

П. Д. ГАМКРЕЛИДЗЕ,
И. П. ГАМКРЕЛИДЗЕ

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ
ЮЖНОГО СКЛОНА
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

«МЕЦНИЕРЕБА»
1977

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია

ბიოლოგიური ინსტიტუტი

შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 57

პ. გამყრელიძე, ე. გამყრელიძე

**კავკასიონის სამხრეთი ზეირის
ვეჟონიკური ზენაები**

(საქართველოს ფარგლებში)

გამომცემლობა „მეცნიერება“

თბილისი

1977

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 57

П. Д. ГАМКРЕЛИДЗЕ, И. П. ГАМКРЕЛИДЗЕ

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ ЮЖНОГО
СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

(В ПРЕДЕЛАХ ГРУЗИИ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»

ТБИЛИСИ

1977

552 (С 41)

551 . 24 (234 . 9) (47 . 922)

Г 184

УДК 551 . 24 (479)

На основании исследований тектонической структуры южной части Местийско-Трианетской флишевой зоны и сопредельных с ней областей складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы высказывается мнение о покровном строении всей южной части флишевой зоны.

Выделяется два крупных структурных комплекса: аллохтон, охватывающий несколько крупных покровов и более мелких чешуй, и автохтон, к которому отнесены Гагрско-Джавская зона и Грузинская глыба. Покровы выделены как на основании фациального анализа и палеогеографических реконструкций, так и структурных данных.

Кратко рассмотрено строение автохтона; приводится фациальная и структурная характеристика отдельных покровов; высказывается мнение о механизме их образования и о формировании покровной структуры Южного склона Большого Кавказа.

ВВЕДЕНИЕ

В продолжение ряда лет (1965—1971) авторами проводилось исследование тектонической структуры южной части Местийско-Трианетской флишевой зоны и сопредельных с ней областей складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы в пределах Рачи, Юго-Осетии, Мтиулетии и Кахетии. В результате этих исследований авторы пришли к выводу о покровном строении всей изученной полосы Местийско-Трианетской зоны, возродив тем самым в новом свете концепцию, высказанную еще в 30-х годах В. П. Ренгартеном и Н. Б. Вассоевичем. Подобные взгляды для части Горной Кахети уже с 1967 года развиваются Г. Н. Хатискаци и Г. К. Чичуа.

Предположения о существовании покрова на Юго-Восточном Кавказе (в системе Дибрара) были высказаны еще в 1906 году К. И. Богдановичем. А. Н. Рябинин (1911) также предполагал возможность обнаружения шарьяжей на Кахетинском хребте. Однако первые конкретные указания о существовании тектонических перекрытий типа шарьяжей имеются у В. П. Ренгартена (1924), который выделил Аргунский покров в Душетском районе.

Разработанная Н. Б. Вассоевичем в 1928—1933 гг. детальная схема стратиграфии и тектонического районирования Горной Кахети явилась наиболее аргументированной основой для выделения крупных тектонических покровов на Южном склоне Большого Кавказа (Вассоевич, 1930, 1933). Выделенные им Алисисгорский, Пантианский и Чинчвельтский покровы считались отдельными, обособленными денудацией частями единого шарьяжа, переместившегося под действием гравитационных сил с севера на юг из наиболее приподнятой части складчатой системы Большого Кавказа и осложненного впоследствии складчатостью (Вассоевич, 1933, 1940). Затем Н. Б. Вассоевич и В. Е. Хаин (1940) отметили наличие крупного шарьяжа, «Баскальского», к востоку от Кахетинского хребта — в Лагических горах, и высказали предположение, что в промежуточной области под более молодыми отложениями Алазанского прогиба погребены «сходные по масштабу, если не более грандиозные, покровные образования».

Фронтальную область зоны Южного склона Большого Кавказа В. П. Ренгартен (1941) выделяет в особую тектоническую подзону, протяженную между р. Б. Лиахви и с. Пховели в Кахетии. Амплитуда го-

горизонтальных перемещений чешуй в этой зоне, по мнению В. П. Ренгартена, местами достигает 15 км. Характеристика самой западной части этой подзоны была дана Н. Б. Вассоевичем (1932) в бассейне р. Б. Лиави (с. Боргниси).

В Душетско-Ананурском районе В. П. Ренгартен (1932, 1941) к югу от т. н. Мтиулетской зоны выделил четыре тектонических комплекса, или покрова: Лалаурисхевский, Хевкрильский, Аргунско-Жинванский и Аркалинский. Причем первые три крупных покрова относятся к собственно аллохтону фронтальной зоны, а расположенная между ними и автохтоном «Карталинской подзоны» Аркалинская подзона считается параавтохтоном.

Кахетинская зона Н. Б. Вассоевича, по В. П. Ренгартену (1941), представляет аналог Аргунско-Жинванских покровов и покровов Аркалинской подзоны.

Н. Б. Вассоевич считает возможным выделить к югу от намеченной фронтальной зоны еще параавтохтонную зону Эрцо, которая сложена отложениями миоцена. Вместе с тем, Н. Б. Вассоевич допускает общий срыв мио-плиоценовых отложений не только зоны Эрцо, но и большей части Куринской зоны (Вассоевич, 1933).

Приведенные выше взгляды о существовании крупных покровных структур на Южном склоне Большого Кавказа не нашли признания в работах последующих исследователей и долгое время полностью отвергались. Как известно, в сороковых годах, особенно в советской тектонической науке, начался период почти полного отрицания явлений шарьяжей. Довольно резкая критика взглядов «ультранапписстов» Кобера, Штауба и др. началась в Западной Европе. В одних местах было доказано полное отсутствие покровов, в других же — их сравнительно ограниченное развитие. По-видимому, это и явилось основной причиной критического отношения к концепции о шарьяжном строении в восточной части Южного склона Большого Кавказа (Джанелидзе, 1950; Варенцов, 1950; Кириллова и Сорский, 1952; Джанелидзе, Рубинштейн, 1957; Адамия, 1958; Булейшвили, 1960). Вместе с тем, выдвигались чисто механические возражения против движения столь крупных масс в результате тангенциального давления, а гравитационное происхождение покровов в пределах Грузии отрицалось геологическими данными. Однако наряду с этим приводились убедительные доводы в пользу существования Баскальского и Астраханского гравитационных покровов (Воскресенский, 1958; Воскресенский, Хаин, Шурыгин, 1963; Григорянц, Исаев, 1968).

С 1962 года началось планомерное тематическое исследование как стратиграфии, так и тектоники флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа в пределах Горной Кахетии. В результате изучения вопросов нефтегазоносности меловых и палеогеновых отложений Горной Кахетии Грузинской комплексной лабораторией ВНИГНИ подтвердилось

незакономерное распространение литолого-фациальных типов синхронных образований в пределