, несомненно, кривая эрозии этого цикла круче кривой упомянутой III надпойменной террасы.

Описанное явление указывает на ослабевающую тенденцию воздымания северного борта Тирифоно-Салтвисской котловины в сторону последней, где местный базис эрозии сохранял высокое положение. У выхода ущелья Лиахви в широкую долину, на месте слияния подошвы III надпойменной террасы с поверхностью аккумулятивного покрова I надпойменной террасы, относительное поднятие равно нулю. Отсюда к югу III терраса (цокольная) погружается под наносы I террасы, как было уже отмечено выше, и изгиб ее поверхности, установленный по материалам бурения, указывает, что рядом с районом поднятия лежит зона локального погружения. Ее представляет аккумулятивная терраса — погребенные под современным дном мощные четвертичные осадки разных циклов аккумуляции.

Высокий останец террасы на склоне ущелья Лиахви составлял когда-то одно целое с коренным дном Салтвисской равнины, прикрытым в настоящее время аллювиальным покровом. Они должны были различаться между собой лишь абсолютными отметками своего положения: первый, будучи расположен выше по течению реки, имел некоторое превышение над вторым. Разница усугублялась последовательным прогибанием в пределах Салтвисской равнины коренного дна ее, сnivelированного речной деятельностью еще в плиоценовое время. Четвертичная река интенсивно заполняла наносами прогиб до уровня нормальной кривой эрозии. На это указывает постепенное увеличение мощности террасового аллювия в сторону депрессии.

Большая мощность древне-аллювиальных осадков в пределах Тифуно-Салтвисской долины не является результатом суммирования мощностей террас разных эрозионных циклов. Аллювий увеличенной мощности формировался здесь, в связи с погружением дна, в условиях большей интенсивности осадконакопления и сохранения слоев от размыва (рис. 37).

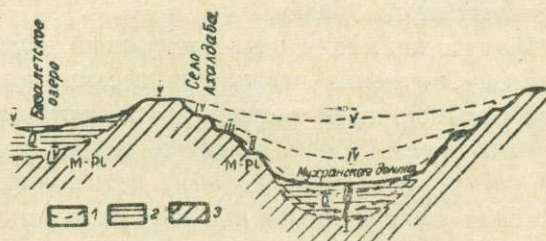


Рис. 37. Этапы последовательного прогибания коренной террасы Мухранской и Бодорской долин: I — продольный профиль эрозии соответствующего цикла, 2 — аккумулятивные осадки прогибов, 3 — миоплиоценовые слои коренной террасы прогибов.

Исходя из величины уклона террасы к участку прогиба на оси депрессии (в 12—13 км южнее Цхинвали), мощность древнего аллювия можно оценить как величину порядка 140—200 м. Это примерно соответствует установленному нами, на основании гидрогеологического и литологического анализа, положению границы четвертичных и миоплиоценовых пород.

Обратимся к другим фактам молодой тектоники района.

По левому берегу Большой Лиахви, на восточном продолжении приподнятых террас возвышенности Малхазисцвери отчетливо наблюдается поднятие к югу II надпойменной террасы; севернее она слита с поверхностью I террасы, представляющей современное дно Тифунофонской долины. Приподнятым оказался также южный край террасы под с. Бербуки. Она возвышается над поймой ручья Бершоулы (в его приустьевой части) на 11 м, что соответственно отражено в гипсометрии поверхности террасы. В овраге, прорезающем южную ее оконечность, обнажены крупногалечные конгломераты, песчаники и суглинки гартискаарской свиты, падающие на северо-восток под $\angle 30-45^\circ$. Их поднятие в приустьевой части Лиахви, как видно, является следствием вторичной тектонической дислокации на южном крыле Тифунофонской синклинали. Это и повлияло на гидрогеологическую обстановку в низовьях ручья Бершоулы, благоприятствуя бурному выклиниванию в этой полосе вод Тифунофонского прунтового бассейна.

Поднятие дна долины к югу в полосе Малхазисцвери — с. Бербуки — молодое явление. По всей вероятности, оно по времени связано с Игоэтским поднятием, обособившим Тифунофонскую и Мухранскую котловины. Надо полагать, что это поднятие не исчерпало себя и в на-

стоящее время, вызывая своеобразный изгиб продольного профиля эрозии Куры; уклон его между ст. Скра и Гори 0,0021, тогда как на соседних отрезках к северу и югу от него уклон — 0,0034—0,0037. Это выполаживание кривой лежит в полосе свода вышеописанного поднятия Малхазисцвери. Вероятно, вновь проявившиеся в недавнее время подвижки вызвали в начальной их стадии «вспучивание» дна долины, образовав преграду, которая затрудняет движение реки и ликвидируется ею путем регрессивной эрозии.

Нельзя не обратить внимания и на следующий факт: ручей Бершоула в нижнем своем течении отличается весьма замедленным, спокойным движением водной струи, однако, вблизи устья она неожиданно получает большую скорость. Такое различие между поведением Куры и Бершоулы в полосе поднятия можно объяснить лишь с точки зрения характера наложения речной эрозии на участок вертикальных движений, обусловленных складчатым новообразованием. Как видно, скорость ручья Бершоулы возрастает там, где уклон русла увеличивается на южном крыле поднятия.

Но не является ли это случайным совпадением фактов?

Обратимся к явлениям другого порядка. К югу от Малхазисцвери, по левому берегу Куры обнажается I надпойменная терраса. Коренной цоколь ее представлен породами среднего и верхнего миоцена, аккумулятивный же покров — галечниками, мощность которых между с. Бебниси и оврагом Зан. Деготи на протяжении более 2 км имеет разные значения. Коренная подошва аллювиальных галечников с северо-запада на юго-восток постепенно снижается, приближаясь к пойме р. Куры, а затем поднимается к юго-востоку. С. С. Чихелидзе объяснил это явление дугообразным прорезанием р. Курой наклоненной к югу поверхности коренной подошвы указанной террасы. Однако, морфометрический анализ, пополненный данными бурения, позволяет дать иную трактовку: уклон коренной подошвы аллювия на этом участке резко выполаживается, по сравнению со смежными частями ее поверхности, до 0,0008. Этот пологий уклон кривой древней эрозии отражает небольшое складчатое новообразование на северном крыле молодого поднятия Малхазисцвери. Дислокация сопровождается разрывом небольшой амплитуды, ясно вырисовывающимся в склоне II надпойменной террасы левобережья Куры (восточная окраина с. Бебниси). Взброс сечет по напластованию (аз. пад. $10^\circ < 60^\circ$) среднемиоценовые породы цоколя террасы, а также аллювиальный покров. Восточный блок, как показано на рисунке 38, опущен на 1,2 м. В лежащем боку взброса галечник плотно прижат к коренным породам, и отдельные гальки вдавливаются в песчаник по неровной поверхности нарушения.

Другой разрыв, продольно пересекающий овраг Большого Деготи, непосредственно не наблюдается, но с ним связано более крупное смещение террасы. На правом берегу этого урочища, вблизи впадения Б. Деготи в Куру, в нижней части склона вскрыты голубые песчани-

стые глины среднего сармата. Они срезаются на высоте 7 м над поймой горизонтальными слоями галечников с прослоями суглинков (мощностью 11 м). Однако, на левом берегу оврага Б. Деготи коренной цоколь поднят над тальвегом ручья на 12 м; мощность аллювия левобережной террасы — 5,6 м. Т. е. амплитуда смещения террасы — 5,4 м.

Молодые тектонические процессы, несомненно, дают о себе знать на восточной окраине Тирифонской долины, где развиты террасы по берегам поперечной реки Лехуры. Здесь помогли их зафиксировать полуинструментальные продольные профили, построенные по поверхности террас.

IV надпойменная правобережная терраса Лехуры, протягивающаяся вдоль этой реки на несколько километров в северо-западном направлении, испытывает поперечный изгиб: от устья ручья Тортлы (над шоссе) на расстоянии 1800 м ее поверхность наклонена к северу, против течения реки Лехуры (рис. 39). Первые шестьсот метров плато имеет уклон 0,015, следующие полкилометра—0,005, затем против с. Самтависи идет выровненная площадка, за которой севернее следует подъем поверхности террасы уже к северу. Уклон более крутой — до 0,02.

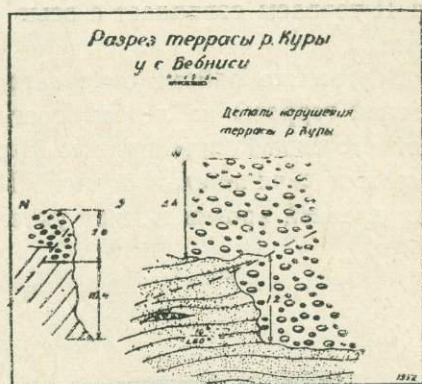


Рис. 38.

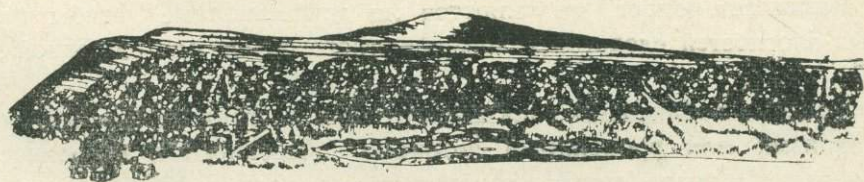


Рис. 39. Изгиб поверхности IV надпойменной террасы р. Лехуры в районе Самтависи.

В этой же полосе северного крыла изгиба лежит останец террасы в окрестностях с. Карапилы. Поверхность ее наклонена на юго-восток, что ясно заметно даже на глаз. Стрела самтависского прогиба (считая от южной оконечности террасы), — около 16 м. Южное крыло ее, как иллюстрирует рисунок, совпадает с южным крылом этой структуры.

Следуя на восток, в южном крыле прогиба Тирифонской синклинали, мы отмечаем более слабый наклон к северу поверхности I надпойменной террасы между с.с. Самтависи и Игоэти (уклон 0,004). Еще восточнее, в той же полосе изгиба IV Лехурской террасы синклинально изгибается поверхность II террасы под селом Ламискана, вдоль правого берега Ксани. В южном крыле изгиба террасовая плоскость наклонена на север с коэффициентом уклона 0,015. К северу она выполаживается до 0,008, на оси изгиба выравнивается, а севернее, в северном крыле изгиба, поверхность террасы круто падает на юг. Ось прогиба II террасы совпадает с осью Самтави́сской (Тирифонской) синклинали.

В этом же районе отмечается деформация поверхности IV надпойменной террасы на левом берегу Орчосанисхеви, вызванная небольшой вторичной синклиналью южнее с. Земокури; еще более наглядно выражен синклинальный изгиб III террасы с. Ахалдаба (рис. 40). Кривая древней эрозии меняет уклон от крыла к мульде от 0,05 до 0,02.



Рис. 40. Синклинальный изгиб террасы Ахалдаба.

Возникает вопрос, не являются ли депрессионные изгибы террасовых плоскостей следствием поверхностного смыва или овражной эрозии?

Полевые наблюдения показывают, что роль горизонтального смыва овражными или временными потоками выровненных поверхностей очень мала в современных климатических условиях. Но в ареале действия оврага, прорезающего террасу, возможны образования нешироких откосов смыва и неровностей на ее площадке. Их всегда можно отличить от плавно и равномерно изогнутых плоскостей деформации террас. Тем более трудно связать с поверхностным смывом образование обратных нормальному уклону террасы площадок.

Лишь боковая эрозия рек и овражных потоков способна значительно изменять рельеф террас. Но она больше сводится в вертикальному обрезанию и обособлению их в виде останцов на склонах долин. Такие, высеченные с боков, обрывки древнего аллювия или эрозионного среза коренных пород до сегодняшнего дня уцелели от размыва и, пережив многие тысячелетия, сохранили начальную свою поверхность.

Рассматриваемые нами террасы нигде не расчленяются глубокой овражной сетью. Несколько незначительных, недавно развившихся балок, врезаются по краям террас, но заметных следов размыва террасового плато они не оставляют. Более того, балки эти не меняют однообразного падения поверхности, которую они прорезают.

Целый ряд фактов геологического и геоморфологического направления открывает нити взаимосвязей, посредством которых утверждаются представления об общих, обусловленных неотектоникой, преобразованиях рельефа исследуемого района.

Для его строения характерна, вновь подчеркиваем, покровная складчатость с широкими плоскими синклиналями и узкими антиклиналями. Сжатие раскрытых складок обусловило погружение вдоль осей Тирифонской и Мухранской синклинальных долин, создавая обстановку для специфической работы в них рек. Но не остается пассивной и антиклиналь между указанными синклинальными депрессиями. Дело в том, что синклинали их не продолжают друг друга непосредственно, хотя морфологически Тирифонская и Мухранская котловины расположены на одной линии. Оси этих структур у их замыкания, на участке с. Игоэти, смещены одна относительно другой (рис. 29). Быть может, это обстоятельство легло в основу своеобразного строения Игоэтского поднятия: разделяющая обе синклинали Окамская антиклиналь сужена в месте сближения последних, будучи как бы сдавлена ими. Активность ее подтверждается следующими фактами: на западной окраине Игоэтского поднятия разведка бурением позволяет построить коренную подошву четвертичного покрова. Она круто наклонена на запад и на территории между изгибом ручья Тортла и с. Цителубани уклон ее равен 0,02. Он соответствует уклону ранее описанного днища Ксанской ложбины, лежащей на оси Мухранской синклинальной депрессии. Таким образом, древняя эрозионная поверхность между Тирифонской и Мухранской долинами наклонена на запад и восток с такой крутизной, которую нельзя связать с выработкой профиля эрозии при статическом положении речного русла. Долинное дно явно выгибается, и, именно, в том месте, где Окамская антиклиналь испытывает наибольшее сжатие периклинальных частей двух синклиналей, а, к тому же, и антиклинали гребня Цлеви на юге (ось которого направлена к с. Игоэти). В условиях горизонтального сжатия и проявляется тенденция к наибольшему воздыманию междолинной складки. Складка эта, погружаясь к западу, продолжается, как нам известно, в южном крыле Тирифонской синклинали. Разумеется, в воздымание Игоэтской структуры не могло быть не втянуто ее западное продолжение. Потому поднятие террасы Шавитке сопровождалось восходящими движениями в полосе Бербуки—Малхазисцвери.

Все сказанное позволяет рассматривать обособление двух, морфологически связанных, котловин Тирифонской и Мухранской как событие недавнего прошлого. Историю их тектонического развития можно

прочсть не только в данных изложенных здесь геолого-геоморфологических исследований и разведки бурением, но и в материалах сейсморазведки, проводимой по целому ряду профилей в восточной части Тирифонской долины трестом Грузнефти. Неопровержимые доказательства дает и общая гидрогеология депрессии, суть которой такова:

На месте перехода узких ущелий северной краевой возвышенности в широкие долины, от пойменных потоков рек отчленяются подрусловые водные струи³⁷, насыщая слои мощного древнего аллювия, прижатого к северным, разорванным молодым разрывом, коренным бортам бассейнов. Образуются грунтовые потоки, текущие к югу или по напластованию (там, где чередуются водоносные и водоупорные слои) или по наклону коренного дна, при однородном составе водоносных осадков. В эти воды втекают вертикально фильтрующиеся из-под русел рек водные струи в пределах расширенной речной долины. В северной части грунтового бассейна, где разрез осадков представлен однообразными галечниками, движутся, растекаясь по коренному дну, «свободные» воды. Южнее они переходят в воды напорного характера (в условиях чередования галечников, песчаников и глин), циркулирующие к югу к области разгрузки. Неоднородный литологический состав водовмещающих осадков, их причудливые формы залегания, часто, линзовидное строение, обусловленные неоднократными изменениями тектонико-гидрологической обстановки накопления аллювия, сказались на циркуляции подземных потоков. Морфологически и динамически это — сложная водная артерия, каждая ветвь, которой отличается не только ей свойственным режимом движения, но и вариациями химического состава воды.

Мы видим, что гидрогеологические процессы в обеих долинах подготовлены плиоцен-четвертичной историей их эволюции, последние страницы которой диктовались живой тектоникой. Возможность выхода на поверхность грунтовые воды получили сравнительно недавно. Для Салтвисского бассейна — тогда, когда Кура глубинной эрозией пропилила юго-западное поднимающееся крыло прогиба между свх. Бебниси и с. Урбниси. Зона разгрузки вод собственно Тирифонского бассейна связана с активизацией вышеупомянутой вторичной узкой антиклинальной складки на южном крыле Тирифонской синклинали. Углубившие в этой полосе свои русла Лиахви и ее притоки открыли выход подземной речке на поверхность. Подобно этому и Мухранский грунтовый бассейн стал выливать свои воды после позднейшего импульса ново-валахской фазы юрогенеза, обособившего I надпойменную террасу рек Арагви и Ксани. Несмотря на более высокое положение современного дна последней, выклиниванию подземного потока здесь способствуют совсем молодые поднятия коренной стенки бассейна на западном замыкании Мухранской синклинали у Игозти.

3. БОДОРНСКАЯ ДОЛИНА

Бодорнская долина находится к северу от Мухранской долины, отделенная от нее Сатиби-Мисакциельским пребнем. Она вытянута параллельно долине Арагви на расстоянии почти 6 км, при ширине более 2 км.

В равнину вдавлена пологая меридиональная ложбина, по краям которой наблюдаются останцы плато на уровне V террасы Мухранской

³⁷ Впервые отмечено в Мухранской долине в 1927 г. А. И. Джанелидзе.

долины — около — 900—940 м; стрела кривизны изгиба поверхности равнины 50—60 м.

Ложбина, занятая озером, находится в южной части равнины. На продолжении ее к северу сохранились вытянутые меридионально обрывки плато по левобережью Душетисхеви на уровне 1010—1020 м (превышение над рекой 398 м). Далее на север уровень фрагментов повышается и севернее г. Душети достигает 1150—1160 м. К ним относится и вершина горы Гургала, сложенная горизонтальными слоями конгломератов, отнесенных В. П. Ренгартемом (1932) к тунцким образованиям. Сnivelированный на уровне 1207 м рельеф отмечается и под с. Мчедлиани (в 4,5 км севернее Бодорнской террасы). Сосредоточенная нивелировка рельефа в этой меридиональной протяженной полосе может быть приписана только эрозионной деятельности реки, когда-то протекавшей в этом направлении (рис. 41). Если восстановить кривую



Рис. 41. Древний, выработанный на уровне V террасы, рельеф Бодорно.

эрозии по фрагментам террасы, то уклон ее с севера на юг к упомянутой ложбине будет равен 0,029. От ложбины уже идет поднятие древнего днища к югу по северному борту краевого гребня. Уклон кривой — 0,04. Усиление крутизны — показатель интенсивности молодого воздымания Мисакциельского хребта. Об этом же свидетельствует и высокая терраса с. Сакрамуло, увлеченная в его поднятие и имеющая высоту 1120 м.

В пользу речного генезиса Бодорнской равнины говорят также рыхлые галечники в горизонтальном залегании, представляющие останец древнеаллювиального покрова, уцелевший здесь в виде небольшого увала на террасовой плоскости, восточнее озера. К аллювию относятся и осадки, заполняющие прогиб ее коренного дна, вырисовывающийся по данным гидрогеологического бурения.

Бодорнская равнина приурочена к синклинали миоплиоценовых конгломератов, южное крыло которых падает под углом от 30 до 40° к северу на северных склонах Мисакциельского хребта. Северное ее крыло, обнаженное в склонах Душетисхеви, проявляет вторичные дисло-

кации, по которым развиваются, как видно, экзотектонические подвижки (рис. 42—43). Мульду синклинали слагают горизонтально залегающие пласты валунных конгломератов «Бодорно», прекрасно обнаженные в окрестностях с. Бодорно (рис. 41). В. П. Ренгартен (1932) отнес их к флювиоглациальным отложениям миндельского времени. Состоят эти конгломераты из галек и валунов, преимущественно, известняка и аркозового песчаника, содержат пласты суглинков и ржавых песчани-

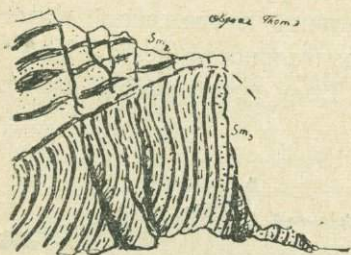


Рис. 42. Молодые дислокации в обнажении склонов оврага Потэ (Душетский район).

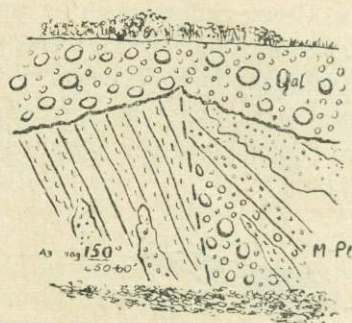


Рис. 43. Дислокации, нарушившие покров II надпойменной террасы в овраге ручья Потэ.

ков. Цемент неоднородный, то суглинистый, то песчаный, сложение в большинстве случаев рыхлое. Это обстоятельство, наряду с горизонтальным залеганием их, давало повод многим исследователям относить конгломераты к постплиоценовым, пока в них не найдены были *in situ* кости позвоночных (Ш. А. Адамия и группа авторов, 1966), по которым Г. М. Меладзе установил понтический возраст.

Кровля Бодорнских конгломератов на одноименной равнине, по данным бурения, чашевидно изогнута до глубины от 58 до 90 м под озерной ложбиной (по линии сел Ундилаантқари—Млаше). По оси Базалетской синклинали глубина изгиба кровли конгломератов Бодорно должна быть наибольшей. Его заполняют мелкообломочные окатанные образования — древний аллювиальный покров Бодорнской террасы. Возраст его не может быть моложе верхнего плиоцена. Этими осадками начинается разрез по скважинам в окрестностях сел Сасиауреби и Ундилаантқари — несортированные мелкие конгломераты из аркозовых и карбонатных пород с прослоями суглинков и песчаников. Мощность древнего аллювия по оси прогиба можно ожидать 110—120 м, исходя из того, что стрела изгиба поверхности этой высокой террасы — около 60 м, а коренная подошва древнего аллювиального покрова, более длительное время подвергавшаяся дислокации, должна обладать большей крутизной изгиба. В этом нам не раз приходилось убеждаться при описании террас в синклиналиных прогибах.

Галечники синклиналиной долины, заполняя ее мульдy согласно напластованию миоплиоценовых (Бодорнских) конгломератов, несогласно режут их на крыльях складки. За пределами Бодорнской равнины нами отмечалось несогласное налегание горизонтальных пластов валунных конгломератов на дислоцированные слои гартискарской свиты в обнажении левого берега Цирдалисхеви (левый приток Арагви). Имеются указания на этот факт и Н. А. Каңделаки (1938). Аналогичные Бодорнским террасовые конгломераты описаны нами и на южном склоне гребня Квернаки (южный борт Тирифонской долины) на уровне V — верхнеплиоценовой террасы.

Итак, существование древней речной поймы с галечным покровом в полосе Душети — Бодорнская равнина не вызывает сомнения. Но отложена она не Палеоарагви, а рекой, параллельно ей протекавшей в верхнем плиоцене западнее древней Арагви. Между ее современной долиной и тем высоким днищем, от Жинвани к Душети протягивается гряда возвышенностей, издавна служившая водоразделом двух долин. На склонах его — ступени террас, из которых самая высокая соответствует уровню поднятой террасы Бодорно. Продольные профили этих днищ соседних палеорек обнаруживают морфометрическое сходство; к тому же, в восточном продолжении прогиба Бодорнской террасы происходит соответственное изгибание древней террасы Арагви на участке с.с. Кочбаантқари—Лопанаантқари.

Контрастные тектонические движения на этой территории отразились также на морфологии долин второстепенных речек. Например, молодое глубокое ущелье Душетисхеви в полосе прогибания сменяется расширенной долиной с чертами старения. Ручей Тинисхеви, прорезающий четвертичные озерные осадки в окрестностях с. Чубиниантқари, производит, на первый взгляд, весьма нерациональную для молодого потока выработку долины, образуя резкие повороты и изгибы перед слиянием с р. Нареквави.

Ряд других явлений также определяется специфической тектонической обстановкой района.

Чашевидное строение коренного дна Бодорнской террасы создает условия для подземного стока грунтовых вод в сторону мульды, также как благоприятствует поверхностному стоку к озеру синклиналиный изгиб поверхности равнины. Это предопределило формирование в верхнеплиоценовых осадках, выполняющих мульдy, сравнительно небольшого подземного бассейна грунтовых вод, которые и выбивают сосредоточенными грифонами, вскрытые овражной сетью в окрестностях озера.

Террасовые конгломераты в западном краю Бодорнской равнины перекрыты черными глинами, переслаивающимися с гравелитами и галечниками (Тинисхеви). Видимая мощность обнаженной пачки 10 м. В разрезе ритмично чередуются слои глин, обогащенных растительны-

ми остатками и перегноем, суглинков и гравийно-галечных образований.

Вероятно, сочетание условий, благоприятных для накопления и разложения растений, устанавливались периодически, потом нарушались увеличенным притоком вод, с привносом грубого материала. Но образование перегноя — близповерхностный процесс (при свободном газообмене). В различных слоях погребенных почв запечатлелось разное положение этой поверхности, что, по-видимому, указывает на периодическое погружение дна котловины. Выходам этих отложений соответствуют самые низкие отметки рельефа равнины. Суглинки протягиваются на север (в районе с. Григолаанткарри сменяясь по простиранию песками, супесями и галечниками), и — на восток, в окрестности с. Лазвиани.

Речная деятельность, местные запруды, временные озера — вот что было характерно для времени формирования этих осадков. Разнообразие их литологического состава, форма и условия залегания делают их сходными с отложениями средней части Мухранской равнины, над которыми они значительно возвышаются в настоящее время.

Аллювиальные отложения северного расширения Арагвинской долины между рч. Абаносхеви и с. Булачаури в разрезах скважин представлены гравийно-галечными образованиями с песчаным исполнителем, с редкими прослоями песков и суглинков. Эти осадки отличаются от Мухранской аккумулятивной террасы большим количеством валунов. Наибольшая глубина залегания коренной подошвы этих отложений, а, значит, и мощность аллювия — около 20 м. Уменьшенная по сравнению с аллювиальным покровом исследуемых тектонических прогибов, она увеличена по сравнению с аккумулятивной террасой ущелий пересекающих краевые хребты депрессий, где мощность аллювия 3—5 м.

С точки зрения последовательности формирования смежных синклинальных прогибов, правильнее отказать от ранее высказанного автором мнения, что Бодорнский прогиб древнее Мухранского. Они — одновозрастны. Поднимающийся с постверхнеплиоценового времени Мисакциельский антиклинальный гребень обособил единую синклинальную впадину на две. Та, что образовалась по северному краю депрессии, обладавшей меньшими амплитудами нисходящих движений, чем в пределах мульды, унаследовала и в позднейшее время эту тенденцию менее интенсивного прогибания. Потому поверхность миоплиоценового цоколя V террасы под оз. Базалети прогнута значительно слабее, чем в Мухранской долине.

4. ДОЛИНА ЭРЦО

Долина Эрцо является восточным звеном в цепи морфологически однородных отрезков долин междуречья Нареквави и Иури, представляя с точки зрения морфологии широкую, плоскодонную и короткую

котловину, продольно дренируемую речкой Адзедзой, правым притоком Иори.

В верховьях Адзедзи долина Эрцо характеризуется пологим уклоном к юго-востоку западного склона, постепенно выполаживающегося в этом направлении и переходящего в современное дно котловины. Форма долины Эрцо — циркообразная на западе, резко суженная — на востоке. Наибольшая ширина ее в западной части — по линии сел Симоми-антхеви—Надокра—Сагдриони — 5 км; в восточном же окончании котловины, в полосе сел Дореулеби—Накалакари, она сужена до 2,5 км (рис. 44).

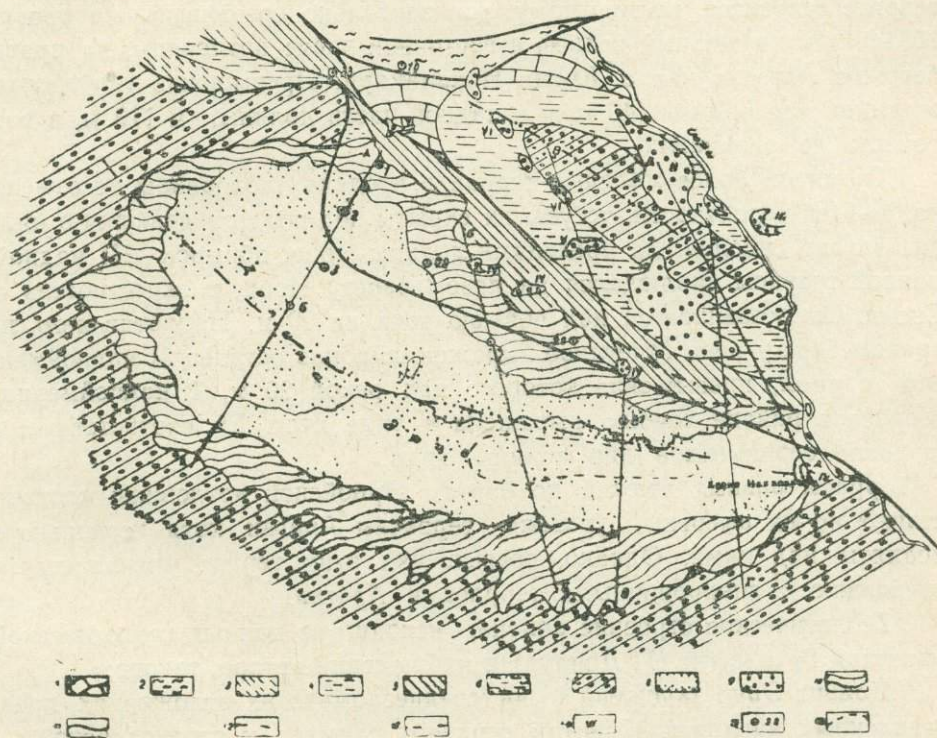


Рис. 44. Геологическое строение долины Эрцо (по данным Н. Вассоевича, Г. Дондуа и наблюдениям автора). 1 — мел, 2 — олигоцен, 3 — ср. миоцен, 4 — н. сармат, 5 — ср. сармат, 6 — в. сармат, 7 — миоценоцен, 8 — аллювий прогнутых террас, 9 — обособленные террасы, 10 — делювий, 11 — линии разрывов, 12 — оси антиклиналей, 13 — оси синклиналей, 14 — номера террас, 15 — бур. скважины, 16 — участок выклинивания грунтовых вод.

По бортам долины Эрцо продольно вытянуты гребни: на юге Дид-Марелисхеви—Кунтассери—Закариастави—Сабадури; на севере — Бокорисцвери и Трилиани с их восточными отрогами, вершины которых горизонтально срезаны. Эти сnivelированные гребни протягиваются в юго-восточном направлении до р. Иори и, по-видимому, их вершинные площадки относятся к останцам наиболее высокой в районе — VI эрозионной террасы с абс. отметками 1370—1360 м. Они воз-

вышаются над поймой на 340—320 м. На юго-западном склоне этих фрагментов расположены ступени V надпойменной террасы. Наиболее широкий останец ее сохранился в восточной части северного борта долины Эрцо, в окружности г. Ванатисмта, на уровне 1280—1260 м. Длина его около 2 км, ширина — 1 км, превышение над поймой Иори и Адзедзи — 190—240 м. Терраса характеризуется сравнительно мощным аллювиальным покровом.

К IV надпойменной террасе мы относим ступени на северном внутреннем склоне котловины над селами: Толенджи (на абсол. высоте 1200 м), Девенаантхеви (1169 м), Ведзатхеви (1151 м). К той же террасе относится, по-видимому, горизонтально срезанный на уровне 1084,6 м возвышенный рельеф в восточной части котловины, на правом берегу Адзедзи над с. Квемо Накалакари. Превышение упомянутых останцов над поймой 140 м, в западной части долины, и 110 м, в восточном ее окончании.

Останцов более молодых террас в пределах котловины не отмечено, по всей вероятности, уступы их скрыты под плащом делювия в нижних частях склонов. За пределами долины Эрцо, обрывок III надпойменной террасы наблюдался на левом берегу Иори, в окрестностях с. Сиони. Он возвышается над поймой реки на 50 м. Напротив него, на правом берегу реки отчетливо выражен широкий останец II надпойменной террасы, превышение которого над рекой 20 м. I надпойменная терраса в районе хорошо выражена в ряде мест. Ей соответствует и широкое современное дно долины Эрцо.

Террасы разных этажей по бортам Эрцойской котловины соответствуют по их высотным уровням террасам Арагви, хотя несколько и подняты над ними. Однако, превышения этих террас уменьшены по сравнению с синхроничными террасами Арагви.

Геологическое строение района, исходя из данных геологической разведки Грузнефти (Г. Дондуа) и наблюдений автора, таково:

Долина Эрцо заложена в постсреднесарматских отложениях, представленных нацхорской свитой верхнего сармата и гартискарской — миоплиоцена. Широкая полоса их развития ограничена по краям выходами среднего сармата и комплекса подстилающих его осадков, обнаженных до мела включительно — на севере, и верхнего эоцена — на юге.

Область развития неогеновых отложений в бассейне Иори, подобно западным районам — междуречью Арагви и Лиахви — характеризуется сочетанием вытянутых продольных складок и коротких широких структур, местами осложненных вторичной волнистостью. Основными из них будут: небольшие Сионская синклиналь нацхорских и гартискарских слоев и, примыкающая к ней на юге антиклиналь Ванатисмта, в ядре которой обнажены средне-сарматские отложения; широкая короткая синклиналь долины Эрцо, сложенная миоплиоценовыми отложениями и выполненная четвертичными осадками; синклиналь.

эта замыкается на западе, восточное же ее продолжение срезано Орхевским надвигом; Орхевский надвиг, проектирующийся на поверхности осложненной линией разрыва северо-западного простирания, срезает слои среднего и верхнего миоцена и надвигает их в юго-западном направлении на миоплиоценовую толщу. В пределах долины Эрцо линия этого разрыва проходит по левобережью Адзедзи от северной окраины с. Симониантхеви до с. Дореулеби и, пересекая Иори, следует по ее левому берегу вниз по течению.

На блок пород, надвинутых по Орхевскому надвигу, в свою очередь, надвинуты с севера в виде чешуй меловые и олигоценые осадки.

К югу от синклинали Эрцо находится короткая Кочбаанская антиклиналь, погружающаяся к западу. На западном продолжении ее оси находится Ахатанская антиклинальная складка, южное крыло которой срезано Чопортским разрывом.

Таким образом, тектоническое строение описываемой территории и здесь определяется принадлежностью ее к восточной зоне погружения Грузинской глыбы, заключенной между двумя складчатыми областями. Плоскодонная синклиналь Эрцо — типичный представитель покровных складок глыбы, испытывающая, в то же время, воздействие со стороны северной складчатой области, выразившееся в опрокидывании складок района к югу по целому ряду надвигов.

Наибольшим распространением на исследованной территории пользуется гартискарская свита миоплиоцена, занимающая пространство от гряды г. Цобона — Бокорнисцвери на севере, до южных склонов гребня Сагурамо—Ялно, на юге. В ряде случаев, эти осадки образуют на указанной площади, при участии нацхорских слоев, короткие вторичные складки широтного простирания.

Литология гартискарской свиты долины Эрцо также проста и однообразна, как и в ранее изученных западных районах. В основном это — конгломераты, чередующиеся с подчиненными пластами суглинков и песчаников, или же это — чередование пачек конгломератов, разделенных суглинками, с пачками суглинков и песчаников, переслаивающихся с маломощными пластами конгломератов.

Разрез миоплиоцена в северном борту долины Эрцо (окрестности с. Сиони) показывает чередование пластов конгломерата мощностью 2,5—3 м, с маломощными слоями суглинков. В конгломерате участвуют валуны, количество которых к северу возрастает.

Материалом для конгломератов служат, в основном, меловые известняки и мергели, и эоценовые песчаники.

По северному склону долины Эрцо миоплиоценовые конгломераты смещены по Орхевскому надвигу и их наличие отмечено лишь в буровых скважинах.

В западной части северного склона долины миоплиоцен снова появляется на поверхности вблизи с. Картлиантцхаро. Представлен он переслаиванием пачек конгломератов и пластов глинистых песчаников.

В южном борту долины Эрцо миоплиоценовые слои обнажаются лишь у восточного ее выхода, в окрестностях с. Беценцуры, в виде чередующихся пластов конгломератов, гравелитов и песчаников, падающих на север. Во всех других случаях северные склоны гребня Сатибисмта—Сабадури и Ивкливи лишены обнажений, если не считать небольших выходов миоплиоцена по речкам Трануле и Мтиултхеви.

Лучше обнажены южные склоны этих хребтов. Здесь, в верхней части склонов, конгломераты пластуется с суглинками желто-кремового цвета.

Литология свиты миоплиоцена по склонам и дну долины Эрцо, исходя из материалов бурения, выглядит в таком виде:

В северо-западной оконечности долины, севернее с. Симониантхеви, верхний интервал разреза до 65 м глубины (скв. 16) вскрывает чередование конгломератов и суглинков с галькой (М-Р1); ниже — до 155 м идут песчаные, неслоистые глины, чередующиеся с пластами плотных конгломератов мощностью 2—3 м, условно отнесенные нами к нацхорской свите верхнего сармата; ниже вскрыты слоистые песчаные глины, пластуемые с песчаниками и конгломератами и подстилающиеся пестроцветными глинами с примесью песка, по внешнему облику напоминающими среднесарматские.

Восточнее, в окрестностях с. Мелиасхеви, на миоплиоценовых конгломератах, переслаивающиеся с песчаными глинами, реже песчаниками, на глубине 340 м, а южнее — 260 м надвинуты по Орхевскому надвику зеленовато-желтые суглинки и глины с обломками фауны и прослоями конгломератов — средний сармат (скв. 5—8).

По тому же меридиану южнее, в окрестностях с. Надокра, под четвертичным покровом вскрыты (скв. № 6) конгломераты М-Р1 с прослоями песчаных глин с галькой.

Аналогичные конгломераты, переслаивающиеся с песчаными глинами, обнажаются также восточнее, — в северной окраине с. Сакдриони. И здесь они перекрыты пачкой слоистых песчаных глин, с пропластками песчаников и конгломератов, представляющей клин аллохтона (скв. 28).

Юго-восточнее этого участка (окрестности с. Сакдриони) снова наблюдается тектоническое перекрывание миоплиоценовых конгломератов и суглинков на глубине 265 м сарматскими глинами с осколками фауны (скв. II).

Следующий разрез по скважине, в 1 км восточнее предыдущего, на том же левом берегу Адзедзи, рисует на глубине 165 м надвиговый клин сармата всего 30 м мощности на миоплиоценовых слоях, представленных пестроцветными глинами и песчаниками, значительно смятыми, характеризующимися зеркалами скольжения и раздавливанием в этой зоне.

Разрез в окрестностях с. Дореулеби, вблизи Адзедзи, в 3 км от устья (скв. 21), на глубине 240 м вскрывает лишь верхи толщи миоплиоцена, представленного конгломератами, перемежающимися с глинами.

Перечисленные разрезы по колонкам скважин показывают в верхней части — равное соотношение суглинков и конгломератов, или преобладание первых. Участие конгломератов с глубиной увеличивается как по количеству пластов, так и мощности.

В интервале одного, примерно, гипсометрического уровня характер геологического разреза долины Эрцо однообразен: в общем, выдерживаются в горизонтальном направлении пласты суглинков и переслаивающихся с ними конгломератов и песчаников. Это указывает на горизонтальное напластование миоплиоценовых осадков под древним ал-

лювию долины Эрцо, что по целому комплексу фактов нами установлено было для синхроничных осадков Тирифоно-Мухранской депрессии. Подобно ей, морфологическая котловина Эрцо совпадает с широкой плоской синклиналью в доплейстоценовых осадках. Северное крыло ее разорвано надвигом, подвижки вдоль которого недавнего времени сказались в асимметрии склонов долины. Генетически она сходна с аналогичными формами ранее описанных зон прогиба. Выполняющие синклинальную впадину Эрцо древние аллювиальные осадки накоплены в последовательно проявлявшиеся циклы речной деятельности.

В краевых частях долины Эрцо мощность древнего аллювия сравнительно небольшая. В окрестностях с.с. Симониантхеви и Мелиасхеви аллювий разведан бурением до глубины 20 м. К югу, в сторону оси котловины, подошва плейстоцена опускается до 87 м, а далее на юг — до 100—105 м. В западной части долины Эрцо, в окрестностях с. Надокра, вблизи оси синклинали мощность древнего аллювия возрастает до 220 м (скв. № 6), но восточнее, к с. Сакдриони, убывает до 60 м. Наибольшая их мощность по оси складки в западной части долины нам не известна, но в восточной ее части (на территории с. Ведзатхеви, скв. № 21) мощность постплиоцена 195 м. В его разрезе преобладают суглинки и песчаные глины с галькой, прослоями песка, галечника или гравелита. Лишь вблизи р. Адзедзи на всю глубину разреза вскрыты тонкозернистые пески с прослоями суглинков.

Приведенные данные касаются лишь левобережья Адзедзи, правый берег реки не разведан. Но гидрогеологическая ситуация, в частности, выход на поверхность современного дна восточной части долины интенсивных потоков грунтовых вод и напорный характер ключей позволяют предполагать наличие среди суглинистых осадков террасы объемных напластований или линз водоносных пород, а именно, галечников и песков.

Таким образом, молодые отложения прогиба Эрцо литологически отличаются от синхроничных осадков древнего аллювия западной депрессии, где преимущество остается за крупнообломочными фациями. Иначе говоря, в долине Эрцо не наблюдается установленная на западе унаследованность условий и характера осадконакопления в четвертичное время от предыдущего периода: грубообломочные молассовые осадки миоплиоцена сменяются, в основном, глинистыми и супесчаными образованиями четвертичного времени³⁸. Характер наносного материала за этот период свидетельствует о длительном режиме запруд р. Адзедзи и ее пассивности в размыве и транспортировке отложений в условиях локального высокого стояния базиса эрозии.

Что же касается террас, обособленных по бортам долины Эрцо, то нами изучен был лишь обнаженный покров V надпойменной террасы

³⁸ Ниже будет оговорено, что в разрезе речных осадков антропогена долины Эрцо низы должны соответствовать верхнему плиоцену.

Ванатисмта: плотно сцементированные средние и мелкогалечные конгломераты, материалом для которых служили меловые и третичные породы. По упаковке своей эти конгломераты напоминают описанные для верхнего интервала разреза Бодорнской равнины осадки и, вероятно, как и те, относятся к верхнему плиоцену. По оврагу Кариянтхеви, там, где они, в общем, горизонтально срезают поверхность миоплиоценовых конгломератов, образуя ровный, слабо волнистый рельеф, мощность этого древнего террасового аллювия — от 5 до 8 м. К подошве его, как обычно, приурочены родники.

Итак, подводя итог всему сказанному, надо признать, что долина Эрцо — также эрозионного происхождения; на это, в первую очередь, указывают ярусы террас древних циклов эрозии по ее склонам. Если останцы наиболее высокой и древней из этих террас, расположенные параллельно современному руслу Иори, можно связать с деятельностью последней, то останцы более низких террас внутренней части северного борта котловины, несомненно, выработаны ее притоком — Адзедзи. Эволюционировал он в своеобразной обстановке и в более раннее время, по сравнению с другими второстепенными потоками этой речной системы.

После формирования высокой VI надпойменной террасы, врезание в нее р. Иори и ее притока Адзедзи проходило параллельно, ибо вершина горы Ванатисмта, высотой 1223,2 м, расположена между площадкой V надпойменной террасы и рекой Иори. Эта вершина, как видно, представляет останец скалы между двумя реками, возвышающийся с момента отложения поймы, соответствующей V террасе. Стало быть, существование Адзедзи надо считать с верхнеплиоценового времени. Палеоадзедзи имела близкое современному направление, но протекала в прошлом севернее, перемещаясь в позднейшие циклы эрозии к юго-западу, параллельно сегодняшнему руслу. С каждым последующим этапом ее деятельности, боковая эрозия реки ослабевала, потому, в сравнении с древним днищем, современная долина Эрцо более сужена.

Постепенное увеличение мощности древнеаллювиальных образований под современным дном долины Эрцо от периферии к оси ее следует уклону в этом направлении коренной подошвы аллювиального покрова. Она представляет древнюю, теперь деформированную коренную террасу, когда-то представлявшую одно целое с V надпойменной террасой г. Ванатисмта. Благодаря последовательному прогибанию по оси долины, в процессе развития синклинали впадины Эрцо, поверхность цоколя террасы в ее пределах оказалась опущенной по сравнению с террасой Ванатисмта не менее чем на 380 м (район с. Ведзатхеви).

Следовательно, своеобразие деятельности р. Адзедзи, в условиях господствующего локального прогибания района, заключается в преимущественной и интенсивной аккумуляции осадков в последователь-

ные циклы эрозии от верхнего плиоцена до голоцена. Терраса Ванатисмта, лежащая по северному борту прогибающейся котловины, в процессе формирования древней поймы лишь частично вовлечена была в нисходящие движения; поэтому мощность ее аллювиального покрова меньше, чем в пределах котловины, но больше, чем в смежных районах преимущественного поднятия.

Из молодых разновозрастных речных осадков, которые хранятся под современным дном долины Эрцо, наиболее древними, по-видимому, и следует считать отложения V надпойменной террасы, накопленные в начальном изгибе коренного ее ложа. С последующими циклами эрозии изгиб усиливался, но с ослабевающей во времени интенсивностью. Именно с таким прогибанием коренного дна, тенденция которого господствовала над временными остановками и поднятиями района, и связано заполнение прогиба в. плиоцен-четвертичным аллювием.

Но интенсивность прогибания долины Эрцо была не одинакова и вдоль ее юси: в наиболее расширенной западной части она оказалась сильнее, чем в восточной, судя по разрезам вышеупомянутых скважин. Как видно, в восточном окончании долины Эрцо дно ее испытывает резкое поднятие. Причину этого следует искать в Орхевском надвиге, обновленные подвижки вдоль которого вызвали воздымание в четвертичное время северного крыла разрыва. Это резко изменило характер речной деятельности в нижнем течении реки Адзедзи, что отразилось, с одной стороны, в морфологии восточной части котловины (сужение и асимметрия ее вдоль линии надвига), с другой стороны — в малой мощности аллювиального покрова. Поднятие северного крыла Орхевского надвига, должно быть, и обусловило длительные запруды в нижнем течении Адзедзи, а возможно и озерный режим, определившие характер литологии речных наносов долины Эрцо. Но и это не все. Резкое поднятие на востоке по разрыву цоколя аллювиального покрова вызвало выклинивание на поверхность грунтовых потоков подземного бассейна вод, сформировавшегося в изгибе террасы.

История развития рельефа синклинальных прогибов Картли

Долгое время, особенно среди иностранных исследователей Грузии, господствовало мнение о том, что Мухранская, как и Горийская долина, представляла собой в четвертичное время озеро, через которое протекала древняя Кура. Это мнение разделялось также и С. Е. Симоновичем (1898), связывающим Мухранскую равнину с обширным резервуаром Куры в плиоцене.

В противовес таким представлениям А. И. Джанелидзе в 1927 г. высказал мысль об эрозионном происхождении Мухранской долины. В выработке ее главное участие принимала древняя Ксани, являвшаяся в то время притоком р. Арагви. В морфологии долины сохранились черты деятельности этой реки.

А. Л. Рейнгард, осмотревший район в 1941 г., пришел к выводу, что в ледниковые эпохи, когда реки были сильно загружены материалом размыва, могла иметь место бифуркация. С последней он и связывает происхождение Мухранского расширения.

Автор предлагаемой работы, разделяя мысль А. И. Джанелидзе об эрозионном происхождении Тирифоно-Мухранской депрессии, историю эволюции ее рельефа ставит в тесную зависимость от молодых тектонических явлений. В плиоцене он вырабатывался крупной продольной речной артерией в соучастии с группой ее притоков, потому название — Курильская депрессия — для этого отрезка времени вполне оправдано. Лишь к исходу верхнего плиоцена поднятие краевых гребней создает условие для самостоятельной работы параллельных рек.

Морфология Тирифоно-Салтвисской равнины в антропогене, в основном, создавалась системой потоков. В западной части развивалась деятельность предшественница современной Лиахви, остатки древних днищ которой сохранились вдоль западной окраины депрессии. Палео-лиахви соединялась с Палеокурой значительно севернее современного русла последней. Иными словами, Палеокура четвертичного времени заходила на территорию Налиахвари и здесь, изгибаясь, вливалась в окрестностях Гори в современную долину.

Поднятие в полосе Малхазисцвери заставляло отступать Куру к югу, и вместе с ней оттягивалось устье ее притока — Большой Лиахви. Возможно, с отступанием на юг и оставлением старого русла связано увеличение мощности террасовых отложений в разрезе левого берега Куры (между с. Бебниси и уроч. Зал. Деготи). Но барьер проходил поперек пути Лиахви, что затрудняло ее продвижение и, возможно, вызывало образование временных запруд. Более активный приток Куры, углублявший свое верховье к востоку от Лиахви, врезуясь в тот же, поднимавшийся к северу от него, барьер, мог перехватить Б. Лиахву и изменить место слияния ее с Курой.

Иначе развивалась восточная часть Тирифонской долины, непосредственно связанная с Мухранской котловиной. Вытянутость фрагментов V и IV надпойменных террас по северному и северо-восточному краям Тирифонской долины (от места выхода Малой Лиахви в последнюю) и снижение продольного профиля этих террас к юго-востоку заставляет думать, что предшественница этой реки и была основной водной артерией описываемой территории. Она текла на юго-восток параллельно Куре, собирая в себя левые притоки — Меджуду, Лехуру, Ксани, Нареквави и Арагви.

Сближение в рельефе северных и южных террасированных гребней, сужение обрывков IV террасы и большая глубина ее расчленения в районе с. Игоэти указывают на издавна присущую ему тенденцию поднятия, неуспокоенного и после отложения поймы, синхроничной бакинскому времени. Непрерывные восходящие движения исключили здесь процесс последующего террасообразования, и река в окрестно-

стях Игоэти пропиливала в середине плейстоцена узкое глубокое ущелье, обрывок которого сохранился по берегам ручья Тортла, вдоль шоссе. Последующие поднятия в какой-то момент обогнали глубинную эрозию, и в восточной части Тирифонской долины река оказалась более или менее длительное время запруженной. Озеро было спущено впоследствии одним из молодых притоков Большой Лиахви или Куры, развивавшим в верховье попятную эрозию, усиленную на участке Игоэтского поднятия. А позже один из ручьев, должно быть, перехватил пра-Лиахви Малую у выхода ее из меридионального ущелья в Тирифонское расширение, соединив ее с пра-Лиахви Большой коротким каналом.

После отключения главной речной артерии, в продольную долину продолжали впадать древние левые притоки от Лехуры до Арагви, последовательно отчленяясь от нее, ранее те, что менее были удалены от Игоэтского поднятия. Ретроградная эрозия ручья на южном склоне более интенсивно растущего хребта Цлеви обогнала попятную эрозию системы ручьев на восточных склонах Окамского и Игоэтского поднятий, которые пра-Лехура старалась обойти с запада. И она была перехвачена Цлевским ручьем, соединившим ее с Курой меридиональным ущельем.

Древняя Ксани сохраняла свое широкое направление как в процессе формирования III террасы, так и после ее обособления. На повороте из ущелья в расширение Мухранской долины она все дальше отступала на восток, отгалкиваемая поднимающимся на западе древним Игоэтским днищем, покинутым речным потоком. Но в дальнейшем и Ксани вынуждена была изменить направление своего течения и, потеряв связь с Арагви, превратилась в приток Куры, что произошло, вероятно, в голоцене. Это нетрудно объяснить тем, что Палеоксани, протекая вдоль Мухранской долины, из-за высокого положения местного базиса эрозии не могла углублять свое русло. В то же время, Кура с ее левыми притоками производила глубинную эрозию, развитие которой обусловило перехват одним из поперечных ручьев Схалтбского хребта вод Палеоксани. На независимую деятельность последней указывает характер распределения различных осадков средней части аккумулятивной террасы Мухранской долины, в то время как нижняя часть разреза наложенной террасы литологически однородна.

Бодорнская равнина — остаток поймы меридионального водного потока, пересекавшего местность между с.с. Зотикани и Бодорно. Такую эрозионную работу на описываемой территории могла проделать только сильная река; возможно, ею являлась текущая в то время по этому руслу Белая Арагви, перехваченная впоследствии на участке с. Жинвани Пшавской Арагви.

Синклинальный прогиб дна Бодорнской равнины получил самостоятельность после проявления постверхнеплиоценовых движений, поднявших продольные междолинные гребни по краям Тирифоно-Мух-

ранской депрессии и, в частности, Мисакциельский хребет. Эта обстановка вызвала запруду реки, что отразилось в литологии верхней части террасы Бодорно, обусловив к тому же не только поверхностный, но и подземный сток вод к наибольшему изгибу вновь возникшей синклинали. Озеро Базалети — позднейший релик того раннеплейстоценового водоема, воды которого были спущены, после перехвата основной реки, сетью ручьев.

Впадающие в Базалетскую реку притоки не прерывали связи с котловиной, лишенной главной водной артерии, до тех пор, пока углубление овражной сети не способствовало их перехватам: Шабурианткарский овраг повернул к себе один из ручьев северного склона Мисакциельской возвышенности, втекавший в Базалетскую котловину. Перераспределение гидрографической сети захватило и ручьи Душетисхеви, Джикараули и Тинисхеви. Этот последний встарь являлся правым притоком Базалетской реки и не так давно перехвачен верховьем углубившегося левого притока р. Нареквави.

Общие черты развития рельефа присущи не только соседним котловинам Мухранской, Бодорнской и Тирифонской, но и отдаленной от них — долине Эрцо на восточном продолжении северной полосы прогиба; сходство можно видеть как в крупных преобразованиях рельефа, так и во вторичных признаках — локальном увеличении мощности речных наносов, уменьшении на этом отрезке межтеррасовых интервалов и в деформации поверхностей террас.

Тенденция проседания долины Эрцо заимствована от предыдущего времени, когда в протяженном межгорном прогибе после верхне-сарматской орофазы шло накопление грубообломочных образований миоплиоцена. Не исключено, что восточное продолжение этого прогиба — в Кахетии — испытывало наибольшее опускание, как это предполагает А. И. Джанелидзе (1950). Увеличение мощности молассовой толщи с запада на восток на территории Картли говорит в пользу этого предположения.

Позднейшие процессы орогенеза локализовались вдоль неширокой полосы развития молассов.

После складкообразования молассового трога, оформившего современную конфигурацию рельефа, произошло, как уже было сказано, разделение области прогиба на две узкие полосы позднейших погружений, приуроченные к синклинальным структурам миоплиоценовых отложений 4 порядка, осложненным складками 6, 7 и 8 порядков.

В связи с этим вырабатывалась морфология продольных речных котловин или депрессий, на дне которых накапливались мощные четвертичные осадки в условиях неуклонно продолжающихся нисходящих движений этих форм. Их амплитуды постепенно нарастают от крыльев структур к оси. Лишь в долинах Мухранской и Эрцо резкое увеличение стрелы прогиба является результатом наложения дизъюнктивных явлений на развитие синклинальных складок.

С целью определения роли и характера вторичной складчатости в зоне поднятий больших амплитуд, рассмотрим в общих чертах рельеф и активные структуры Южного склона Главного хребта на примерах бассейнов Бзыби и Риони. Выводы строятся здесь на визуальных и полуинструментальных наблюдениях, а также, в редких случаях, на данных тахеометрической съемки.

IV. КРАТКИЙ ОБЗОР ДАННЫХ О ПРОЯВЛЕНИИ МОЛОДЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ КАВКАСИОНИ

Южный склон Главного хребта построен, в основном, интенсивно складчатыми юрскими и нижнемеловыми отложениями геосинклинального типа и характеризуется сочетанием крутосклонных узких сланцевых хребтов с зубчатыми вершинами и массивных порфиритовых гряд в пипсометрическом интервале 2200—3300 м.

Протяженная долина Бзыби проложена в широтном направлении, ограниченная по правобережью изгибающимся с северного в восточное направление Гагринским хребтом с наибольшими высотами — Ах-Аг—2736 м и Агепста — 3261 м. Глубина прорезания рекою рельефа здесь от 2700 до 2400 м. Против крутой дуги Бзыби к югу (на ее широтном стволе) долина приближается к Главному хребту, поднимающемуся к востоку до высоты 3893 м — г. Кара-кая. Восточнее истоков Бзыби, в направлении ее долины проложено ущелье верховьев Ацгары, огражденное с севера хр. Кавкасиони с наибольшим поднятием до 4040 м — Домбай-Ульген. С юга ущелье опоясывает восточное продолжение Бзыбского хребта — Абхазский гребень. Наибольшие высоты обоих — г. Хипста на востоке (2497 м) и Гораб на западе (2763 м). Абхазский хребет, сложно высеченный в рельефе, к юго-востоку сменяется Кодорским хребтом с наибольшей высотой 3309 м — г. Ходжал — над верховьями р. Галидзги.

Р. Риони сливается в верховье, на склонах Главного хребта, из пары широко расходящихся речных потоков, прокладывающих меридиональные долины, наибольшая глубина врезания которых между меридианами вершин Чанчахи (4461 м) и Караугом (4364 м) от 2020 м до 2956 м. Ниже слияния с р. Чанчахи, Риони режет узкой antecedентной долиной хребет Шола-Кедела—Доломисцвери со средней высотой склонов 2639—2067 м, но ниже по течению глубина врезания реки быстро возрастает до 2992 (г. Самерцхле). У Рачинско-Лечхумской синклинали долина Риони резко сворачивает на запад.

В верховьях системы вторичных рек бассейна Риони, таких как Чвешура, Ноцари, Моцанцари и др. на уровне 1900—2000 м получают развитие котловинообразные расширения с террасированными склонами и аккумулятивными днищами (Н. Е. Астахов, 1960).

Многочисленные поперечные притоки рек Чанчахи и Риони ниже уровня 1900—2000 м теряют черты трогов и превращаются в типичные эрозионные ущелья. Совместная работа всей этой речной системы создает молодой долинно-аккумулятивный рельеф, причудливо рассекающий древние горно-складчатые сооружения.

1. МОЛОДАЯ И ЖИВАЯ ТЕКТОНИКА ПО СВИДЕТЕЛЬСТВУ ТЕРРАС

А. Бассейн верхнего и среднего течения р. Бзыби

Исследованная автором полоса Южного склона и осевой части Главного хребта представляет субширотно вытянутое, опрокинутое к югу, крыло антиклинория юрских отложений, ядро которого, сложенное доюрскими образованиями, разорвано и надвинуто на лейас. Южная часть района в области развития позднемезозойских отложений характеризуется рядом антиклинальных и синклинальных сравнительно небольших структур, осложненных вторичной складчатостью и разрывами. В синклиналях, по наблюдениям Г. Р. Чхотуа (1938—1939) — непрерывный разрез осадков от верхней юры до нижнего мела; при этом, мощность верхне-юрских отложений именно здесь, в древних областях погружения, достигает наибольшей величины. В разрезах же вдоль антиклинальных структур, напротив, отмечается перерыв отложений и уменьшенные мощности.

Со стороны взаимосвязи с морфологией района интересна синклиналь мел-палеогеновых отложений на правом берегу Бзыби в верховьях ее притока Пшицы, на междуречье Юпшары и Бавю. Шарнир этой складки испытывает по простиранию на юго-восток небольшие ундуляции. Северное крыло складки рассечено региональным Псху—Рицинским разломом и надвинуто на южное крыло. На северо-западном продолжении этой синклинали (в северном крыле Псху-Рицинского нарушения), в среднем течении Геги расположена смещенная разрывом к западу небольшая синклиналь в слоях средней и верхней юры (рис. 45).

Все тектонические разрывы в районе как древние, так и молодые, проявляются здесь весьма отчетливо и обычно сопровождаются зонами дробления, милонитизации, а также дислокации пород в контакте. Из древних нарушений, кроме Главного надвига Южного склона Хребта, явно заявляет о себе региональный разлом на границе лейаса и средней юры.

В зоне развития молодых мезо-кайнозойских отложений, помимо Псху-Рицинского разрыва, параллельно ему вдоль Бзыби, от Геги до г. Чибисхи протягивается нарушение в контакте нижнего мела и верхней юры. Небольшой сброс наблюдается также южнее, наискось к Бзыбскому нарушению.

В рельефе рассматриваемой территории, порой более, порой менее отчетливо выделяется серия молодых и древних террас, представлен-

ных как эрозионными площадками, так и сохранившимися останцами геррасового покрова.

К реликтам древних денудационных равнин относятся: снивелированные вершины Лоюб и Пшегишхва с высотой 2900—2200 м и отно-

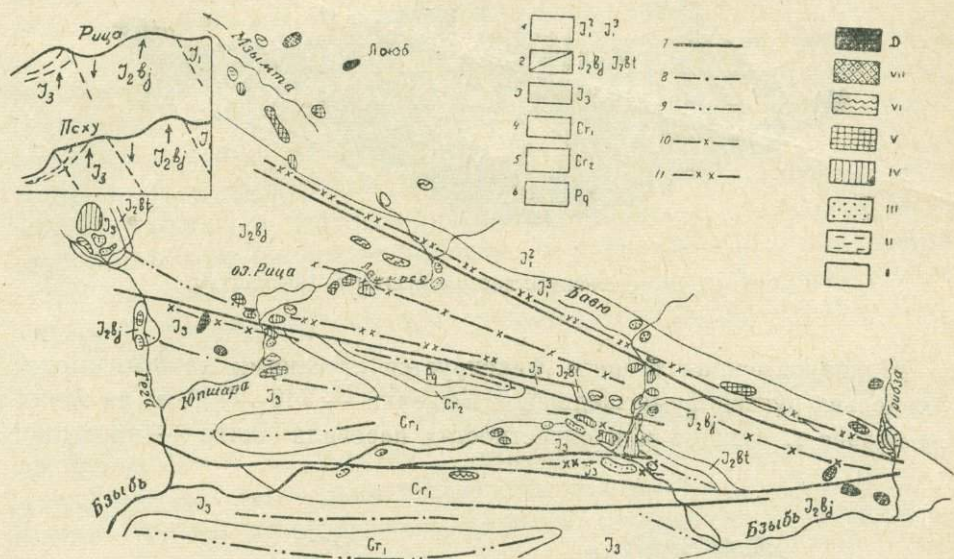


Рис. 45. Схематическая карта оживления структур в бассейне Бзыби. 1 — лейас, средний, верхний, 2 — средняя юра—свиты байоса и бата, 3 — верхняя юра от келловея до титона, 4 — нижний мел от неокома до альба, 5 — верхний мел от сеномана до датского яруса, 6 — палеоцен-эоценовые слои, 7 — тектонические разрывы, 8 — оси антиклиналей, 9 — оси синклиналей, 10 — антиклинальные изгибы террас, 11 — синклинальные изгибы террас; Д — реликты денудационного рельефа; террасы: VII (900 м), VI (750—640), V (400—380), IV (320—100), III (100—35), II (30—13), I (7,5—3) — превышения.

сительным превышением над дном долин 1200—1300 м (рис. 46); останец эрозионно-гляциальной долины восточнее перевала Аллаштраху на высоте 2641 м; терраса уроч. Чибисха на высоте 2300 м (над р. Бзыби она поднята на 1200 м). Не исключено, что продолжением равнины этого возраста вниз по течению Бзыби являются правобережные останцы на отметках 1550—1310 м в 3—4 км от слияния с Гегой и против оз. Голубое.

VII террасой эрозионного генезиса названа площадка на южном склоне г. Лоюб-цухе (рис. 47) на высоте 2200 м (отн. в. 900 м). Она соответствует снивелированному на высоте 2100—2200 м восточному гребню г. Ацетука на альбитофирах и кварцевых порфирах, секущих лейас. Протяженность террасы вдоль р. Лашитсе 2—2,5 км, превышение над последней 1000 м. На поверхности террасы — мелкие озерца. Ей синхроничны обрывки высоких ступеней на высоте 2170—2130 м в окрестностях перевала Чибисха и на восточном склоне г. Килопач, а

также фрагмент древней поймы на высоте 1530 м между речками Решева и Серебряная и отчетливо выраженный на правом берегу Юпшары останец на высоте 1430 м, с превышением 890—900 м.



Рис. 46. Денудационное плато вершины г. Пшегишхвы.

VI надпойменная терраса фиксируется ступенями на отн. высоте: в верховьях ручьев Сумасшедшей и Бешенки — 740—700 м; на западном склоне г. Аджара и в окрестностях перевала Анчхо — на высоте

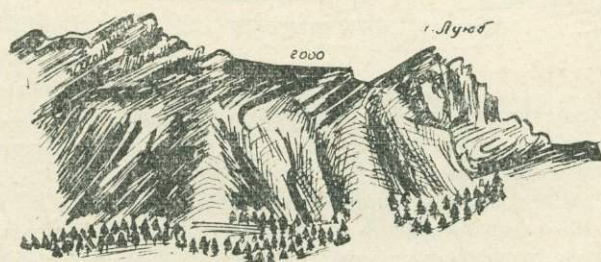


Рис. 47. Денудационный рельеф вершины г. Люб.

640 м. Ступени по обоим склонам долины Юпшары на отметках 1000—950—931 (отн. в. 530—550 м) — «Юпшарские ворота», возможно, также синхроничны VI террасе, как и обрывки равнины восточнее перевала Чамашхи (2000 м) и на берегах Б. Ахея (1687 м), Элашхуп (1173 м) и рч. Серебряной (1150 м).

V эрозионную террасу представляют: 1) узкое плато на абс. высоте 2100 м (440 м отн. в.) по правому берегу рч. Бзычи, севернее перевала Ахук-дара; 2) междуречный гребень Мзымты и Тихой, срезанный на высоте 2060 м (тянется на 5 км от урочища Яшко к северо-западу, возвышаясь над поймой Бзычи на уровне от 380 до 400 м); 3) ступень на отметке 1850 м (400 м) на левобережье Лашипсе, участок Пыу; 4) широкая ступень на левом склоне долины Лашипсе (восточнее озера Ричы) с высотой 1500—1459 м, поднятая над поймой на 250 м.

К IV надпойменной террасе мы причисляем: останцы древнего днища на междуречье Мзымты и Тихой, вблизи их слияния, на высоте 1780 м (320 м отн. в.) и в верховьях р. Авадхары на высоте 260 м; крупные реликты аллювиальной террасы на левом берегу Лашипсе на относительной высоте 176 м и на южном берегу оз. Рицы, вблизи выхода из нее Юпшары, на отн. высоте 100 м, а также террасу Псху.

Останцы III надпойменной террасы в высокогорной части исследованного района встречаются редко. Условно к ней относятся уступы в рельефе северного склона г. Агепсты, переходящие в морену. Возвышаются над поймой на 100 м.

II террасу представляет ряд ступеней в рельефе северного подножья г. Ацетуки, в верховье Авадхары. На одной из правобережных ступеней, вблизи пастушьих зимовок, на высоте 35—40 м над поймой, встречена гранитная и сланцевая галька. На таком же уровне врезаны площадки в верховье Мзымты и на склоне междуречного гребня Мзымты и Тихой.

I надпойменная терраса распространена на исследованной территории довольно широко, но в высокогорной части она нередко скрывается под плащами делювия и речных выносов. Терраса этого цикла в верховье Авадхары имеет превышение над поймой от 4,5 до 7 м. Ее слагает грубый несортированный, обычно плохоокатанный материал юрских песчаников и сланцев.

Если попытаться прочесть по перечисленным фрагментам террас историю рельефа за время формирования реками этих днищ, можно прийти к заключению, что выровненный, обновляющийся во время поднятий в начале четвертичного времени, рельеф был объектом выработки двумя речными артериями: Палеомзымтой, текущей на северо-запад, и древней Бавю, текущей на юго-восток, на продолжении долины современной Авадхары. Впоследствии, в соревновании за захват пространства победил более деятельный в юности поток Лашипсе. Однако, его эрозионная энергия в раннем плейстоцене ослабла, также как со временем и деятельность р. Бавю. Ответ на вопрос, чем это было вызвано, можно прочитать по останцам террас в долинах связанных одной судьбой рек Бавю и Лашипсе.

Р. Бавю и группа ее левых притоков прокладывают свои долины, в основном, в порфириновом комплексе байоса. Лишь в верховьях они пересекают сланцы и песчаники верхнего лейаса, а р. Бавю в своей приустьевой части прорезает бетакскую свиту бата и серию верхнеюрских пород. Следует подчеркнуть, что морфология долин не меняется в зависимости от литологии вырабатываемых разновидностей осадков, больше того, в наиболее крепких из пород — порфиритах байоса — заложены наиболее широкие долины. Стало быть, фактор избирательной эрозии должен быть полностью отклонен при объяснении генезиса своеобразных форм рельефа долины Псху.

К V надпойменной террасе этой территории относится сглаженный на уровне 1187 м гребень левого берега р. Бешты, а также соответствующий ему по уровню — 1150 м (240 м) остаток древнего русла на северном склоне г. Святой, образующий как бы висячую долину на юго-восточном продолжении современного русла Бавю. Древней поймой того же цикла эрозии, по-видимому, является правобережная терраса Б. Ахея, отчетливо выраженная в рельефе. Начинаясь вблизи Санчарского перевала, она тянется на 2 км на запад на высоте 1200—1240 м (100—120 м отн. в.).

Хорошо выражена в рельефе IV надпойменная терраса. На левом берегу Бавю — в долине Псху — она имеет вид обширного плато длиной около 3 км. Его поверхность наклонена вниз по течению реки от отметки 750 м на севере, до 650 — на южном крае. Ширина террасы 500—700 м. На ней и расположено с. Псху и его окрестные поля. Относительное превышение южного уступа этой террасы над поймой Бзыби 130—150 м. В северной своей оконечности терраса поднята над поймой Баула на 70—80 м.

Аллювиальный покров террасы Псху обнажен в ряде мест. Он представлен средне и плохо окатанными обломками, изредка, валунами юрских и меловых известняков, роговиков, порфиритов, песчаников, реже, мергелей и основных изверженных пород. Порфирит преобладает в гальке северной части террасы. Мощность террасового аллювия 11,8 м. В северной части он залегает на выровненной поверхности байосских образований, в южной — на песчано-глинистых отложениях бетагской свиты и келловея.

IV надпойменной террасе соответствуют обрывки ступеней на правых берегах Б. и М. Ахея, вблизи устья и на обоих склонах долины Бавю (900—850 м), как бы продолжающие основную древнюю пойму Псху.

К останцам III надпойменной террасы относятся площадки на левобережье Бавю, в местах выхода его левых притоков в широкую долину, как например, ручья Белой или Бешты (превышение террасы над поймой 36—40 м). В ряде случаев обнажается их аллювиальный покров, представленный галечником и валунами. К аналогичной террасе относятся площадки на правом берегу Б. Ахея, в окрестностях пос. Санчаро (25—30 м отн. в.) и ниже слияния Бавю с Б. Ахею (30—35 м), где наблюдается выход гальки черных сланцев и порфиритов юры.

Неочетливые ступени на левобережье Бзыби между селами Серебряное и Нижн. Битага и высыпки гальки на том же уровне свидетельствуют о синхроничном эрозионном цикле.

II террасу представляют плохо уцелевшие на правобережье Бзыби, в окрестностях с. Рикзы, обрывки уступов с превышением над поймой около 12—15 м.

I надпойменная терраса распространена почти повсеместно. В расширенных долинах Бавю и ее притоков долинное дно и представляет

собой поверхность I надпойменной террасы, с относительно мощным аккумулятивным покровом. Превышение ее над поймой — 2,5—3 м.

Хорошо выражена I надпойменная терраса также по обоим берегам Бзыби, вблизи впадения в нее Бавю и в окрестностях с. Нижн. Битага, где ее покрывает галечный аллювий. Превышает она пойму на 7,3 м.

Таким образом, долина Бавю отличается от типичных горных долин соседней области воздымания не только расширенностью современной своей поймы, но также и шириной поднятых древних днищ. К тому же, аллювиальный покров древних и молодых террас здесь имеет более увеличенную мощность, чем в смежных долинах, а превышение террасовых уступов, тут, напротив, меньше, чем в последних. Стало быть, для долины Бавю устанавливаются признаки длительных процессов боковой эрозии и аккумуляции речных, а возможно, и флювиогляциальных осадков в условиях высокого стояния местного базиса эрозии. Потому мы приходим к заключению, что долина Бавю расположена в полосе иной тектонической природы, чем прилежащие к ней по обе стороны участки, и что наибольшую роль в ней играют вертикальные движения отрицательного знака.

Систематизируя данные по морфометрии террас долины Бавю, мы отмечаем, что профиль IV террасы Псху с севера на юг постепенно вынолаживается от 0,066 (отрезок от 900 до 750 м высоты) до 0,04 (от 750 до 650 м), образуя депрессионный изгиб, примерно, в южной части плато Псху—в мульде одноименной синклинали. Реликты синхроничной поверхности у с. Н. Битага, лежат, по-видимому, за пределами синклинального прогиба. Но профиль современной эрозии Бавю на этом отрезке долины иной. Форма его выражается показателями уклонов: 0,08—0,05—0,07. Усиление крутизны совпадает с южным, поднимающимся в процессе интенсификации этой структуры, крылом ее, в расчленении которого играет роль регрессивная эрозия реки на этом участке. Тектоническая обстановка осложняется здесь также восходящими движениями южного блока Ричинского регионального разрыва.

Продольный профиль эрозии долины Лашипсе меняет свою форму несколько раз: в среднем течении уклон сравнительно пологий — 0,033; от отметки 1500 м вниз по течению крутизна его усиливается от 0,042 до 0,07. Но от отметки 1000 м уклон снова ослабевает — 0,063 и делается сравнительно пологим на интервале от отм. 900 м до озера—0,017. В то же время, у истоков р. Юпшары падение дна долины очень крутое ($K=0,11$), но от уровня 600 м уклон начинает ослабевать до 0,075, затем резко ломается до 0,028 и далее продолжает постепенно вынолаживаться к соединению с р. Гегой.

Резкое ослабление крутизны кривой эрозии р. Лашипсе в 1 км от впадения в озеро, несомненно, результат накопления современных речных осадков, начавшееся в момент запруды реки и образования озера. Мощность шлейфа речных наносов Лашипсе перед слиянием с озером

Рица не менее 50—60 м. Мощность же речных и обвальных наносов на месте истечения из озера Юшары — около 100 м. Чтобы восстановить в близком нормальном виде недавний профиль эрозии Лашипсе-Юшары до момента запруды реки и возникновения озера, мы должны взять интервалы обеих долин за пределами мощных речных осадков, маскирующих нормальный уклон днища. Это будут участки на вышеупомянутых отметках высоты, для Лашипсе — 900 м, для Юшары — 750 м, уклоны пойм на которых будут выражены коэффициентами — для первой — 0,06, для второй — 0,07. Плоскость такого уклона лишь в том случае может пройти через дно озера Рица на отметке 782,5 м (замеренная его глубина — 100 м) если ее изогнуть. Но надо учесть и то обстоятельство, что мощность современных наносов в озере не измерялась, а на дне его их должно было накопиться за 2—2,5 столетия после запруды не менее чем 50—60 м. Поэтому выполаживание восстанавливаемого профиля эрозии должно быть еще более интенсивным, чтобы он прошел по подошве озерных осадков.

Профиль этот в какой-то мере напоминает кривую древней эрозии р. Юшары, построенную по фрагментам IV, прикрытой галечником, террасы на левобережье этой реки. Ближе к озеру она выполаживается до 0,066, но южнее крутизна ее усиливается до 0,087.

Выполаживание обеих профилей эрозии на участке озера следует связать, в основном, с подвижками по Ричинскому разрыву, проходящему у южного края озера. Поднятое в предыдущий импульс движение северное крыло его испытывает позднейшее смещение, но уже обратного — отрицательного знака, выполаживающее кривую эрозии по оси озера. Встречное движение в южном крыле сброса усиливает крутизну падения дна долины в верховье Юшары.

Как уже было упомянуто выше, останцы IV террасы на левобережье Юшары характеризуются изгибом, соответствующим форме современного профиля реки.

IV террасе левобережья Юшары синхронична терраса на левом берегу Лашипсе, в 7 км восточнее озера. Уступ ее не отчетлив, но ширина покрытой лесом площадки большая, около 650 м. Абсолютная высота — 1396 м, относительная — 176 м. Наклоненная к северу в сторону реки, площадка террасы усыпана галькой среднего и мелкого размера из порфиритового и известнякового материала. Склоны террасы не обнажены, однако, по характеру выхода гальки можно судить об увеличенной мощности аллювиального покрова. Терраса имеет значительное протяжение, ибо в выемке дороги и по склонам, на расстоянии 2—3 км встречается галька. По-видимому, существование этой террасы связано с отложением ее древней рекою Лашипсе в условиях повышенного местного базиса эрозии. И в этом она обнаруживает сходство с одноименной террасой долины Псху. Тенденция прогибания была, как видно, заимствована от времени формирования V надпойменной террасы, обширный останец которой выше по склону упоминался ра-

нее. Как видно, ось прогиба переместилась в плейстоцене к юго-западу и описываемый интервал дна долины Лашипсе попал в полосу поднятия, усиливающего здесь крутизну современного профиля эрозии.

Подвижки, вызванные оживлением Рицинского разлома, не могли исчерпать себя только в долине Лашипсе-Юпшары, т. к. этот разлом продолжается и к западу. «Черкесская поляна» долины Геги представляет котловидное расширение со сравнительно пологим падением дна современной эрозии — 0,04. Расширение это совпадает с небольшой синклиналью верхнеюрских отложений, которая к югу сменяется антиклиналью с байосским ядром.

В рельефе северного борта «Черкесской поляны» выделяются широкие останцы древних террас. Высокая VI терраса размером 500×800 м превышает пойму на левом берегу р. Агепсты на 350 м. IV надпойменная терраса на правом берегу Геги, вблизи слияния ее с Агепстой, имеет отн. высоту 92—100 м. На её склонах врезаны две ступени на высоте 52 и 60 м, относящиеся к III террасе. Но в расширенной юго-восточной части «Черкесской поляны» наиболее высокая из террас имеет 42 м высоты над поймой (площадка размером 30×30 м). На ее склоне — ступени на отн. уровне 27 м (площадью 100×35 м), 12,2 м (размером 150×70 м) и 3 м. Это — пониженные IV, III, II и I террасы. Слагают их гальки и валуны известняка, песчаника и порфирита. Установить истинную мощность аллювия без разведочных работ невозможно. К югу от «Черкесской поляны», в ущелье Геги отмечено уже повышение уступа II надпойменной террасы до 20—22 м, а I — до 7 м.

Отсюда видно, что эволюция р. Геги, пересекающей две различно развивающиеся структуры, протекала неодинаково: на территории «Черкесской поляны» высокое положение местного базиса эрозии, замеченное еще И. Р. Кахадзе (1950), стимулировало преимущественную аккумуляцию речных осадков. (Но нисходящие движения здесь порой прерывались кратковременными поднятиями территории, невысоко приподнявшими над рекой останцы террас). Ниже по течению, в полосе поднятия Юпшарской антиклинали, эрозионная деятельность Геги омолаживалась и река прорезала верхнеюрские известняки узким ущельем.

Р. Грибза — второй после Бавю крупный, параллельный ей, приток Бзыби. Он пересекает в верхнем и среднем течении полосу развития аспидной и песчано-сланцевой свит среднего и верхнего лейаса, а в нижнем течении — байос, примыкающий к лейасским отложениям по разрыву. Севернее, в полосе 2 км ширины, склоны долины Грибзы резко раздвигаются. В них высечены широкие площадки II надпойменной террасы на высоте 1650 м (превышение над поймой — 12—12,5 м). Поверхность террасы наклонена к югу вниз по течению реки до высоты 3,5—4 м. В южной части расширения эта терраса сливается с дном долины, представляющим поверхность I надпойменной террасы, прорезанной рекой до глубины 1—1,2 м, в то время как в северной части расширения глубина ее вреза 2,5—3 м.

II надпойменная терраса Грибзы покрыта валунным галечником из гранитного и порфиритового материала с плоской отшлифованной сланцевой щебенкой. Толщина террасового галечника увеличивается в расширении долины с севера на юг от 1,5—2 м на всю высоту террасового уступа.

Сравнивая эту часть долины Грибзы с долинными расширениями рек Лашипсе, Бавю и Ахея, мы отмечаем близкое сходство в морфологии долин и уклоне современного дна. Оно сказывается в уменьшении пределов обособления террас по их склонам, в интенсивности аккумуляции речных и флювиоглациальных наносов, а также в общей гидрогеологической ситуации. Т. е. поведение рек в полосе Бавю—Грибза в позднейшее время диктовалось едиными условиями господства нисходящих движений.

Расширения долин р.р. Геги и Грибзы и генезис самой Ричинской депрессии ряд исследователей склонен объяснить в связи с обвалами по склонам (например, с обвалом г. Пшегишхвы и запрудой р. Лашипсе Е. М. Морозова (1914), И. С. Панютин (1927), И. С. Апхазова (1969)³⁹, связывают всю специфику рельефа на территории озера Рича и происхождение последнего). Однако, трудно представить одновременные обрушения склонов в одной широтной полосе и речные запруды в ней, обязанные лишь совпадению случайностей. В этих событиях следствию отводится роль первопричины. В них, несомненно, игнорируется значение общих для всей этой зоны тектонических процессов, влиявших на развитие эрозии. Только они могли вызвать сработку механизма обвалов и именно там, где те подготовлены экзогенными факторами. Новейшие поднятия по оси Юпшарской антиклинали интенсифицировали денудацию склонов. Круто падающие на северо-восток в сторону реки оксфорд-лузитанские известняки ядра антиклинали г. Пшегишхвы в процессе ее поднятия подвергались усиленному расчленению оврагами и подмыву речными водами. Обстановка усложнялась дизъюнктивными подвижками на смежном участке. Создавалась благоприятная обстановка для оползаний по напластованию пород и для обвалов. Так и возникла запруда р. Лашипсе — озеро Рича.

Подводя итог сказанному, нельзя не видеть, что однозначные изгибы профилей эрозии ряда рек имеют региональный характер и располагаются в широтных зонах по простиранию геологических структур. Они совпадают с осями последних, или приближаются к ним, совмещаются с зонами разрывов, а то и с самими разрывами, или, наконец, проявляются в полосе моноклиального строения юрских свит (рис. 31).

С депрессионными участками кривых, как правило, совпадают расширения современного и древних речных днищ и уменьшения межтеррасовых интервалов.

³⁹ Труды инст. геогр. им. Вахушти АН ГССР.

Наиболее северная полоса выполаживания или депрессионного изгиба кривых эрозии размещается на отрезке верхнего течения Лашипсе и в среднем течении Бавю, Ахея и Грибзы; изгиб этот увязывается с разрывом, проходящим по контакту нижне и среднеюрских отложений. Следующей к югу является полоса усиления крутизны или субантиклинального поднятия в средней части профиля эрозии Лашипсе и на участке слияния Бавю и Ахея. Далее к югу наиболее протяженным и отчетливо выраженным является синклинальное выполаживание профилей эрозии в полосе: «Черкесская полчна» р. Геги — озеро Рица — верховье р. Пшицы — долина Бавю. Активными предпосылками для этих явлений служат глыбовые смещения по разрывам, чередующиеся знаком во времени, усиленные, по-видимому, вертикальными движениями интенсифицирующихся складок — Гегинской синклинали, антиклинали Пшегишхва и синклинали Пшица—Псху. В голоцене опускается северный блок Рицинского разрыва, южный поднимается. В его поднятие вовлечена и долина Псху, развивавшаяся в плейстоцене на устойчивом прогибе одноименной синклинали.

Наряду с активизацией дизъюнктивных и пликтивных структур района 5—6 и 7 порядков, в рельефе заявляет о себе зачаточное складкообразование на крыльях крупных структур.

Но будет ли темп роста мелких складок в области больших амплитуд поднятия интенсивнее, нежели в зоне ослабленных вертикальных движений прибрежной полосы?

Наблюдения над высотным уровнем террас показывают для самых молодых из них, формирующихся на разном тектоническом фоне, одинаковые или близкие их превышения над поймой. Для ряда случаев, по-видимому, не исключено, что одинаковые амплитуды поднятия позднейших террас диктуются специфическими условиями развития зон господствующих нисходящих тектонических движений.

Б. Бассейн верховьев р. Риони

Рельеф этого района сохранил наглядные признаки воздействия новейшей и живой тектоники, диктовавшей ему пути развития и запечатлевшейся в изгибах террасовых рядов и современной поймы реки. Предлагаемые вниманию читателей данные исследований автора в 1967 г. интересны не только как свидетельства четвертичного развития речной долины при непосредственном участии неотектонических процессов, но и для понимания характера, интенсивности и амплитуды вертикальных движений в исследованной части горной страны в разные циклы эрозии.

Сложность геологического строения района⁴⁰, в первую очередь,

⁴⁰ Он детально изучался А. И. Джанелидзе, Н. С. Бендукидзе, И. Р. Кахадзе, Н. А. Канделаки, П. Д. Гамкрелидзе, Д. Ю. Папава и др.

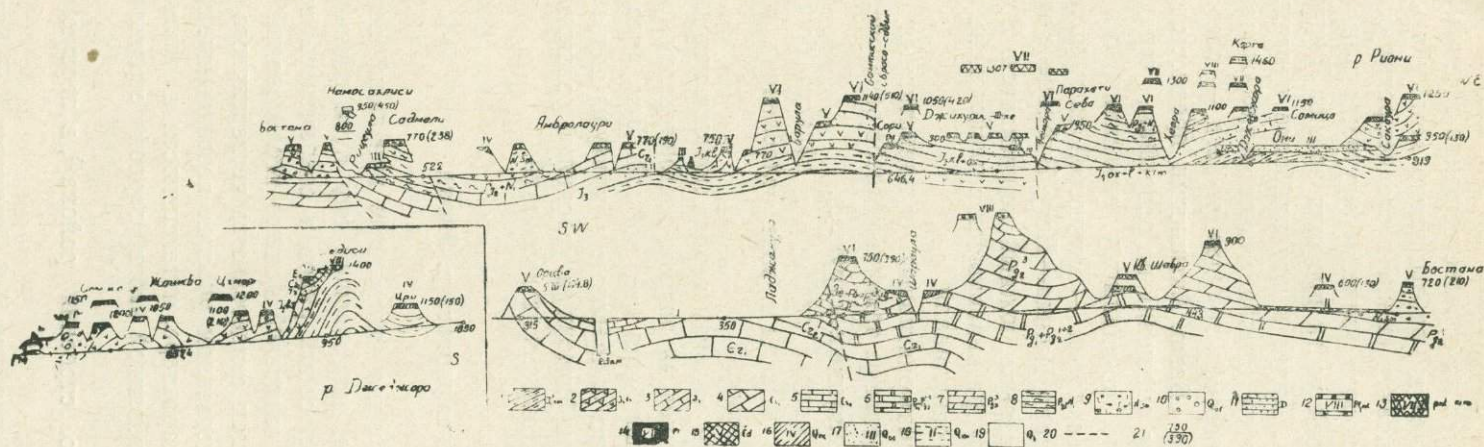


Рис. 48. Геологические разрезы долин Риони и Дзеджоры с нанесением террасовых рядов. 1 — в. лйас (сорская свита), 2 — байос, 3 — в. юра, 4 — н. мел, 5 — в. мел, 6 — палеоцен — н. и ср. эоцен, 7 — в. эоцен, 8 — олигоцен, 9 — сармат, 10 — четвертичные отложения, 11 — денудационное плато, 12 — н. мэотическая терраса, 13 — в. понто - н. киммерийская, 14 — в. плиоценовая, 15 — чаудинская, 16 — древнезвксинская, 17 — узунларская, 18 — карангатская, 19 — древнечерноморская, 20 — разрывы, 21 — высотный уровень—абсолютный, относительный.

обусловлена наложением складчатости различного плана. Берега Риони разнородны по строению. На правом берегу развита крупная субширотная антиклиналь в сорских слоях лейаса, с выходами вулканогенного байоса в обоих ее крыльях. Левый берег выработан на Лечхумско-Рачинской синклинали, являющейся сплетением двух разновозрастных структур — Кавказской и Антикавказской. С последней связано движение масс на север, имеющее свой максимум по меридиану Дзирульского массива, поднимающегося, по-видимому, в позднейшее время (А. И. Джанелидзе, 1940). Эти молодые послесарматские осложнения Рачинской синклинали приводят к опрокидыванию на север субширотных складок, сложенных породами верхней юры (от келловей до титона). С ними связаны также взбросы, ориентированные на север. Эти мелкие структуры размещены между крупными линейными антиклинальными складками нижнего структурного этажа Цедисской и Чордской, пересекающими долину Риони в западно—северо-западном направлении. В южной части Парахети-Кортского района Рачинской синклинали, в полосе сел Баджихеви—Бари молодой Пощхревский сброс сечет антиклиналь нижнемеловых осадков. Разрыв этот резко выделяется в рельефе высоко поднятым на уровень свыше 2400 м уступом, обнаженным на протяжении 4 км и на несколько сот метров высоты.

К молодым оживленным разрывам района относится также Самтисский разветвленный сбросо-сдвиг, по которому перемещены вверх и к северу порфириды байоса западного крыла относительно верхнеюрских и олигоценовых отложений восточного крыла. В долине Риони проявляются и небольшие дизъюнктивы, такие как Садмельский и Шараульский.

Как это изображено на прилагаемом разрезе (рис. 48), Цесская антиклиналь в келловей-оксфордских слоях сменяется к западу Амбrolаурской синклиналью нижнего мела, выполненной майкопскими и сарматскими отложениями. Она испытывает два совсем молодых ступенчатых разрыва. Ниже по течению Риони, почти до правобережья рч. Шараулы распространен верхний эоцен. Небольшая вторичная складчатость в нем относится к новообразованиям, напр., Кведа-Шаврская антиклиналь или Зе-Гвардская и Саирмская синклинали. Перечисленные структуры района проявляют в позднейшее время активность, выражающуюся в вертикальных движениях.

Геоморфология района своим разнообразием форм подчеркивает сложное геологическое строение. Господствующим типом рельефа здесь является среднегорный с различным характером и глубиной расчлененности. Правобережье Риони пропилено молодыми глубокими ущельями, такими как у рек Сакауры, Лухунисцкали и Рицеулы. Но левый берег Риони, если не считать долин Джеджоры и Гарулы, дренирующих порфиритовую серию, неглубоко прорезается сетью ручьев и речек. Долины и овраги большинства их весьма специфичны. Они

имеют плоские широкие днища и невысокие крутые склоны, напоминающая в верхнем течении «подвешенные долины». Надо думать, что форма их выработывалась на участках небольших вторичных синклинальных прогибов благодаря высокому локальному положению базиса эрозии. Наряду с этим, интенсивное развитие карста в верхнеюрских известняках ограничивало поверхностный сток, ослабляя эрозионную работу. Но в недавнем прошлом, когда рельеф представлял невысокие гряды, карстовые процессы, особенно на участках локальных синклинальных прогибов, были замедленными. Преимущество оставалось за поверхностной работой речных потоков, главную роль в которой играла аккумуляция материала размыва.

Склоны долины Риони и главных его притоков террасированы на разных этажах. Наибольшее количество фрагментов террас высокого уровня сохранилось на левобережье Риони, на территории сел Цхмори, Шромисубани и Шардомети.

Наша нумерация террас несколько отличается от таковой Э. Д. Церетели, выделившего в долине Риони семь террас на высоте: I — 3—5 м, II — 10—20 м, III — 40—60 м, IV — 140—250 м, V — 300—400 м, VI — 450—500 м, VII — 600—700 м.

По данным наших исследований, наиболее высокой террасой района является обрывок выровненной на высоте 1460 м поверхности в северной окрестности с. Корта, с превышением над Риони 700 м. Она расположена в полосе поперечного поднятия — г. Поцхвреви — правобережный массив Купра (наибольшая амплитуда их воздымания лежит по линии выступа Дзирульского массива и, вероятно, обусловлена его молодыми подвижками). В свете концепции И. Г. Кузнецова (1933), зона «Корта» отождествляется с воздымающимся в настоящее время грабеном.

Следующий уровень 1400—1380 м выражают Цедисская и Псорская обрывки VIII эрозионной террасы долины Джеджоры.

Останцы VII террасы фиксируются: на склоне Цедисской террасы на уровне 1325 м, и на левом берегу Риони вблизи с. Хирхониси на высоте 1300 м. Второй из обрывков покрыт валунно-галечным материалом лейасских и среднеюрских пород (С. Н. Неманишвили).

Небольшая ступень того же уровня отмечена над с. Боква. Западнее с. Зварети и над уроч. Амирэджиби на уровне 1300—1307 м выделяются фрагменты обширного плато, на склоне которого врезаны ряды ступеней более молодых террас.

Фрагменты VII террасы располагаются широтным рядом по южному краю левобережного склона долины Риони, указывая на древнее русло его предшественницы. Притоками ее служила не только Палеоджеджора, оставившая следы своей работы ступенями на склоне Цедисской террасы и в окрестностях с. Хирхониси, но и поток, протекавший, примерно, в направлении современной Хеори, если судить по положению в рельефе боквинского и зваретского останцов. Не исклю-

чено, что с деятельностью этого потока связаны мощные галечники в окрестностях с. Боква и в овраге Чиори. Здесь, по наблюдениям Н. С. Бендукидзе (1966), галечники прислонены к коренным верхнелейасским слоям; состоят они из порфиритового, сланцевого и флишевого материала юры и мела. Гранита в нем нет.

Следующий уровень террас Рионской долины—**VI** терраса. Ее представляет выровненный и, частично, поврежденный денудацией рельеф под селами Цхмори, Жашква, Сомицо, поверхность которого наклонена с юга на север от 1200 до 1150 м. Пологая в южной части (коэффициент уклона 0,005) она испытывает перелом на отрезке с.с. Жашква—Сомицо, с усилением крутизны кривой древней эрозии до 0,04.

От Сомицо к западу реликты VI террасы сосредоточены широтной полосой на уровне 1000—1120 м под с. Схиери, между селами Анкара и Шромисубани, в окрестностях с. Квашхети (левый берег рч. Хеори) и на междуречье Мурейханы и Чешоры. Западнее ее в 5 км расположена площадка с россыпью гальки на высоте 1050 м. Еще западнее в 1 км, на правом берегу р. Барулы выделяется обрывок снисвелированного рельефа на уровне 1140 м.

Отсюда вниз по течению Риони наблюдается уже устойчивое снижение поверхности реликтов высокой террасы.

В ряде случаев, на междуречье Джджоры и Барулы VI терраса представляет выровненную поверхность мощного древнего валунно-галечного аллювия, легко поддающегося размыву и обвально-оползевым смещениям, особенно там, где подошвой служат олигоценовые глины. Мощность аллювиального покрова в этих условиях трудно определить, должно быть, она здесь около 100—150 м. Особенностью его петрографического состава является преобладание вулканогенных пород байоса, лейасских сланцев, известняков и песчаников флиша, и полное отсутствие верхнеюрских и меловых пород, широко здесь развитых. Один из основных компонентов состава — гранит — отсутствует лишь в южных ответвлениях описанного ряда фрагментов VI террасы (Н. С. Бендукидзе, 1966). Гелечный покров, сложенный из материала вышеупомянутых пород и гранита, перекрывает террасы: Схиери (Д. В. Церетели), Сомицо, Анкара, Парახети, Шромисубани (Н. С. Бендукидзе). На других реликтах VI террасы галечный покров смыт.

Восстановленный по обрывкам широтного ряда VI террасы (левобережье Риони) профиль эрозии отличается волнистой формой. Он относительно слабо наклонен к западу (0,008) в восточной части рассматриваемого интервала (Схиери-Анкара), выровнен в нижнем течении рч. Хеори, снова наклонен к западу между с. Парახети и уроч. Джихуристке, но более круто, чем в начале (0,01); после перелома на левом берегу Барулы, кривая снова получает устойчивый наклон к западу с аналогичной предыдущему отрезку крутизной. Этот перелом, бесспорно, — следствие подвижек по Самтисскому разрыву, который

Н. С. Бендукидзе проводит в меридиональном направлении до Риони, связывая с ним резко отличающиеся морфологией части долины по обоим крыльям нарушения. Фрагмент VI террасы правобережья Барулы поднят до уровня 1140 м, т. е. на 90 м выше соседнего останца VI террасы Джихуристке.

Превышения обрывков VI террасы над поймой Риони увеличиваются на рассматриваемом интервале долины с востока на запад от 355 м (Схиери) до 470 м (Парахети); в опущенном блоке (Джихуристке) отн. высота террасы падает до 404 м, в поднятом блоке поднимается до 520 м — наибольшее превышение; вниз по течению реки оно вновь уменьшается — от 465 м (левобережье Барулы) до 450 м (с. Знаква), оставаясь на этом уровне до с. Гадиши; западнее отн. высота спускается до 390 м (с. Саирме).

V терраса выражена в рельефе обоих берегов Риони: на северном склоне вершины Цмендауристави на отметке 1100 м и на левобережье под с. Сева на высоте 950 м. На поверхности ее — высыпки гальки порфириново-сланцевых и гранитных пород (Д. В. Церетели). На правобережье Риони V террасу представляет вереница ступеней на расстоянии 5 км между речками Намисигеле и Самперави на высоте 900 м. Западнее эта терраса резко повышает свой уровень до 950 м там, где наиболее повышена и VI терраса. Превышение V террасы над урезом реки также уменьшается вниз по течению от 240 м до 230 м, но на западном приподнятом крыле сброса увеличивается до 320 м.

Выясняя геологическую обстановку для описанной морфометрии V террасы на интервале между селами Сева и Сори, мы приходим к выводу о приуроченности выровненных на отметке 900 м останцев ее к опущенному восточному блоку Самтйского разрыва. Оба краевых фрагмента с отметкой 950 м лежат по обе стороны разрывов, по которым опущен блок Джихуристке.

Ниже по течению Риони V террасу представляют площадки по обоим берегам Хидикари на высоте 770—800 м; левобережная покрыта галечником.

Восстановленная по останцам V террасы поверхность древнего дна между Амбролаури и с. Патара Чорджо волнообразно изогнута, шарниры ее поднятия достигают высоты 770 м на поднятом крыле Амбролаурской синклинали (из них восточный расположен вблизи к своду Цесской антиклинали). Мульду этой волны характеризует останец на высоте 750 м (с. Гори). Если на описанном отрезке профиля эрозии отмечаются плавные изгибы, соответствующие складчатой дислокации, то западнее, между селами Садмели и Бостана кривая явно изломана: на 1,5—2 км расстояния уровень ее от 770 м падает до 720 м, т. е. на 50 м. Площадки под селами Бостана и Гвиара расположены на опущенном по сбросу блоке. Уступы их возвышаются над Риони на 210 м (принадлежность террасы Бостана к более молодой IV террасе исключена, т. к. поблизости, в окрестностях сел Бугеули и

Чорджо эту террасу представляет ступень на высоте 600—610 м с отчетливым уступом). Здесь перед нами — наглядный пример дизъюнктивной дислокации, отразившейся в рельефе: взброс, по которому западная часть синклинали меловых отложений с перекрывающими олигоценовыми глинами поднята на территории с. Садмели над западным блоком Бостана, сложенным верхнеэоценовыми и сарматскими слоями.

На продольном профиле современной эрозии, в интервале между Амбролаури и с. Кв. Шавра, у восточного сместителя поверхность дна имеет уклон по течению реки 0,004, который в 1,5 км восточнее усиливается до 0,01. Западнее, в поднятом блоке второго разрыва картина повторяется: у сместителя уклон поймы 0,005, восточнее же падение русла 0,01. В лежащем крыле взброса на территории Бостана-Гвиара уклон плоскости долинного дна на расстоянии 3 км — 0,007. Западнее же уклон кривой современной эрозии ослабевает до 0,005—0,004, и далее на запад, в восточном крыле Кв. Шаврской антиклинали, крутизна кривой резко усиливается до 0,01. Итак, мы убеждаемся, что во всех случаях, иллюстрируемых изгибами кривой эрозии и геологическим разрезом, в поднятых блоках взбросов, независимо от того, сложены они однообразными рыхлыми породами (сармат, олигоцен) или чередованием твердых и мягких пород (мел, олигоцен) наблюдается одна последовательность в распределении уклонов: пологий уклон у сместителя сменяется к востоку усилением крутизны. Как видно, морфологическая ступень взброса, выраженная в начальной стадии процесса, как и все подобные формы, ликвидируется допьютной эрозией реки. Потому с течением времени эта ступень будет продвигаться к востоку от разрыва, отражаясь на плоскости днища Риони изгибом поверхности от пологой к крутой, выравнивающейся далее на восток.

Из других реликтов V террасы следует в нескольких словах остановиться на двух: один из них на левобережье в окрестностях с. Кведа Шавра, на высоте 680 м (отн. выс. 250 м), второй — на правом берегу, более 12 км ниже по течению, в окрестностях с. Саирме на уровне 620 м (превышение над Риони — 260 м). Этот последний представлен сбрыском древнего аллювия, состоящего из гальки свойственных для этой террасы пород и гранита (Д. В. Церетели).

Надо полагать, что уровень Кведа-Шаврской террасы выше, чем ожидаемый при нормальном профиле эрозии на отрезке Бостана — Кв. Шавра. Иначе говоря, профиль оказался выположенным до $K=0,004$. Это связано с тем, что рельеф террасы развивается на небольшой вторичной живой Кведа-Шаврской антиклинали. Локальное поднятие сказывается и на положении аллювиального покрова Саирме, но вызвано подвижками уже по Зе-Гвардийскому разрыву: поднято западное крыло Саирмской синклинали, сложенное известняками верхнего мела. Восстановленная между двумя указанными реликтами по-

верхность полога (0,006), а превышение аллювиального покрова Саирме над урезом реки больше, чем у террасы Кведа Шавра.

Останцы IV надпойменной террасы достаточно хорошо выделяются по берегам Джеджоры в нижнем ее течении, и, спорадически, по берегам Риони, на междуречье Джеджоры и Ладжануры.

В первом случае профиль ее изменяется от 1150 м (с. Ири) до 1000 м (с. Цола.) В общем выдержанный уклон его 0,01 между с. с. Ири и Пипилети резко ломается к останцу Цола — 0,04. Превышение IV террасы над поймой р. Джеджоры увеличивается от 150 м в зоне синклинали Ири до 200 м в приустьевой части реки. Севернее фрагменты IV террасы сосредоточены по оси и крыльям сравнительно небольшой вторичной антиклинали в вулканогенных слоях байоса. Но отмеченный перелом кривой эрозии IV террасы между Пипилети и Цола слишком резок, чтобы его отнести за счет лишь приуроченности к различным элементам этой складки. Скорее всего он связан с разрывом в южном крыле антиклинали, подобным зарисованному нами с левого берега Джеджоры в обнажении правого склона долины (рис. 49).

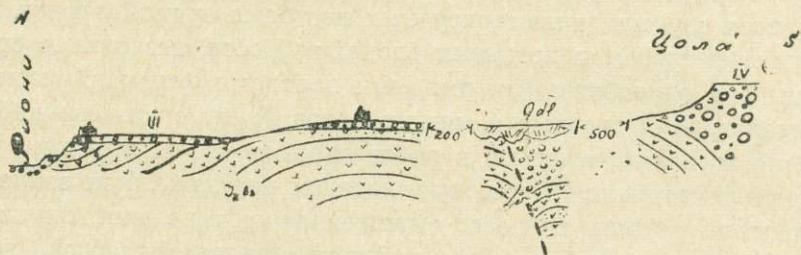


Рис. 49. Схематизированный геологический разрез долины р. Джеджоры в низовье.

От Цола вниз по течению реки поверхность IV террасы выравнивается, будучи развита на древней аллювиальной террасе, подошва которой находится, по данным бурения, ниже уровня реки. Это — древнее русло р. Риони (Н. Бендукидзе), приуроченное к вторичной синклинали в порфиритовых слоях между упомянутой Пипилетской антиклиналью и маленькой складкой в устье Джеджоры. Не исключено, что выполнение мульды речными наносами начато в более ранний цикл речной деятельности, а именно, в чаудинское или верхнеплиоценовое время, в условиях устойчивого погружения синклинали. В этом убеждает нас не только более 150 м мощность аллювия, но, в ряде случаев, и характер контакта его с крыльями вмещающей складки: расположение гальки плоской стороной в направлении падения пластов байосских вулканитов.

Показательно, что профиль современной эрозии реки Джеджоры на рассматриваемом отрезке долины повторяет изгибы древней поверхности то в более уплощенной, то в тождественной форме.

Фрагменты IV террасы левобережья Риони, расположенные на уровне 810—800 м, как и V терраса увеличивают превышение над рекой от с. Шардомети к Джихуристке с востока к западу от 130 до

154 м. останцов IV террасы в поднятом крыле Самтисского разрыва не сохранилось, но западнее терраса Мухли характеризуется резким наклоном вниз по течению реки от 770 до 750 м высоты. По-видимому, ручей Сакория на переломе этой кривой эрозии вырабатывает ущелье в полости небольшого тектонического разрыва с приподнятым восточным крылом.

Ниже по р. Риони к IV террасе принадлежат: обрывок аллювиального галечника в окрестности с. Ица (Д. В. Церетели), в выемке дороги на высоте около 700 м (отн. выс. 165 м); ступени в северо-западной окраине с. Бугеули на левом берегу Риони на уровне 610 м и на противоположном берегу под сел. Патара Чорджо на отн. в. 130 м; правобережная площадка под с. Чребало на высоте 600 м. Превышение последней — 170 м — увеличенное, также как и у V террасы Кв. Шавра, в связи с поднятием одноименной антиклинали; унаследовано оно не позже чем с верхнего плиоцена, т. к. в этой полосе претерпевает положительные подвижки и VI терраса с. Гадиши.

С IV террасой Чребало синхроничные ступени в устье р. Шараулы (в 7—8 км ниже по Риони) связаны пологой кривой эрозии — 0,006. Здесь на отн. высоте 560 м врезаны в известняковые склоны небольшие площадки, находящиеся в полосе контрастных движений: поднятия небольшой антиклинали палеоцен-эоценовых известняков восточнее Зе-Гвардийской брахисинклинали и отрицательных смещений крыла по Зе-Гвардийскому сбросу. Эти последние превалируют над положительным движением интенсифицирующейся складки. Кстати, то же подтверждает и положение высокой VI террасы Саирме, которая понижена на 150 м по сравнению с Гадишской ($K=0,013$) и имеет значительно меньшее превышение над рекой.

Хуже сохранилась в исследованном районе III терраса, в большинстве случаев, вероятно, эродированная в нижних частях склонов временными потоками или прикрытая плащом делювия и овражными выносами. Лишь в верхней части Рионской долины, где она поднята достаточно высоко, ее представляют широкие и протяженные площадки. Примером служит левобережное, почти 4,5 км длины, плато над Они, наклоненное вниз по течению реки от 900 м до 850 м (отн. в. 100—80 м) между рч. Гарула и с. Командели. Коэффициент уклона 0,012. На террасе — высыпки гальки и валунов вулканогенных пород байоса, сланцев и песчаников лейаса, известняков, гранитов и кварцитов. Аналогичная терраса прослеживается на противоположном берегу Риони на территории сел Лачта и Шеубани.

Если сопоставить с поверхностью Онийской террасы левобережный обрывок плато под с. Гари на высоте 950 м, то выявится излом на профиле древней эрозии с резким поднятием северо-восточного отрезка на 50 м высоты. Эта часть террасы находится на оси вторичной антиклинали в сорских слоях, проходящей вдоль Гарулы. Но факты убеждают, что пликвативные дислокации выражаются плавными изме-

нениями выровненных плоскостей. Поэтому можно допустить, что оживление Гарской складки сопровождается дизъюнктивными подвижками. Иного характера деформация террасовой площадки на правом берегу Джеджоры вблизи устья. Поверхность ее от уровня 850 м, где расположено кладбище, сводообразно поднимается до 900 м к развалине второй крепости (первая крепость венчает II террасу). Эта выгнутая форма рельефа покрыта галечником, аналогичным по составу и размерам обломков покрову III Онийской террасы. Изгиб террасовой плоскости происходит по своду небольшой оживленной антиклинали в вулканогенных слоях байоса.

К западу поверхность III террасы опускается от 750 м (с. Шардомети) до 650—660 м (с. Кв. Цеси). Ее выравнивание на этой территории происходит в полосе свода Цесской антиклинали. Не является неожиданным скачок на кривой эрозии III террасы по берегам Рицеулы, где Садмельской террасе на высоте 600 м противостоят фрагменты Бугеули — Бостана на отметках 540—550 м. Из ранее описанного мы знаем, что группу этих реликтов разделяет взброс, отразившийся в разрыве плоскости V террасы.

II и I террасы в интересующей нас части долины сохранились протяженными обрывками, но они могут представлять интерес лишь при точных инструментальных морфометрических работах.

Вернемся к кривой современной эрозии р. Риони. В восточной части описываемого отрезка долины, на территории проявления разрывов высоких террас левобережья, речное дно крутым уклоном 0,01 — 0,014 повторяет на интервале Сомицо—Схиери крутизну уклона высоких террас. К западу — на Хеорской синклинали кривая выполаживается до 0,009. Крутизна усиливается до 0,011 на воздымающемся западном крыле этой структуры, а на поднятом по разрывам Чешорском блоке — до 0,015. В опущенном по Самтисскому сбросо-сдвигу крыле Джихуристке, уклон, как следовало ожидать, падает до 0,005, а в поднятом крыле становится круче — 0,009. На Мухлской синклинали и по своду Цесской антиклинали вновь устанавливается ослабление уклона кривой эрозии до 0,005, но на западном крыле Цесской складки уклон усиливается до 0,02. Поведение поверхности современного дна долины в полосе ступенчатых разрывов Садмели—Бостана нам знакомо, оно явно утверждает продолжающиеся по сей день подвижки обособленных взбросами блоков.

Но если древние террасовые плоскости изогнуты более крупными волнами складчатости, то сравнительно более молодые — V, IV и III террасы деформированы мелкими волнами, что вероятно, отражает преимущественное развитие в четвертичное время мелких складок⁴¹. осложняющих древние структуры.

⁴¹ Их изгибы на древних поверхностях, ввиду плохой сохранности последних, улавливаются редко.

Изломы профилей разновозрастных террас обусловлены разрывными дислокациями, роль которых усиливается на описываемом интервале Рионской долины с запада на восток. Сместители разрывов, согласно взгляду И. Г. Кузнецова (1933), используются неоднократно в течение ряда периодов. Чередование растяжения и сжатия коры обуславливает закономерное чередование поднятий или опусканий зон вдоль поверхностей разрывов. Конкретное подтверждение этому мы находим на примере Самтисского сбросо-сдвига, поочередное колебание блоков которого в ранние периоды вызвало смыв порфиритовой серии на восточном блоке Чешорского сброса и отложение верхней юры на лейасе (Н. Бендукидзе); затем, — размыв эоцен-олигоценых и миоценовых осадков на поднятом блоке между Самтисским и Чешорским разрывами; наконец, — поднятие западного блока Самтисского сброса в недавнее время, обусловившее срезание третичных осадков и верхних горизонтов верхней юры. Молодость этого поднятия доказывается анализом морфометрии террас этой территории.

Амплитуду современных поднятий района можно ориентировочно оценить по уклону поймы Риони. Если в верховье он измеряется высотой 100 м на 1 км расстояния, то в рассматриваемой части долины уклон равен 100 м на расстояние от 10 до 14 км, в восточной части, и 17 км, в юго-западной периферии Рачинской синклинали. К югу превышение постепенно убывает. Но подобно тому, что было отмечено для Верхней Рачи, на фоне общего постепенного снижения высоты тальвега реки, наблюдаются отдельные изломы кривой эрозии в сторону увеличения или уменьшения крутизны уклона, несомненно связанные с самостоятельными подвижками вторичных структур.

Итак, большая волна сводового поднятия Кавкасиони, современная конфигурация южного крыла которой вырисовывается в уклоне дна долины Риони, характеризуется в гребневой части большими амплитудой и темпом воздымания, ослабевающими на крыльях. На эту волну поднятия наложены движения меньших амплитуд, усложняющие развитие складок высшего порядка и глыбовые смещения.

Но что можно сказать об амплитуде поднятия исследуемого района в раннечетвертичное время?

Дно долины пра-Риони было поднято в постчаудинское время, в общем, параллельно современной пойме.

Если исключить значительно деформированные тектоникой террасы Джихуристе и осреднить высоты на участке Садмельских нарушений, то, в общем, мы получим кривую эрозии, тождественную современной. В верхнем течении уклон ее будет круче сегодняшнего, а в среднем течении близок ему.

Превышение VI террасы над V еще в чаудинский век варьировало в зависимости от интенсивности роста вторичных структур. Например, в районе Гадиши эта терраса была поднята над поймой Палеориони на

200—220 м, а в районе Саирме — на 130 м, хотя в блоке смещения возможно были за это время колебания разного знака.

Разность между уровнями высоких и последовательно сменяющих их низу террас указывает, что амплитуда поднятий ранних циклов превышала таковую для более поздних. Поднятия прерывались кратковременными остановками и опусканиями. Последние лишь на локальных участках вторичных синклиналей были длительными, вероятно, охватывая не один цикл эрозионно-аккумулятивной деятельности реки.

Для представлений о вертикальных смещениях рельефа наиболее показательны изменения уровня фрагментов террас в обоих крыльях Самтисского сбросо-сдвига. В опущенном блоке Джихуристке уровни террас и превышения таковы: VI — 1050 м (404 м), V — 900 м (254 м), IV — 800 м (154 м), III — 730 м (84 м), II — 665 м (19 м)?, I — 650 м (5,4 м), пойма — 646,4 м. Межтеррасовые интервалы или промежуточные поднятия террас разных циклов эрозии (составляющие суммарное поднятие VI террасы над поймой — 404 м), следующие: между VI и V террасами — 150 м, между V и IV — 100 м, между IV и III — 70 м, между III и II — 65 м?, между II и I — 15 м, между I террасой и поймой — 5,4 м. Большой интервал между останцами III и II террас заставляет предполагать промежуточное между ними, по времени формирования, поднятие, с которым должен быть связан более высокий уровень II террасы (раннекарангатской?). Приблизительный расчет позволяет искать соответствующие ступени на высоте 685—690 м (34 м отн. выс.). III терраса тогда окажется поднятой над ней примерно на 40 м, а площадка поздней II террасы опущена по сравнению с ней на 25 м.

В поднятом западном крыле Самтисского разрыва (правобережье рч. Барулы) можно сравнить лишь высокие террасы: VI — 1140 м (510 м) и V — 950 м (300 м). Других террас не сохранилось, но общая глубина врезания древней долины после формирования VI террасы и межтеррасовый интервал или амплитуда ее поднятия над V террасой — 190 м — свидетельствуют о том, что промежутки и между остальными террасовыми рядами здесь раздвинуты. Это и понятно, так как террасы приурочены к своду Сорской антиклинальной структуры, где размах внутрицикловых поднятий больше, нежели в соседней вторичной синклинали Джихуристке.

В поднятом крыле фрагмент VI террасы на 90 м выше фрагмента той же террасы в опущенном крыле, а останец V террасы последнего спущен по сравнению с поднятым блоком на 50 м. Значит, надо думать, что подвижки по Самтисскому сбросу также подчинены прерывистым движениям, амплитуда которых с течением времени уменьшается. В начальный момент подвижек блока в постплиоценовые импульсы поднято было днище реки, соответствующее VI террасе, до относительной высоты не менее 30 м, следующий импульс подвижек перед-

винул блок VI террасы, вместе со ступенью V террасы на ее склоне, примерно на 20 м, в третий импульс прибавилось участие IV террасы, в четвертый — III и т. д.

Сдвигание плоскостей террас по Самтисскому разрыву соответствует выводу Н. Бендукидзе о величине сбросового смещения верхнеюрских пород.

Попутно с дизъюнктивными подвижками здесь действовали усилия, формирующие складки. Они выгнули плоскости VI, V и, вероятно IV террас на рассматриваемом отрезке левобережья Риони. При нормальной кривой эрозии, древнее речное днище — поверхность VI террасы — имело бы уклон вниз по течению реки (в условиях горного рельефа), примерно, равный снижению на 150 м на расстояние 5—7 км. Следовательно, выровненность террасы, наблюдающаяся на этой территории, означает приподнятость ее на крыльях Сорской структуры не менее чем на 150 м. Стало быть, величина превышения VI террасы правобережья Барулы над плоскостью V — 190 м — соответствует пликативному выгибу на 160 м и передвижке по сбросу 30 м; в следующей импульс растущая морфоскладка со ступенью V террасы была приподнята на 100 м с подвижкой по сбросу 20 м, или всего на 120 м (VI же терраса переместилась на высоту 310 м) и т. д. В общей амплитуде поднятия VI террасы, за все четвертичное время равной 510 м, на пликативные движения приходится 420 м⁴², на дизъюнктивные — 90 м. Потому опущенный блок Джихуристке показывает поднятие VI террасы только на 410 м.

При заключении о возрастных пределах описанных террас правильным будет выбрать иной путь доказательства, нежели традиционную увязку с моренами древних оледенений, датировка которых серьезно никем не обоснована.

Проследивая изменение морфометрических показателей V террасы Горной Рачи к ее юго-западному продолжению в области Грузинской глыбы, можно распознать в них близкие характеристики останцов IV террасы Абхазии и Гурии. Там, в полосе ее распространения от высокогорья к Черноморскому побережью, чаудинский возраст террасы установлен фаунистически. Это дает основание считать синхроничными террасы сходной морфометрии, формировавшиеся в условиях близких амплитуд в процессе общего воздымания Южного склона Большого Кавказа.

Для достоверности приведем и другие факты.

В среднем течении Джеджоры по ее правобережью, на восточном склоне г. Велуамта, в верхнеюрских известняках поярусно расположены карстовые пещеры Кударо, известные уникальными находками в их

⁴² Надо учесть, что поднятие крупной структуры будет опережать врезание долин, однако, менее, чем в пределах антиклинория, где размах восходящих движений обгоняет таковые Рачинско-Лечхумской синклинали.

отложениях орудий и бытового инвентаря ашельского и мустьерского веков. Открывший их В. П. Любин (1959) вскользь высказывает мысль о связи карстовых пещер с уровнями речных террас. Мысль эту поддерживает А. Д. Колбутов (1960), позже исследовавший геоморфологию бассейна Б. Лиавхи, однако, он не приводит четких морфометрических доказательств этой связи.

Субгоризонтально выровненные днища двухэтажных полостей пещеры Кударо расположены на уровнях — 1586—1564 м (превышение над рекой 251—234 м) и 1486—1472 м (156—142 м отн. в.). Верхний соответствует ступеням и уступам террасы, отметки которых в окрестностях сел Пасраго, Часавали, Ахсаргина изменяются вниз по течению реки от 1510—1520 м до 1500 м, а ниже по Джеджоре — до 1493 м. Прослеживая их к устью реки, мы убеждаемся, что это терраса, распространенная в районе с. Цола, и отнесенная нами к IV террасе. Не трудно видеть, что второй уровень пещеры Кударо соответствует нашей III террасе. Близкое высотное положение этих генетически сходных форм рельефа указывает на подчиненность общим законам долинообразования.

Правомочность используемой рядом исследователей увязки ступеней террас и дна карстовых полостей оправдывает себя в определенных тектонических и гидрологических условиях, так как базисом эрозии карста или нижним пределом интенсивной работы трещинно-карстовых вод является уровень основной речной артерии. В новый импульс поднятия района и подземные и поверхностные водотоки параллельно пропиливают рельеф, выработанный в предыдущий цикл эволюции.

Наличие в культурных слоях пещер Кударо супесей, изредка, гравия (В. П. Любин), указывает на возможность периодических затоплений паводковыми водами, следовательно, — на приближенность пещер к пойме того времени.

Таким образом, принадлежность IV террасы исследуемого района к миндель-рису (древнеэвксинскому времени), а III террасы — к мустье (рису), позволяет принять предположение о чаудинском (миндель) возрасте V террасы. Это решает вопрос и о принадлежности VI террасы верхнему плиоцену, а VII — понто-киммерию.

Современные черты долины Риони начали формироваться на интересующей нас территории не ранее чем со времени отложения поймы V террасы. При выработке плиоценовых террас Палеориони смещена была к югу. Данные о наличии или отсутствии в галечниках высоких террас гранитного материала помогают наметить пути левых притоков Риони ранних циклов дренирования, впадавших в него несколькими потоками с южных хребтов.

Представляет интерес то обстоятельство, что в аллювиальном покрове террасовых рядов левобережья Риони не обнаружено ни верхнеюрского, ни мелового материала (Н. Бендукидзе).

Меловые известняки Шкмерской (Баджихевской) антиклинали, расчлененной Поцхревским взбросом, не могли служить продуктами разрушения и сноса лишь в том случае, если в позднем плейстоцене слагали блок, опущенный по упомянутому сбросу. Не означает ли это, что их опускание совсем недавно сменилось поднятием блока, прекрасно вписанным в морфологию рельефа? Амплитуда его перемещения измеряется несколькими сотнями метров, обусловленная развитием более крупной структуры (морфоструктура 5 порядка).

Как ни велика роль разрывных дислокаций в описываемом районе, свести все многообразие тектонических в нем процессов только лишь к колебательным движениям по разрывам (И. Г. Кузнецов, 1933) не кажется нам убедительным.

В изложенных на этих страницах данных, которые необходимо пополнять и уточнять, приведены примеры, с одной стороны, плавных и постепенных изгибов террас, связанных с интенсификацией структур или складчатыми новообразованиями, а с другой стороны, — резко выраженных изломов террасовых плоскостей по разрывам. Надо полагать, что в основе этих процессов лежат движения, происходящие в складчатой области Кавказа, которые осложняются встречными движениями со стороны Грузинской глыбы.

2. ЖИВУЩИЕ РАЗРЫВЫ

А. Междуречье верховьев Бзыби и Арагви

Здесь дается краткий очерк дизъюнктивных дислокаций по Южному склону Кавказиони, описанных при изучении автором углекислых минеральных вод этой зоны. В ряде случаев, молодость этих форм запечатлелась в рельефе. Надежными свидетелями их позднейшего развития являются приуроченные к ним выходы из глубин минеральных вод.

Молодые дизъюнктивные явления охарактеризованы в долинах Ацгара-Кодори, в верховье Бзыби и в бассейнах Ингури, Цхенисцкали, Риони и Хевсурской Арагви.

Долина Кодори прорезает в верховье широтные, опрокинутые к югу складки юрских толщ, расчлененные разрывами, наибольшую роль среди которых играют надвиги. В ряде случаев отчетливо выражен в обнажениях Главный надвиг Южного склона Кавказиони, по которому кристаллическое ядро высоко приподнято и надвинуто на юрские сланцы. Надвиг сопровождается мощной зоной смятия и дробления пород, прослеживающейся от среднего течения рек Гвандры и Клыча на запад, до перевала Аданге. По склонам ущелья Клыча обнажены интенсивно нарушенные метаморфические породы, включающие глыбы и крупные отторженцы нижнелейасских сланцев в сложном тектоническом взаимоотношении. Весь комплекс пород разбит разломами по на-

пластованию и вкрест его, а также — широтными диаклазовыми трещинами. Все они дают выход на поверхность минеральным водам.

В долине Кодори проявляется и другое крупное нарушение на границе нижнего и среднего лейаса, характеризующееся перемещением пластового тела сланцев и чередующихся с ними известняков се-

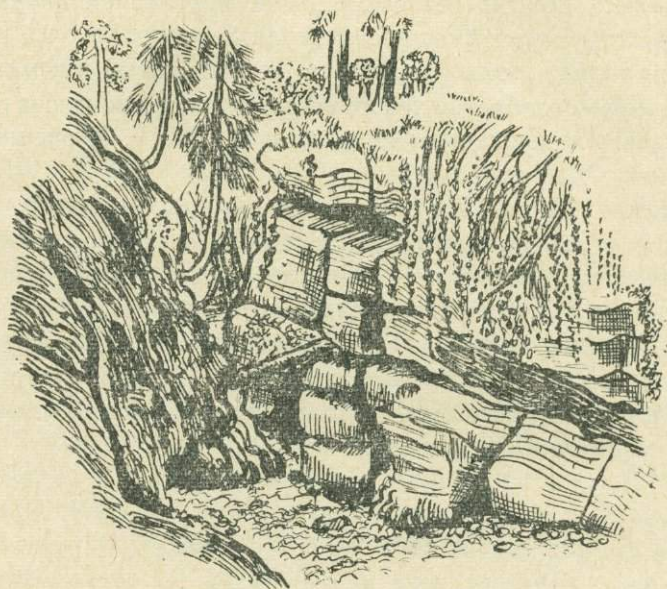


Рис. 50. Экзотектоническое выдавливание пластов на правом склоне ущелья р. Птыша.

верного крыла разрыва. Он является выводящим для минеральных вод. Но Птышский минеральный источник связан с меридиональным разрывом (аз. пад. $250^\circ \angle 35-40^\circ$), секущим продольную зону нарушения.

К западному продолжению надвига между нижним и средним лейасом в верховье Бзыби на участке «Башкацара» приурочен источник оригинального квасцового состава, формирующегося в зоне активного окисления сульфидов. Но присутствие в воде уголекислоты указывает, что в эту зону проникают также струи глубоких подземных вод. Геологическое строение участка Башкацары весьма сложное: глубоко срезанные надвигом метаморфической толщи, нижнелейасские сланцы надвинуты на средний лейас, а тот, целиком спиливая верхнелейасскую свиту, надвигается на порфириды средней юры. В условиях трехкратного раздавливания, образовалась мощная тектоническая брекчия, плотно сцементированная окислами железа. Полого залегающие тут же на левом берегу Бзыби аспидные сланцы, возможно, представляют обрывок аллохтона — среднелейасских слоев, перемещенных с севера на юг по поверхности порфиритов.

Хорошо выражен в районе другой региональный разрыв — между верхним лейасом и байосом. На правобережье Кодори, в оврагах между речью Хецквары и Клыча обнажается обрванная крутым сбросом, падающим на север под $\angle 75-80^\circ$, толща чередующихся сланцев и известняков верхнего лейаса. В контакте их с порфиритами—20 см слой перетертого материала этих пород. Значительно разбита трещинами вблизи сместителя вулканогенная свита байоса. Параллельно плоскости сбрасывателя ее рвет второй разрыв.

Нарушение это подготовило условия для крупных оползней на правобережье долины, в окрестностях сел Гвандра и Генцвиши. Но выходами минеральных вод этот разрыв беден.

Многочисленным разрывным деформациям подвержены в бассейне Кодори меловые отложения Жургинской синклинали. Из разрывов наиболее отчетливо выражены:

1. Сброс, совместивший верхнемеловые и ср. юрские породы, протягивающийся в юго-восточном направлении от г. Копшары к низовьям Брамбы; 2. сброс в долине Зимы по контакту порфиритов байоса и нижнемеловых известняков, падающий на северо-восток под углом 55° ; он сопровождается на стыке пород брекчией дробления, которую цементирует значительно перекристаллизованный карбонатный материал; 3. параллельный предыдущему, разрыв вдоль р. Зимы вызвал опускание северного крыла Жургинской синклинали.

Как видно, долина реки в среднем ее течении выработана в полости субмеридионального сброса, активизировавшегося в конце плейстоцена.

В отличие от ранее описанных дизъюнктивов, сбросы, секущие меловые отложения в бассейне Кодори, должно быть, не имеют распространения в глубину, так как ни один из них не выводит на поверхность минеральные воды.

Следуя вдоль зоны разгрузки последних на Южном склоне Кавказа к востоку, мы отмечаем приуроченность выходов углекислых минеральных вод к дизъюнктивным нарушениям широтной долины Ингури (Верхняя Сванетия), почти на всем ее протяжении. Роль выводных путей здесь играют, в основном, Главный надвиг Южного склона и параллельный ему разрыв между свитами в. юры — н. мела (J_3-S_{G1}) и средней юры. Главный надвиг характеризуется многообразием форм деформации пород в контакте кристаллических и аспидных сланцев⁴³. В долине р. Долры у контакта аспидных сланцев лейаса, пластующихся с известняками, и метаморфической толщи наблюдается ряд параллельных зон смятия и дробления, с крутым падением на север под углом $55-60^\circ$ продольных разрывов. Последние секутся сбросами близкого простирания, но более круто наклоненными к северу (75°).

⁴³ Общая геологическая ситуация этой и восточной частей Южного склона Б. Кавказа дана, в основном, по трактовке И. Р. Кахадзе, В. П. Ренгартена, В. Я. Эдилашвили, П. И. Авалишвили, П. Д. Гамкрелидзе, Г. С. Дзюенидзе и В. Н. Крестникова, Б. В. Залесского и С. С. Кузнецова, и наблюдениям автора.

Долина правого притока Ингури—Мульхры—вскрывает сложную картину разрывных дислокаций в зоне надвига среднеюрской песчаниково-

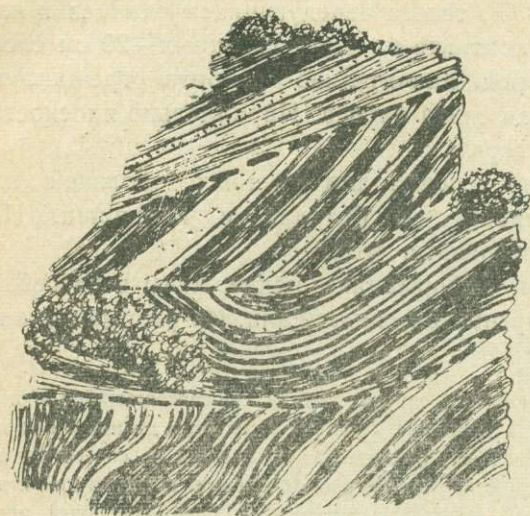


Рис. 51.* Экзотектоническое выдавливание в лейасских сланцев по берегам Мульхры (В. Сванетия).

сланцевой свиты на карбонатную свиту верхней юры—нижнего мела. В нижней части склонов долины обнажаются слои автохтона, падающие на север под углом 30—35° (левый склон) и 85—90° (правый склон). В верхней части склонов слои срезаются чешуей горизонтальных или слабо наклоненных на север пластов по полого волнистой плоскости разрыва. Вблизи Местии можно видеть несколько чешуей надвига, с выдавливанием пачек слоев в сторону р. Мульхры (рис. 51).

В противоположность надвигам, отличающимся раздавливанием и уплотнени-

ем пород в контакте, секущие их крутые сбросы с простиранием 230—250° сопровождаются дроблением, разрыхлением пород, нередко, плейчатостью и изгибами пластов к юго-западу в контакте. Надо думать, что река Мульхра выработала в низовье долину по одному из сбросов этого направления.

В верхнем течении Ингури дно троговой долины Халдесчала представляет обширную высокогорную область разгрузки углекислых минеральных вод типа «Цирниаши» (рис. 52); их прослеживание на восток у подножия стены Безинги и на склонах горы Каретты, отсюда — к истокам Ингури (у бортов и под подошвой ледников Шхары), позволяет судить о молодой раскрытости древних разломов.

Источники следуют дальше на восток, давая почти непрерывные, в рамках соответствующего эрозионного вреза, выходы подземных струй минеральной воды Корудаша и Зесхо. С подобными зонами нарушения по напластованию песчаников и сланцев, но уже нижнего и среднего лейаса, связаны минеральные источники типа «Цирниаши» вблизи курорта Муаши, а также по р.р. Сгимлашуре и Хешкуре в Нижней Сванетии. Там же, на левобережье р. Ласкадуры минеральные воды разгружаются вблизи контакта нижнего лейаса и верхней части Дезской свиты верхнего палеозоя.

Основными каналами разгрузки минеральных вод долины Киртишо Горной Рачи служат зона Главного надвига и пересекающие ее наис-

кость разрывы. Главный надвиг и здесь представлен рядом параллельных разломов с азим. падения $40^\circ \angle 60-70^\circ$, в контакте, надвинутых на сланцы нижн. лейаса докембрийских гнейсов и измененных гранитов. В южной части этой зоны раздавливания (в среднем течении реки



Рис. 52. Истоки Халдесчала в полосе разгрузки минеральных вод «Цирниаши».

Киртишо) наблюдаются разрывы под аз. пад. $260^\circ \angle 50-60^\circ$, с раскрытыми на 5—6 см полостями, заполненными рыхлыми образованиями, а также разрывы с аз. пад. $115^\circ \angle 55^\circ$ (к северу усиливающимся до 70°) — закрытые, не способствующие выходу минеральных вод во всей системе дизъюнктивов зоны Главного надвига, с которой связаны многочисленные источники долин Киртишо и Чвешури.

В Горной Раче минеральные воды приурочены также к разрывам надвигового типа по напластованию песчаников и сланцев свиты Геске в верховье Гомулы, и верхнего лейаса, в долине Лухунисцкали. В этой последней, в 8 км от устья, в левом склоне (вблизи дороги Урави — Каджана) обнажается зона нарушения, простирающаяся субширотно. В ней размещены по напластованию в лейасских сланцев (аз. пад. $20-30^\circ \angle 50^\circ$) локальные участки дробления пород. Брекчии мощностью 1—2 м цементируются измененной эффузивной породой. Это, по-видимому, древние разломы с жерлами местных вулканических излияний. Повторное их раскрытие произошло недавно — в голоцене, и в настоящее время по полостям разрывов поднимаются дериваты соленощелочных глубинных вод. Зоны дробления и здесь секутся поперечными взбросами (рис. 53).

Наряду с продольными нарушениями, в исследованной зоне активизируются, как уже было выше отмечено, поперечные региональные разломы.



Рис. 53. Приуроченность минеральных источников к дизъюнктивам в долине Лухунискали.

На междуречье Ненскры и Накры в верхней Сванетии меридиональные разрывы, подтвержденные геофизическими исследованиями, также сопровождаются группой параллельных разрывов, эрозия которых выразилась в форме долин упомянутых рек. Сосредоточенные вдоль речных доньев источники углекислых вод прочерчивают линии сместителей меридионального направления. Сходные явления наблюдаются в верховье Риони (курорт Уцера) и его левого разветвления Чвешуры в Верхней Раче. Там же, в долине р. Сакауры, на поперечном нарушении аз. пад. $100^\circ \angle$ от 70° до 90° гирляндой навешана группа выходов хлоридных вод.

Как видно, широкие зоны активизировавшихся поперечных разломов, благоприятствующие бурному восхождению минеральных вод, способствовали также предпочтительной эрозии в этом направлении при закладке на Южном склоне речных долин.

Бассейн Арагви в верховье и, особенно, долина ее левой ветви — Пшав-Хевсурской Арагви — это наиболее восточная и насыщенная источниками область разгрузки глубоких минеральных вод Южного склона Кавказа. Здесь развит комплекс юрских и меловых отложений, дислоцированных в сжатые складки, опрокинутые на юг. Их осложняют крутые широтные разрывы, типа взбросов, падающие на север. Они являются наиболее распространенным нарушением исследованной территории. Другой вид разрывов представляют надвиги по напластованию пород как крупные, большой амплитуды, так и вторичные, небольших смещений.

Наиболее значительным здесь, по воздействию на боковые породы и по протяженности, является надвиг верхнего лейаса на среднюю юру. Он выражается мощной зоной дробления и расщепления пород по целому ряду параллельных разломов, пересеченных более молодыми поперечными разрывами. В результате образуются сланцево-песчаниковые милониты. Локализация минеральных источников Северной группы и происходит, главным образом, вдоль этой зоны, но выводными каналами обычно служат широтные крутые разрывы или мелкие надвиги по напластованию пород, часто по контактам песчаников и сланцев, реже — по сланцеватости последних. Устья этих подземных каналов — трещин, обычно, расположены на глубоких речных днищах и у подножия склонов ущелий.

По сравнению с центральной зоной выхода многодебитных, насыщенных хлоридами, вод Хевсурети (Булалаурта-Ликоки-Гуданская группа), краевые ее части, несмотря на значительную тектоническую раздробленность водовмещающих пород, бедны хлоридными водами.

Пшавские источники, меридиональным роением сосредоточенные вдоль русла Арагви, прорезающей свиту J_3 — C_1 осадков, свидетельствуют об оживлении поперечных разрывов подобно тому, что было описано для центральной части Южного склона, однако, в отличие от нее, воды их слабо минерализованы и слабо насыщены хлоридами.

Но что можно сказать о взаимоотношении состава и глубины вдольтрещинной циркуляции минеральных вод Южного склона Кавказа?

Характерной их особенностью, наряду с насыщением углекислотой, является повышенное содержание хлоридов, даже в водах слабой минерализации типа «Цирниаши». Воды же высокой минерализации значительно обогащены хлористым натрием, подчас переходя в «рассолы», проявления которых отмечаются по всему Южному склону, но, чаще, в восточной его части.

По мнению автора, углекислые минеральные воды типа «Цирниаши» являются производными вод двух типов: глубинного происхождения, поднимающихся по крупным разломам земной коры, и неглубокой циркуляции как более, так и менее приближенных к поверхности земли; здесь эти воды, на участках дробления и смятия пород, вовлекаются в водные струи более глубокой циркуляции при посредстве восходящей углекислоты.

Участие хлоридов в водах «Цирниаши» говорит о том, что водные потоки, имеющие длительную циркуляцию, на определенной глубине могли взаимодействовать с реликтовыми водами осадков, сохранивших в себе соли морского комплекса (С. С. Чихелидзе, 1953). Это предположение имеет тем большее основание, что всюду в обследованных частях Южного склона Кавказа, на протяжении многих километров, в минеральных водах, наряду с хлором, участвуют бром и йод в строго определенном соотношении, характерном для моря повышенной солености. Мы знаем, что водам современных морских бассейнов

свойственно весьма определенное сочетание упомянутых ингредиентов, мало изменяющееся в пространстве. Стало быть, глубокие компоненты минеральных вод «Цирниаши» несут в себе черты солевого комплекса осадков большой глубины, сохранившегося в определенных условиях геологического развития района.

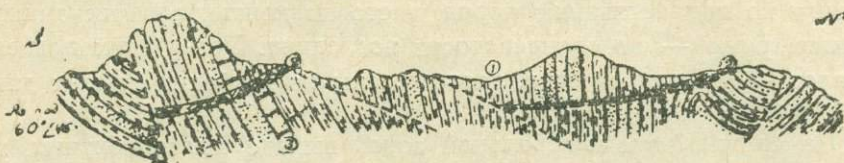


Рис. 54. Схема экзотектонических нарушений лейасских сланцев правобережья Хевсурской Арагви: 1 — чередование сланцев и песчаников, 2 — брекчия трения, 3 — пласты известняка с поперечными прожилками кварца.

В настоящее время этот солевой комплекс вымывается подземными водами, достигающими их горизонта по глубоким разрывам.

Углекислота, присутствующая во всех источниках рассматриваемой зоны, или, местами, проявляющаяся в виде «сухих грифонов», по-видимому, имеет глубинное вулканическое происхождение.

Итак, глубокие водовмещающие структуры, протягивающиеся почти вдоль всего Южного склона Кавказиони, обеспечивают выход хлоридных вод лишь в особых условиях молодой тектонической раскрытости и, видимо, расположения на глубине региональных разрывов. Если в западной части описываемой зоны подъем минеральных вод обусловлен, главным образом, раскрытием древнейшего Главного надвига, относящегося к глубинным разломам, то основным путем разгрузки минеральных вод восточной части зоны является уже тектонический разрыв между в. лейасом и ср. юрой, который на западе менее активен с этой точки зрения. С другой стороны, Арагвинский поперечный разрыв (Пшави) менее глубок, по сравнению с западными меридиональными разломами, если судить по составу и минерализации выводимых им вод.

Исходя из описанных в этом труде данных по дизъюнктивной тектонике, позднее раздвигание трещин и плоскостей разрывов, сопровождающееся смещением их крыльев, связано с моментом самого молодого растяжения земной коры, относящегося к промежутку времени после поднятия и обособления I террасы; испытавшей разрывы и сбросы.

Процесс расширения полостей разрывов можно представить как последовательное их раскрытие с глубины на поверхность, потому лишь определенные системы разломов становятся путями выхода скопившейся в недрах земли энергии в виде эффузивов, вулканических газов, гидротермальных и хлоридных растворов. Возобновление подвижек по разрывам, выводящим последние, выражается в сейсмических толчках в зоне Главного надвига, недавно проявившихся в долине Кодори.

Б. Долина р. Галидзги

В верховье прорезает вулканогенную серию байоса и прикрывающую его свиту бата, смятые в широкие синклинали. Мульды их выполнены гипсоносными слоями кимериджа⁴⁴ и совпадают с расширениями долин.

Одной из главных особенностей рассматриваемого района является значительная пересеченность его системой разрывов надвигового и сбросового типа. Первые играют подчиненную роль. Они пологи, обычно представляют плоскости раздавливания по напластованию и брекчии из компактно уложенных и сцементированных уплотненными же продуктами истирания обломков. Иногда отдельные уплощенные куски боковых пород ориентированы вдоль плоскостей надвига, характеризуя процессы сильного сжатия. Примером таких разрывов являются надвиги между верхнеюрскими отложениями и нижним мелом в ущелье Айсыр-Лашкандер, а также — в туфогенной толще байоса, в районе выхода Ткварчельских радиоактивных источников.

В сложной системе тектонических нарушений района господствуют сбросы северо-западного и субширотного простирания, подчиненные складчатости, наряду со сбросами секущими ее в северо-восточном направлении. В большинстве своем, полости сбрасывателей раскрыты и заполнены продуктами дробления боковых пород, и, в определенных условиях, водоносны. Другой, общей для сбросов описываемой территории чертой является крутое, близкое вертикальному, падение сместителей. У сбросов правобережья Галидзги (в 7 км от Квезани) полости выполнены не только продуктами разрушения боковых пород, но и материалом, принесенным издалека. Например, трещины, рассекающие конгломераты кимериджа, включают здесь обломки мелового известняка. Также чуждые породы можно встретить в полостях сбросов, пересекающих долину Хеликвары.

На территории месторождения Ткварчельского каменного угля интерес представляет так называемый «генеральный сброс» по контакту

⁴⁴ В работе использована геолог. карта, составленная В. В. Мокринским (1927—1928гг.).

лейаса и угленосной свиты. Он отличается мощной, около ста метров, зоной дробления, амплитудой, измеряемой несколькими сотнями метров и инъекцией кварцевого порфира, размещенного в полости сбрасывателя, вероятно, в раннюю стадию активности сброса. Его повторное оживление запечатлелось дроблением порфира, обломки которого встречаются в рыхлом материале заполнителя.

С аналогичными продольными трещинами раскола связаны горячие гидротермальные источники Ткварчели. Это доказывает, в первую очередь, продолжающееся до сего дня развитие ранее заложенных разрывов и, именно, раскрытие их с глубины на поверхность. Но наряду с этим происходили и самые молодые раскалывания земной коры после поднятия III террасы, испытавшей разрывы, и более поздние, послужившие направляющим фактором для эрозионного расчленения рельефа. Не исключено, что отрезок долины Галидзги северо-восточного направления, от впадения в нее правого притока Окудумжвы вниз по течению, а также ущелье самой Окудумжвы того же северо-восточного направления проложены по шву сброса. В пользу этого говорит следующее: берега Окудумжвы в нижнем течении слагаются, левый — породами угленосной свиты, правый — конгломератами и песчаниками, относящимися к верхнему, перекрывающему продуктивную свиту, горизонту средней юры. Слои очень полого падают на юг. Выступ коренных песчаников вблизи устья Окудумжвы — останец приподнятого крыла сброса.

Черты интенсивного тектонического нарушения несет морфология долины Галидзги между Саукварским мостом и Черной скалой. На правом берегу оно выразилось дроблением и смятием коренных пород, с развитием системы трещин С-В направления, милонитизацией и скоплениями брекчий. На Черной скале происходят экзотектонические смещения массивов по подготовленным тектоническим нарушениям плоскостям скольжения. Деформация сказывается в развитии дополнительной трещиноватости, непрерывно увеличивающей дробление смещенной породы.

Помимо описанного примера, ряд рек района также вырабатывает долины по швам разрывов. Так, р. Хеликвара в нижнем течении размещена в зоне «генерального сброса». Ее левый приток на территории вентиляторов прокладывает ложе по взбросу, падающему на юго-запад под углом 45° ; и хотя долина ручья широка и хорошо разработана, водной струи в ней нет, она, видимо, поглощена сместителем.

На правом берегу Галидзги в районе оползня можно наблюдать начальную стадию образования эрозионной долины по зияющей трещине разрыва, заполненной обвально-наносными образованиями.

Молодые тектонические нарушения района запечатлелись в рельефе долин и оврагов речной сети, там где она прорезает структуры вкрест простираения. Лишь молодостью их можно объяснить то обстоятельство, что эрозия не успела их сгладить.

Характерны примеры этого по р. Хеликвара с сетью ее притоков, дренирующей участок, сложенный породами продуктивной свиты, подверженный крупным и мелким разломам. Некоторые из примеров мы продемонстрируем:

1. Узкое в нижнем течении ущелье Арашиквары, вверх по реке резко расширяется при однородном литологическом составе осадков. На границе изменения морфологии долины проходит сброс под аз. пад. $300^\circ \angle 82^\circ$.

2. По той же реке, выше по течению сброс под аз. $220^\circ \angle 60^\circ$ образует уступ у подножья склона. Амплитуда сброса, судя по перемежению слоев угля в опущенном крыле, около 1 м.

3. В среднем течении рч. Арашиквары уступ на продольном речном профиле вызван сбросом, падающим под аз. 140° , угол 85° . В другом

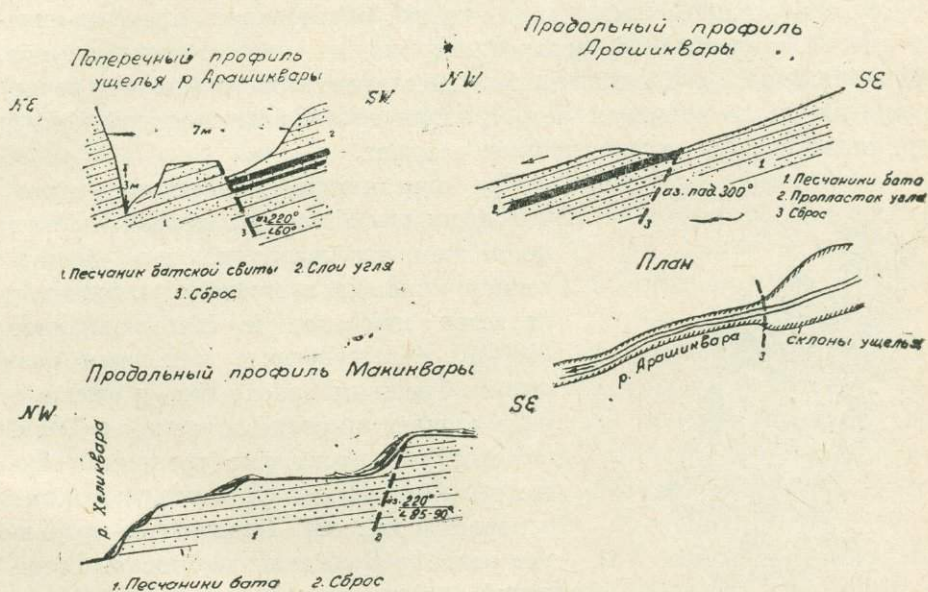


Рис. 55. Дизъюнктивные нарушения в долине верхнего течения р. Галидзги.

случае, сместитель пересекает долину реки под углом 45° . Приподнятая часть косым выступом выделяется в плоскости дна.

4. В среднем течении ручья Макиквары целый ряд тектонических разрывов запечатлелся в морфологии ущелья: сброс под азимутом пад. $265^\circ \angle 40^\circ$, сместивший слой угля в западном крыле, сохранился в виде уступа на дне ущелья высотой в 4,5 м. Плоскость сбрасывателя уже значительно переработана и размыта ручьем. Выше по течению уступ второго сброса под азимутом $220^\circ \angle 85-90^\circ$, более соответствует по видимому, первоначальной плоскости сбрасывателя (рис. 55); выступ его образует водопад. Породы в контакте со сбросом раздроблены и

изменены, трещина заполнена рыхлыми продуктами, в верхней части — открыта.

5. Аналогичные факты наблюдались и по ручью Цакиквара. В 200 м от устья этого ручья узкая долина в коренных породах сменяется расширенной, с увеличенной аккумуляцией в пойме наносов. Эта часть долины опущена по сбросу.

Подвижки по разрывам описанного типа происходили после выработки речных долин. Они отличаются небольшими амплитудами, обычно, соответствующими высоте уступов и водопадов, измеряемыми от одного до нескольких метров. Лишь у водопада Хеликвары высота уступа 50 м. Но плоскость его не является плоскостью сместителя, как отмечалось ранее; она сама сечется линией сброса под аз. пад. $270^\circ \angle 65^\circ$. От водопада в 40 м ниже по реке наблюдается параллельный верхнему разрыву сброс, угол падения которого у подножия склона 72° . Ступень верхнего каскада, как видно, образовалась после заложения ущелья, но раньше вышеописанных мелких тектонических уступов. Первоначальной его плоскостью был сместитель второго (ниже по речке) нарушения, но со временем ретроградная эрозия реки отодвинула уступ вверх по течению в восточный блок разрыва.

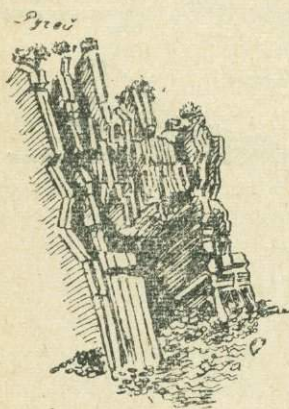


Рис. 56. Схема выработки ручьем диаклазовых трещин в юрских сланцах в верховье Галидзги.

кливажа. 2. Последующее проявление сбросов ранней генерации в ср. плейстоцене идет попутно с раздвиганием имеющихся трещин. Это способствует избирательной эрозии речных потоков. 3. Образование сбросов поздней (в голоцене) генерации и передвижение по ним разобщенных массивов пород проявилось позже расчленения района сетью оврагов и зафиксировано поперечными уступами на продольных профилях речной эрозии. Возможно, ряд нарушений относится к экзотектоническим подвижкам, активизирующимся в процессе углубления речных долин.

V. СЕЙСМОТЕКТОНИКА

Одним из наиболее ощутимых признаков оживления системы разломов являются сейсмические явления на Кавказе. Отмечается связь наиболее активных сейсмических очагов с зонами тектонических нарушений.

В Восточной Грузии фиксируется западное окончание регионального «живущего» разлома, активного во всей восточной части Б. Кавказа. Это — Приказбекская группа очагов, активизировавшихся с 1933 года по простирацию структур Южного склона Главного хребта. Верхне-Алазанские землетрясения 1951 года связали Приказбекскую и Шемахинскую группы эпицентров в единую, сейсмически активную зону регионального значения. Она увязывается с Главным надвигом Б. Кавказа. Северная часть очагов Приказбекской группы характеризуется значительно большими глубинами (порядка 60 км) нежели южная (30 км). По мнению М. М. Рубинштейна (1964), эпицентры восточной части указанной зоны приурочены к северному борту Алазано-Агричайской депрессии, на границе ее со складчатой системой Южного склона Большого Кавказа, между которыми, видимо, и проходит глубинный разрыв. Ему соответствует в верхних структурных этажах сложное сочетание целой системы тектонических разрывов. Это мнение перекликается с данными наших наблюдений над зонами разрывов по Главному и параллельным к югу надвигам в западной части Южного склона Большого Кавказа. Для объяснения причины отсутствия в ней эпицентров землетрясений М. М. Рубинштейн (1964) выставляет два положения: или большая контрастность неоген-антропогенных движений по крыльям основной ветви глубинного разлома восточной части Южного склона по сравнению с зоной «Главного надвига», или тому виной неполнота макросейсмических сведений за сравнительно малый период времени, для которого имеется однородный инструментальный материал. Вполне вероятно, что в дальнейшем интенсивные сейсмические явления проявятся и северо-западнее Приказбекской группы очагов.

Безусловно, приведенные выше данные о богатстве выходами глубоких минеральных вод именно западной, а также самой Приказбекской частей Южного склона Хребта убеждают нас в позднейшей активизации этой зоны. Трудно представить, что поднятие из глубин минеральных вод — следствие лишь раскрытия древних полостей разрывов при спокойном положении раздробленных и разобщенных ими глыб. Об их активных, совсем молодых перемещениях свидетельствуют недавние землетрясения в зоне Южного склона Западного Кавказа — Краснополянское в 1955 г. и Чхалтинское в 1963 г. (А. Д. Цхакая и др., 1967).

Но отмечаются также сейсмические явления с неглубоким залеганием очага, выражающиеся в быстром затухании их по площади.

Таким является приуроченное к Лечхумо-Рачинской синклинали землетрясение, повторявшееся неоднократно, в том числе и в 1931 и 1940 гг. М. М. Рубинштейн (1964) полагает, что очаги этих землетрясений должны быть связаны с возобновлением подвижек вдоль развитых здесь многочисленных тектонических разрывов. Это подтверждается материалом наших исследований в верховье Риони. В частности нами подробно описано морфологическое выражение субмеридионального разрыва на северном борту Рачинской синклинали в районе с. Амбролаури. Смещением блоков по этому или параллельным взбросам, видимо, и вызвано было Амбролаурское землетрясение 1940 г.

Рой эпицентров землетрясений в западной Грузии сосредоточен на западной границе глыбового поднятия г. Асхи, в зоне глубинного разрыва под дугой Абадети — Экисмта. В этой же зоне проявляются и термальные источники.

Меридиональное простирание сейсмически активных структур Ахалкалакского нагорья вдоль гряды верхнетретичных и четвертичных вулканов Абул-Самсарского хребта свидетельствует о том, что глубинный, лавовыводящий разлом дает о себе знать в настоящее время сейсмической деятельностью. Этот разлом продолжается на север, в Аджаро-Триалетскую складчатую систему, будучи связан с центрами лавовых излияний в верховье Гуджаретисцкали. В активизации этого разрыва и сопряженной с ним структуры надо искать, по утверждению М. М. Рубинштейна, объяснение горийскому землетрясению в 1920 г. А с южным продолжением этого разлома, по-видимому, связаны эпицентры Ленинаканских землетрясений в 1926 г.

В разрезе этого вопроса нельзя не упомянуть о таких фактах, которые очень часто сопутствуют крупным землетрясениям, а именно, исчезновению источников пресных и минеральных вод, потеря их дебита, или перемещение выходов, наблюдавшиеся в различных районах Картли, а также в Верхней Сванетии и Раче.

Эти явления для источников, выбивающих из системы глубоких трещин или тектонических нарушений, подчеркивают позднейшее развитие, перестройку выводящих воды каналов, подтверждая связь этих движений с сейсмической активностью.

Выводы

1. Четвертичное время, представляя заключительный этап альпийского орогенеза⁴⁵, характеризуется все большим учащением и, следовательно, большей кратковременностью фаз седиментации и завершающих их складкообразовательных процессов. Исходя из фактов постепенного сокращения межтеррасовых интервалов и уменьшения степе-

⁴⁵ В. В. Белоусов, 1948.

ни дислокации осадков от плиоцена к голоцену, можно подойти к решению этого вопроса с двух точек зрения: или скорость вертикальных движений, являющихся функцией сжатия структур, неуклонно уменьшается благодаря последовательному уменьшению интенсивности общего диастрофизма, или, при одинаковом темпе ранне и позднеорогенных движений, выступает зависимость их от фактора времени.

Амплитуда вертикальных движений на Кавказе за антропоген определяется по высоте обособленных на склонах хребтов речных террас и поднятых древних шельфов, а также по мощности четвертичных осадков в межгорных впадинах. Литология осадочных толщ указывает на последовательность смены для каждой их группы циклов седиментации и складкообразования, проявляющихся между двумя выравниваниями района. Если начало складчатости в каждом цикле обычными способами не установить, то время верхнего ее предела может быть определено возрастом соответствующей террасы. Подсчитывая по уровням террас скорость постчаудинских поднятий, автор приходит к величине 0,1—0,2 мм в год для более и менее удаленных от оси антиклинория регионов (0,5—1 мм — в сводовой части), принимая во внимание длительность антропогена 1,5—2 млн. лет⁴⁶ и, в то же время, некомпенсированность расчленением речной сетью сводового поднятия Кавказа.

Движения в позднем плиоцене, равнозначном по длительности антропогену (около 2 млн лет), лишь немного обгоняют скоростью своей поднятия в последнем. Но движения в нижнем и среднем плиоцене, за 8 млн лет поднявшие нижнеплиоценовую террасу в верховье Риони на 300 м, а в долине Аджарисцкали — на 240 м, естественно, должны быть замедленными по темпу. Однако, учитывая большую, в сравнении с последующей эпохой, длительность в раннем плиоцене фаз седиментации, предвещающих складкообразовательные процессы, мы можем признать сравнительно большие скорости в них вертикальных движений.

Закономерности пространственного распределения позднейших вертикальных движений на территории Кавказа пока остаются не вскрытыми. В частности, не выяснен вопрос о «скачках» их темпа, фиксируемых в ряде мест Грузии (Причерноморье) высокоточным нивелированием, обнаружившим, например, 5 и более мм вертикальных смещений на участках, где этому, как будто, не соответствуют ни порядок структуры, ни амплитуда дизъюнктивных подвижек.

2. Структуры, заложенные в доплейстоценовое время, и, именно, в миоцен-плиоценовую эпоху, продолжают свою интенсификацию и в антропогене, но амплитуды их вертикальных движений неуклонно уменьшаются.

⁴⁶ М. М. Рубинштейн, 1967; L. S. B. Leakey: Exploring 1,750 000 Years into Man's Past. The Journal of the National Geographic Society sept. 1961, vol 120, NO. 3.

Складки, осложняющие структуры высшего ранга (1, 2, 3 и 4 порядков)⁴⁷ выражены в рельефе морфоструктурами средней величины, условно разделенными по амплитудам — Н — вертикальных движений на порядки: 5—Н—400—500 м, 6—250—300 м и 7—100—150 м (в пределах среднегорной полосы). Если активизация морфоструктур 5 и 6 порядков связана с движениями в конце среднего и верхнего плиоцена, то формирование морфоструктур 7 порядка относится к нижнеплейстоценовому времени. В плейстоцене и голоцене в пределах этих структур возникают складчатые новообразования, позднейшие движения которых, обладают еще меньшими амплитудами и, отраженные в рельефе, различаются порядками: 8—Н—50—70 м, 9 — от неск. до десяти м и 10, — где Н не превышает 1—2 м.

Пологая, часто регионально выраженная, волнистость профилей современной эрозии рек Грузии указывает на продолжающийся процесс зарождения складок самого низшего порядка, возникших в голоцене. Благоприятными условиями для вторичной складчатости являются крылья и днища широких синклиналей как высоких, так и средних порядков. Однако, это не исключает позднейшего развития складок на крыльях древних структур, в зонах интенсивных дислокаций.

Структурно-морфологические критерии поднятий рельефа исследованных районов в плиоценовые и антропогеновые импульсы горообразования поддерживаются фациально-литологическим анализом развитых здесь отложений, устанавливающим замещение вверх по разрезам мелкозернистых и пелитовых образований (которым коррелятны разноциклические террасы), грубообломочными молассаами. Они характерны для постнижнеэоценовых и постнижнемиоценовых слоев (А. А. Чиковани), для осадков, завершающих верхнеплиоценовый и затем чаудинский цикл седиментации, а также для соответствующих интервалов разреза верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений.

Активность разнопорядковых, иначе говоря, разновозрастных структур выражается в сложной картине рельефа Причерноморья. Широкие плоские волны морфоскладок 6 порядка в северо-западной части района осложнены синклинальными впадинами 7 порядка (Салхино и Сальме). Эти формы рельефа прослеживаются и к юго-востоку, обходя в районах Гагры и Ахали-Афони крупные антиклинали 5 порядка — Гагринскую и Аж-Амгва, крылья которых дислоцированы молодыми антиклиналями и синклиналями. Для междуречья Гумисты и Маджарки характерны продольно вытянутые антиклинальные гребни 5 и 6 порядков, возникшие в различные интервалы плиоцена; разделены эти гребни неширокими синклинальными депрессиями, а, в ряде случаев, — широкими синклинальными впадинами 7 порядка (Шрома, Цинсв-

⁴⁷ Классификация структур высших порядков разработана для Кавказа Н. Е. Астаховым (1970) на основе структурно-морфологических построений для Русской равнины Ю. А. Мещерякова (1966). В соответствии с этим, Кавказский мегаантиклинорий отнесен к геотектуре 3 порядка, а каждая из составляющих его структур к морфоструктурам 1 порядка.

ла). Крылья структур, погружающихся в сторону черноморской впадины, осложнены в прибрежной части мелкими голоценовыми новообразованиями.

В южной части Приморской полосы (Аджария) большую роль в преобразовании рельефа играют движения структур высоких рангов (4 пор.), таких как Тирала-Мульванетская антиклиналь, и складок, осложняющих ее в конце плиоцена и в плейстоцене. Разноциклические абразионные и речные террасовые поверхности Гурьи деформированы развитием складок 6 и 7 порядков, а также складчатыми новообразованиями на их крыльях (8 и 9 порядки). Вторичные складки в широкой мульде Колхидской депрессии формировались как в плиоцене, так и в плейстоцене (6, 7 и 8 порядки). Амплитуды их движений увеличены, по сравнению с синхроничными складками по бортам депрессии.

Структурно и морфологически Колхидской впадине близка восточная зона погружения Грузинской глыбы — Тирифоно-Мухранская депрессия, развивающаяся на синклиналях 4 порядка, разделенных в плейстоцене поднявшейся антиклиналью 7 порядка. К новообразованиям здесь относятся также мелкие, наклоненные к депрессии складки во внешнем миоплиоценовом борту депрессии.

3. Унаследованность знака, при уменьшении интенсивности вертикальных движений складчатого характера, свойственна многим структурам четвертичного этапа тектонического развития Грузии и жизнь их продолжается поныне. Но встречаются и такие «омертвевшие» в настоящее время складки, как Лайтурская, активность которой отразилась в изгибах трех террасовых рядов по склонам долины р. Натанеби и подтверждена позднейшим бурением. На тахеометрическом же профиле, построенном по современному дну ее, изгиба почти не улавливается. К таким структурам относится также Ахалсопельская синклиналь, прорезаемая Супсой, и некоторые мелкие вторичные складки по р. р. Маджарке и Риони. Однако, не исключено, что ослабленные движения этих форм при интенсивной речной эрозии, в случае сопряженности, как бы «парного» развития складок (поднятие одной компенсируется опусканием соседней), не вызывают уловимых инструментом деформаций речного дна.

4. В зонах синклинальных депрессий четвертичные движения сводятся, преимущественно, к опусканиям с наибольшими градиентами по оси синклиналей. Причиной этих движений, по-видимому, является сжатие синклинальных структур (А. И. Джанелидзе). Зоны опускания, приуроченные к прогибам, со временем сужаются; в межгорных прогибах это происходит благодаря вовлечению бортов в воздымание сводовых структур Б. и М. Кавказа.

Эта закономерность аналогично проявляется и при формировании складок мелких порядков.

5. Развитие складчатых новообразований в пределах более крупных структур в целом ряде рассмотренных примеров имеет один пре-

дел поднятия относительно элементов материнской структуры. Близ осевых ее частей амплитуды движения больше, чем в удаленных от оси частях. Крупные складки нижнего структурного этажа обычно бывают подняты в ранние импульсы орогенеза, а осложняющие их мелкие складки — в более поздние импульсы сжатия. В этих условиях, уровень поднятия за время проявления фазы тектогенеза можно представить как показатель разрядки энергии сжатия, вызывающего восходящие движения. Это выражается в паузах воздымания, когда происходит накопление напряжения перед последующим этапом непрерывного поднятия

Амплитуды прерывистых воздыманий структур, по-видимому, запечатлелись в различном высотном положении разновозрастных террас. Оно соответствует: для более высоких древних террас — уровню поднятия крупных складок ранних этапов складкообразования; для молодых террас — уровням последовательных поднятий складок низших порядков. Но высотный уровень террасовых поверхностей будет варьировать для каждого из циклов поднятия в зависимости уже от положения относительно самой структуры этого цикла, который, должно быть, отвечает ее порядку: если терраса попадает на свод складки, она испытала большее воздымание по сравнению с синхроничной террасой на крыле этой складки.

Таким образом, восстановленные поверхности, проходящие через своды последовательно формирующихся складок, и будут, в приближенном виде, поверхностями разноциклических террас. После паузы, прерывающей вертикальные движения структур и создающей условия для их срезания эрозией, вновь возобновляется поднятие крыльев структур нижнего этажа или сводов зарождающихся складок верхнего этажа. Это и будет начальным моментом неравномерного прорезания их реками.

6. Величины амплитуд нисходящих движений осевых зон крупных синклиналильных структур определены тектонической природой области, к которой они приурочены. От нее зависит степень раскрытости этих форм и возможность их тангенциального сжатия. Так, интенсивность прогибания Тирифоно-Мухранской депрессии в четвертичное время увеличивается к востоку, в сторону наибольших амплитуд погружения Закавказской плиты; прогибание синклиналильных впадин Абхазии также нарастает в сторону наибольшего опускания жесткого субстрата Колхидской впадины. Устойчивые нисходящие движения в мульдах депрессий обеспечили аккумуляцию в них мощных четвертичных осадков.

Зависимость амплитуды погружения синклиналильных структур от степени их раскрытости или, точнее, недостаточной сжатости, наглядно подчеркивается при переходе от широких синклиналей к продолжающим их по простиранию узким, сильно сжатым синклиналильным складкам. Например, Базалетской синклинали — в Булачаурскую или Мча-

тиоджварскую синклинальные складки, коренная подошва аллювия которых прогнута менее интенсивно, чем в первой, но более интенсивно, чем на смежных отрезках ущелий Арагви и Нареквави.

На то, что первопричиной вертикальных движений складкообразовательные процессы, указывает и факт образования Иго-этской перемычки, обособившей Мухранскую и Тирифонскую котловины. Позднейшая интенсификация их синклиналей не могла не вызвать наибольшего сжатия периклинальных частей складок, так как они не лежат на одной оси. Результатом горизонтально ориентированных напряжений при сжатии явилось поднятие западного крыла Мухранской и восточного — Тирифонской котловин. В условиях лишь вертикального (не осложненного тангенциальным), движения вдоль обеих впадин, это явление было бы исключено⁴⁸, так же как формирование мелкой, опрокинутой к югу, складчатости по северным бортам обеих депрессий.

7. На различном тектоническом фоне — (в пределах Грузинской глыбы и в переходной зоне между глыбой и складчатой областью, а также в этой последней) в разных широтах молодые террасы (II, I) отличаются одним или близким относительным уровнем. Аналогичное отмечалось и для более ранних плейстоценовых террас — IV и III в пределах продольных синклинальных депрессий. В таких именно условиях, на оси и крыльях синклинальных впадин 7 порядка, IV терраса имеет один или близкий относительный уровень в расширениях Сальме и Салхино долины Псоу, в котловинах Шрома и Цинсвла долин Гумисты и Келасури, для плато Псху ущелья Бавю и Ахалсопельского — долины Супсы.

Это позволяет высказать предположение, что складчатые новообразования (9, 10 порядков) различных тектонических зон отличаются одинаковыми или близкими амплитудами вертикальных движений, накладывающихся как самостоятельные на движения материнских структур, амплитуда которых подчинена полностью положению относительно структур высшего ранга (антиклинории Б. и М. Кавказа). Эта закономерность повторяется и для складок 7 и 8 порядков, если они формируются в условиях региональных тектонических депрессий.

Тут же необходимо отметить, что в этих последних стрела изгибов поверхности террас всегда меньше таковой для изогнутой коренной подошвы террасового покрова, что является следствием ослабления во времени интенсивности сжатия складок.

8. Области нормального складкообразования осложнены зонами сравнительно небольших поперечных поднятий, напоминая сходные явления в развитии крупных структур. Плавный антиклинальный изгиб поверхности разноциклических террас в этих меридиональных зонах, с

⁴⁸ Подразумеваются ограниченные масштабы процессов и пространства, где они проявляются.

постепенным нарастанием превышений от краев к центру наибольшего поднятия, дает право связать эти явления со складчатостью, но механизм их проявления пока не вполне ясен. Не исключено дополнительное участие в этих восходящих движениях также подвижек по разрывам, но преимущество, по-видимому, все же принадлежит пликативным процессам. Амплитуда поперечных поднятий структур среднего порядка за четвертичное время изменяется от краев к своду центрального поднятия от 20 до 100 м (зоны Цвермагала, Ах-Бапшира, Аныхапаара).

Но наряду с зонами поднятий сводового типа, когда амплитуда их к центру воздымания нарастает, проявляются поперечные восходящие движения волнового характера: в одной меридиональной полосе перемежаются участки поднятий, обладающие разными амплитудами (зоны Эшерская, Корта-Купринская).

К третьему случаю можно отнести чередование в одной поперечной зоне участков разноименных движений, с амплитудами, увеличенными по сравнению с таковыми в смежных районах. К этому типу может быть отнесена меридиональная полоса антиклинального поднятия Абиандэ-Мтискалтинский прогиб, или поперечная полоса наибольших прогибов Базалетской и Мухранской долин, разделенных антиклинальным поднятием. В последнем примере, наряду с увеличением амплитуды прогиба с севера на юг, в том же направлении увеличивается амплитуда поднятия краевых гребней.

9. Дизъюнктивные структуры приобретают значение в зонах больших амплитуд поднятий Кавказа, где они, в основном, также подчинены складчатости, например, Самтисский сброс в Раче подчинен Сорской антиклинали 6 порядка, Садмельский — складке 7 порядка. Соотношение пликативных и дизъюнктивных движений видно на примере Самтисского сбросо-сдвига. В размахе поднятия VI террасы на крыле Сорской антиклинали, равном 510 м, на пликативные движения приходится около 420 м, на дизъюнктивные — 90 м. Последние также показывают сбалансирование амплитуд от начала к концу четвертичного времени.

Более крупный, в районе Пощхревский взброс подчинен Баджигевской структуре 5 порядка, и, возможно, в связи с этим характеризуется значительным смещением пород с амплитудой в несколько сотен метров. Позднейшее поднятие южного крыла его должно быть связано с концом плейстоцена.

Смещение блоков по разрывам имеет колебательный прерывистый характер, т. е. поднятия закономерно чередуются с опусканиями, разделенные паузой.

10. По сути своей сбросовая тектоника, в отличие от надвиговой⁴⁹, является показателем растяжения земной коры и, преимущественно, должна относиться ко времени, когда поднятие структур в процессе

⁴⁹ Позднейшие движения вдоль надвигов обретают характер свободного перемещения по сместителям крыльев.

складкообразования прерывается на определенном в рассматриваемом регионе уровне, представляющем меру израсходования энергии сжатия земной коры и перехода ее в иное состояние (пульсация). С этим моментом совпадает боковая эрозия долин и выработка аккумулятивно-эрозионно-абразионных террас соответствующего цикла.

Растрескивание коры и раздвигание стенок ранее заложенных разрывов восстанавливают сообщение с недрами земли, благоприятствующее выделению из глубины лав, вулканического газа, рудных и хлоридных растворов. Разобщенные разрывами блоки получают возможность прерывистых перемещений, что, видимо, и является причиной сейсмических явлений.

ЛИТЕРАТУРА

- Агеев В. П. О проявлении краевых дислокаций в Очамчирской депрессии (юго-восточная Абхазия). Матер. по геологии и нефтегаз-ти Грузии, «Недра», 1967.
- Адамия Ш. Я., Дзоченидзе Н. М., Мацхонашвили К. Г., Меладзе Г. М. О возрасте «Базалетской серии». Изв. геол. об-ва Грузии, т. IV, в. 2, 1965.
- Андрусов Н. И. Взаимоотношение Эвксинского и Каспийского бассейнов в ледниковую эпоху. Изв. АН, № 8, 1918.
- Андрусов Н. И. Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря. Прага, 1925.
- Архангельский А. Д., Страхон Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Ак. наук СССР, геол. инст., М.-Л., 1938.
- Астахов Н. Е. О поперечных поднятиях западной части Южного склона Глав. Кавказского хребта. Тр. ин-та геогр. им. Вахушти АН ГССР, т. 20, 1964.
- Астахов Н. Е. Морфоструктуры Грузии (опыт структурного геоморфологического анализа). Тр. ин-та геогр. им. Вахушти АН ГССР, 1968.
- Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси, изд. АН ГССР, 1968.
- Белоусов В. В., Кириллова И. В., Сорский А. А. Краткий обзор сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1952.
- Белоусов В. В. Общие закономерности тектонического процесса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
- Бендукидзе Н. С. Тезисы научной конференции, посвященной геологическому строению Южного склона Б. Кавказа, Тбилиси, 1957.
- Брод И. О. О роли меридиональных волнообразных движений в строении Кавказа, Предкавказья и Закаспия. Уч. зап. Азерб. ун-та, серия геол.-геогр., № 2, 1959.
- Булейшвили Д. А. Восточная зона погружения Грузинской Глыбы. Геология СССР, том X, Груз. ССР, геолог. описание, 1964.
- Вальдштет П. Проблемы террасообразования. Сб. «Вопр. геол. четверт. пер», перевод с немец., М., 1955.
- Варданянц Л. А. О верхне-четвертичной орогенической фазе. Тр. сов. секции междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, в. IV, 1939. К истории развития рельефа Центр. Кавказа. Там же.
- Варданянц Л. А. Новая схема корреляции постплиоцена Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Докл. Арм. АН, т. 7, № 5, 1947.
- Варенцов М. И., Мордовский В. Г. Геологическое строение северного борта Гори-Мухранской депрессии. Изд. АН СССР, 1954.
- Вассоевич Н. Б. Проблемы тектоники восточной Грузии. Тр. Аз. НР, 1936.
- Вахания Е. К. Тектоника Колхидской равнины. «Вопр. геол. Грузии», изд. к XXII сес. Междунар. геол. конгр., Тбилиси, 1964.
- Вахания Е. К., Папава Д. Ю. Некоторые особенности тектоники Кортинской полосы Верхн. Рачи. Матер. по геологии и нефтегазоносности Грузии, «Недра», 1967.

- Великовская Е. М. О древних продольных речных долинах Б. Кавказа. Научн. доклады высш. шк., геол.-геом., № 4, 1958.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, 1949.
- Гамкрелидзе П. Д. Геотектоническая природа Мухранско-Тирифонской долины. Труды геолог. института АН СССР, т. VII, 1953.
- Гамкрелидзе П. Д. Тектоника. Геология СССР, том X, Груз. ССР, геол. описание-1964.
- Герасимов И. П. Современные движения и новейшая тектоника. Пробл. физич. геогр., т. 15, 1950.
- Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Геоморфологический этап в развитии земли. Изв. АН СССР, сар. геогр., № 6, 1964.
- Гончаров В. П. Геоморфология и тектоника Черноморской впадины. Автореф. канд. дисс., 1966.
- Горелов С. К. Закономерности строения речных пойм Предкавказья. Докл. АН СССР т. 123, № 6, 1958.
- Горецкий Г. И. Об одном способе палеогеографических реконструкций некоторых элементов пойменного ландшафта. Вопр. геогр., сб. 3, 1947.
- Горецкий Г. И. О возрастных соотношениях осадков узунларской и карангатской трансгрессий. Бюл. МОИП, т. XXX (2), 1955.
- Григорович-Березовский Н. А. Постплиоценовые морские отложения Черноморского побережья. Зап. Новорос. об-ва естествоисп., том 24 (2), 1902.
- Громов В. И. Итоги изучения геологических условий нахождения палеолита на Кавказе и его значение для четвертичной стратиграфии. Бюл. ком. по изуч. четв. пер., № 6—7, М.-Л., 1940.
- Джавахишвили А. Н. Геоморфологические районы Груз. ССР. Изд. АН СССР, 1947.
- Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми. Тбилиси, 1940.
- Джанелидзе А. И. Проблема Грузинской глыбы, Тр. АН СССР, т. III, № 1—2, 1942.
- Джанелидзе А. И. О складчатости притбилисской части Гаре-Кахети. Сообщ. АН СССР, т. XI, № 9, 1950.
- Джанелидзе А. И. К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. Изд. АН СССР, М., 1953.
- Добровольский К. И. Инженерно-геологическое обследование угленосных площадей Ткварчельского района. ТНИСГЭИ, 1944.
- Добрынин Б. Ф. Террасы Абхазии (Геоморфологический очерк). Учен. зап. МГУ, в. 5, М., 1936.
- Думитрашко Н. В. Новейшая тектоника Ю-В Кавказа. Тр. ком. по изуч. четверт. отл., изд. АН СССР, т. 13, М., 1957.
- Думитрашко Н. В., Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Новейшая тектоника на Кавказе. В кн.: «Неотектоника СССР», Рига, изд. АН Латв. ССР, 1961.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А. Современная тектоника Кавказа. Изд. АН СССР, в кн.: «Современные движения земной коры», № 1, 1963.
- Живаго А. В. Некоторые данные по геоморфологии и истории развития побережья Абхазии, полученные методом сравнит. изучения наносов. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, в. 51, в. кн.: «Материалы по геоморф. и палеогеограф. СССР», 1952.
- Живая тектоника. Сборник статей, изд. ин. лит., 1957.
- Зенкович В. П. Методы определения вертикальных движений по морфологии берегов. Кн. «Тр. совещ. по методам изучения движ. и деформ. зем. к.», геод. изд., 1948.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. Изд. АН СССР, 1962.
- Иванов П. В. Метод количественной характеристики формы продольного профиля реки. Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 83, в. 6, 1951.

- Ильин С. И. и Эберзин А. Г. Очерк геологического строения полосы третичных отложений Южной Абхазии. Тр. Нефт. геолог. ин-та, сер. Б, в. 54, 1935.
- Казакова Н. М. Профилирование террас, как метод изучения новейших тектонических движений земной коры. Тр. ин-та геогр. АН СССР, т. XII (62), матер. по геоморф. и палеогеогр. СССР, в. 12, 1954.
- Канделаки Н. А. О природе сталинирских мергелей. Сообщ. АН ГССР, т. III, № 6, 1942.
- Канделаки Н. А. и др. Геологическая карта Грузии. Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, «Геологическое описание», 1964.
- Кахадзе И. Р. Четвертичные отложения Грузии. Геолог. ин-т АН ГССР, 1950.
- Кириллова И. В. О поперечной дифференциации современных тектонических движений в зоне Южного склона Восточного Кавказа. Бюл. МОИП, отд. геол., т. XXXVI (1), 1961.
- Когошвили Л. В. К вопросу о молодых тектонических движениях в связи с происхождением Мухранской долины. Сообщ. АН ГССР, т. XII, № 11, 1951.
- Когошвили Л. В., Чихелидзе С. С. и др. Геология и гидрогеология Тирифоно-Мухранской депрессии. Геол. ин. АН ГССР и ГГУ, 1954.
- Когошвили Л. В. Опыт изучения конгломератов в Тирифоно-Мухранской депрессии. Сообщ. АН ГССР, т. XVII, № 3, 1956.
- Когошвили Л. В. Геологическое строение и молодые тектонические движения Тирифоно-Салтвисской депрессии. Тр. геол. инст. АН ГССР, геолог. сер., т. XI, 1959.
- Когошвили Л. В. Краткий обзор минеральных вод Пшав-Хевсуретии. Тр. геол. ин-та АН ГССР, т. XII, 1961.
- Когошвили Л. В. Минеральные источники верхней части Кодорского бассейна и геологические условия их проявления. Тр. лабор. гидрогеол. и инж.-геол. проблем Груз. пол. ин-та, № 1, 1962.
- Когошвили Л. В. Геологическое строение и развитие молодых прогибов Мухранской и Базалетской долин. Тр. геол. ин-та АН ГССР, геол. сер., т. XII (XVIII), 1963.
- Когошвили Л. В. К вопросу о формировании минеральных вод высокогорной части Верхней Сванетии. Изв. геолог. об-ва Грузии, т. III, в. 1, 1963.
- Когошвили Л. В. О четвертичной истории долины Эрцо. Геолог. ин-т. АН ГССР к XXII сессии МГК, 1964.
- Когошвили Л. В. Современные движения земной коры на Кавказе. Изд. АН СССР, отд. наук о Земле, Сб. «Глубинное строение Кавказа», 1966.
- Когошвили Л. В. Основные черты развития рельефа Приморской полосы Грузии и живая тектоника. Изд. «Наука», М., 1970.
- Когошвили Л. В. Признаки молодых погружений вдоль Псху-Гегинской широтной полосы. Тр. ин-та геогр. им. Вахушти, 1969.
- Когошвили Л. В. Живая тектоника по свидетельству террас в верхнем течении Риони. Бюл. МОИП, том LXXIV, 1969.
- Козлов А. Л. Предварительный отчет о геологических исследованиях б. Сухумского уезда в 1929. Изв. всесоюзн. геол.-разв. объединения (ВГРО), т. 51, в. 68, Л., 1932.
- Колбутов А. Д. Основные этапы развития долины современной реки Б. Лиахви в свете новых данных. О геол.-геоморфологических условиях залегания палеолита Юго-Осетии. Матер. исслед. по археологии СССР, М.-Л., 1960.
- Косыгин Ю. А. и Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. Бюл. МОИП, т. 23, в. 3, 1948.
- Криволуцкий А. Е. Геологический возраст Кавказского хребта. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1961.
- Кригер Н. И. Инженерная сейсмоструктурная и вопросы новейших тектонических движений. Матер. по инж. геологии, в. 4, 1953.
- Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. Пробл. сов. геол., т. III, № 7, 1933.

- Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, в. 131 (52), 1951.
- Кузнецов С. С. и Трифонов И. К. Материалы для геоморфологии Тriaлетского хребта. Матер. по геол. и петрогр. Грузии, тр. сов. по изыск. прир. ресур., АН СССР, в. 15, 1935.
- Кузнецов С. С. Вопросы геоморфологии Закавказья. Геология СССР, т. X, Закавказье, М.-Л., 1941.
- Лалиев А. Г. К вопросу о геотектонической природе и истории геологического развития Колхидской низменности. Тр. геол. ин-та АН ГССР, т. X(XV), 1957.
- Лашхия Ш. В. О современных изменениях береговой линии Абхазии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1956.
- Лашхия Ш. В. О генезисе террас Черноморского побережья Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1961.
- Ливенталь В. Э. Геологические исследования в юго-западной части Гурийского нефтяного месторождения. Изв. геолкома, т. XIV, 1927.
- Личков Б. Л. К последним страницам геологической истории Черного моря. Пробл. сов. геолог., т. I, № 2, 1933.
- Любин В. П. Высокогорная пещерная стоянка Кударо I (Юго-Осетия). Предварит. сообщение. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 91, в. 2, 1959.
- Лютцау С. В. К анализу террасовых рядов. Уч. зап. МГУ, в. 182, 1956.
- Маккаев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд. АН СССР, 1955.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948.
- Маруашвили Л. И. Закономерности формирования террас в орогенах (по наблюдениям на Кавказе). Матер. II геоморф. комиссии, отд. геогр.-геолог. наук АН СССР, М., 1959.
- Маруашвили Л. И. Основные вопросы позднекайнозойской истории ландшафтов Кавказского перешейка. Изд. геогр. об. СССР, 1952.
- Мещеряков Ю. А. Основные элементы морфоструктуры земли и проблема их происхождения. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1957.
- Мещеряков Ю. А. и Синягина М. И. Состояние знаний о современных движениях земной коры. Современ. тектонич. движения земной коры и методы их изучения. Изд. АН СССР, 1961.
- Мещеряков Ю. А. Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований. Изд. АН СССР, в кн.: «Современные движения земной коры», № 1, 1963.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. Изд. «Наука», 1965.
- Милановский Е. Е. О соотношении крупных форм рельефа и новых тектонических структур Малого Кавказа. Уч. зап. МГУ, в. 161, 1958.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968.
- Михайловская О. Н. Четвертичные террасы Абхазии. Тр. I всесоюз. географ. съезда, в. 3, Л., 1935.
- Мирчинк Г. Ф. О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР. Матер. по четверт. периоду СССР, изд. ГГУ, 1936.
- Морфометрический метод при геологических исследованиях. Под редакцией Л. А. Корженевского и В. П. Философова. Изд. Саратов. ун-та, 1963.
- Москвитин А. И. Ледниковые образования Красной Поляны, террасы р. Мзымты и части Черноморского побережья Кавказа. Бюлл. комиссии по изуч. четв. пер., № 4, 1938.
- Муратов М. В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, № 5, 1960.
- Неманишвили С. Н. К геоморфологии северной части Нижней Рачи. Тр. Ин-та геогр. им. Вахушти, т. XII, 1960.

- Неманишвили С. Н. Краткий геоморфологический очерк южного склона Бзыбского хребта и прилегающей части Черноморского побережья. Тр. Ин-та географ. им. Вахушти, т. XIV, 1961.
- Николлаев Н. И. О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центр-Кавказа и Предкавказья. ДАН СССР, т. XXX, № 1, 1941.
- Николлаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Изд. АН СССР, 1949.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Госгеолиздат, М.-Л., 1948.
- Пахомов В. Е. К геоморфологии Дзегви-Доллярского участка долины р. Куры. Изв. геогр. об-ва, № 5, 1937.
- Рейнгард А. Л. К вопросу о послетретичных тектонических движениях на Кавказе. Тр. сов. секц. ИНКВА, в. 4, 1939.
- Рейнгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Междунар. геол. конгр., Тр. XVII сессии в СССР, т. II, 1939.
- Рубинштейн М. М. Сейсмотектоника. Геология СССР, Груз. ССР, т. X, геолог. описание, 1964.
- Сафронов И. Н. Основные этапы развития рельефа Северного Кавказа. Автореферат, докт. диссерт., 1964.
- Сетунская Л. Е. Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1959.
- Соколов Н. К. К истории Причерноморских степей с конца третичного периода «Почвоведение», VI, № 2—3, 1904.
- Табидзе Д. Д. Геоморфология бассейна Кодори. Автореферат кандид. диссерт., 1966.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Хаин В. Е. Становление рельефа Кавказа, как итог его тектонического развития. Тр. конф. по геоморф. Закавказья, АН Аз. ССР, 1953.
- Хаин В. Е. и Ломизе М. Г. О молодых подвижках по древним разломам на западном Кавказе. Изв. выс. учебн. зав., геол. и разв., № 8, 1959.
- Цагарели А. Л. Четвертичная система. Геология СССР, т. X, Груз. ССР, геол. описание, 1964.
- Цагарели А. Л. Четвертичная тектоника Грузии. Сб. Вопросы геологии Грузии к XXII сессии МГК, 1964.
- Церетели Д. В. Четвертичные отложения бассейнов Ингури и Риони. Тр. Ин-та географ. им. Вахушти, т. XII, 1960.
- Церетели Д. В. Плейстоценовые отложения и развитие рельефа Грузии. Изд. АН ГССР, Тбилиси 1966.
- Церетели Э. Д. Геоморфология южного склона Центрального Кавказиони (Б. Кавказа), в пределах Рачи. Автореф. канд. диссерт., 1966.
- Цхакая А. Д., Махатадзе Л. Н., Табидзе Д. Д. Чхалтинское землетрясение. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1967.
- Чиковани А. А. Стратиграфия и фации плиоценовых отложений нефтеносного района Гурии. Тбил. унив., 1961—1964.
- Чихелидзе С. С. Четвертичные отложения и геоморфология Колхиды. Тбил. унив., 1945.
- Чхотуа Г. Р. и Эдилашвили В. Я. Очерк геологического строения бассейна верховьев рек Бзыби и Бавю в Абхазии. Груз. отд. ВГРО, 1939.
- Шанцер Е. В. Новое о террасах Черноморского побережья Кавказа. Труды сов. секции междунар. ассоциации по изуч. четвертич. периода, в. IV, М.-Л., 1939.
- Шатилова И. И. Палинологическая характеристика кузьяльницких, гурийских и чаудинский, отложений Гурии. Тбилиси, 1967.
- Эберзин А. Г. О фауне и морских террасах Абхазии. Бюлл. комиссии по изуч. четвертич. пер., № 6—7, М.-Л., 1940.

- Эдлашвили В. Я., Гуджабидзе Г. Е. Геология Кодори-Келасурского района. ГГУ, 1950.
- Davis W. M. The Geographical Cycle. Geogr. Journal, vol. XIV, No. 5, 1899.
- Gronlie O. On the terraces of the Ice Ages in Nordland Troms and the southwestern part of Finnmark in Northern Norway. Norsk. Geol. Tidsskrift, Bd. 20, Oslo, 1940.
- Gutenberg B. Hypotheses on the development of the earth. Intern. Constitution of the earth, 1951.
- Kossmat F. Paleogeographie und Tektonik. Berlin, 1946.
- Londwell Ch. R. The mechanics of orogeny. Amer. Journ. Science, vol. 243-A, 1945.
- Suess E. Das Antlitz der Erde. Bd. 1—1883, II —1888.
- Stille H. Present tectonic state of the earth. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., vol. 20, 1936.
- Umbgrove J. H. F. The Puls of the Earth. 2 ed. Hague, 1947.
- Jamieson T. H. On the cause of the depression and reelevation of the land during the glacial period. Geol. Mag., vol. 9, 1882.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
I. Введение	7
А. История исследований	7
Б. Постановка вопроса и методика работ	12
II. Морфология, развитие рельефа и живая тектоника приморской полосы Грузии	16
1. Междуречье Псоу и Галидзги	16
А. Среднегорный долинно-эрозионный рельеф на дислоцированном мезозойском и ниже-третичном основании	16
Междуречье Псоу и Бзыби	16
Ущелье р. Бзыби	19
Междуречье Бзыби и Гумисты	19
Междуречье Псырцхи и Шицкуары	21
Междуречье Гумисты и Маджарки	24
Б. Низкогорный грядово-холмистый и грядово-гребневый рельеф, выработанный на верхнем палеогене и неогене	30
Междуречье Псоу и Хашупсе	30
Долина р. Бзыби	33
а) Калдахвара-Блабурхвский район	33
б) Гряда г. Ах-Бапшира	35
Междуречье Мчишты и Аапсты	37
Долина Гумисты	45
Междуречье Баслы и Кодори	51
Долина р. Кодори	55
В. Равнинный аккумулятивно-эрозионно-абразионный рельеф на четвертичных отложениях	58
О рельефе подводной отмели	66
Г. История развития рельефа в плиоцен-четвертичное время	68
2. Междуречье Галидзги и Чорохи	77
А. Равнинный рельеф Колхиды с холмисто-грядовым террасированным обрамлением на Ng—Q осадках	78
Б. Грядово-гребневый террасированный рельеф на третичных и четвертичных дислоцированных осадках	82
Нигойтская гряда	83
Долина р. Супсы	85
Долина р. Сефы	91
Долина р. Натанеби	93
Чаниетская котловина рч. Чолоки	103
Махарадзевская впадина	105
В. Среднегорный глубокорасчлененный террасированный рельеф на интенсивно-складчатом эоценовом основании	109
Междуречье Кинтриши и Чорохи	109
Долина Чорохи-Аджарисцкали	113
Г. История развития рельефа в плиоцен-четвертичное время	119
III. Молодая и живая тектоника в рельефе синклиналиных депрессий Картли	124
1. Мухранская долина	125

Черты морфологии	125
Геологическое строение	129
Аллювий террас	132
Признаки молодой тектоники	135
2. Тиффоно-Салтвисская долина	137
Рельеф	137
Геология	139
Тектоника	142
Признаки молодой тектоники.	144
3. Бодорнская долина	152
4. Долина Эрцо	156
История развития рельефа синклинальных прогибов Картли	163
IV. Краткий обзор данных о проявлении молодых тектонических движений на южном склоне Кавказионы	167
1. Молодая и живая тектоника по свидетельству террас	168
А. Бассейн верхнего и среднего течения р. Бзыби	168
Б. Бассейн верховьев р. Риони	177
2. Живущие разрывы	191
А. Междуречье верховьев Бзыби и Арагви	191
Б. Долина р. Галидзги	199
V. Сейсмотектоника	203
Выводы	204
Литература	212

Лидия Васильевна Когошвили

ЖИВАЯ ТЕКТОНИКА ГРУЗИИ И ЕЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА РЕЛЬЕФ

Напечатано по постановлению Редакционно-Издательского Совета
Академии наук Грузинской ССР

*

Редактор издательства Ц. А. Янкошвили
Художник Г. А. Надирадзе
Техредактор Э. Б. Бокерия
Корректор С. В. Ханджаладзе

Сдано в набор 22.4.1970; Подписано к печати 3.XI.70;
Формат бумаги 70×108¹/₃₂; Печатных л. 19.6; Уч.-Издат, л. 16.69;
УЭ 01458; Тираж 700; Заказ 1083;

Цена 1 руб. 44 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 60, კუტუზოვის ქ., 15
Издательства «Мецნიერება», Тбилиси, 60, ул. Кутузова, 15

საქ. სსრ. მეცნიერებათა აკადემიის სტამბა, თბილისი 60, კუტუზოვის 15.
Типография Академии наук ГССР, Тбилиси, 60, ул. Кутузова, 15

284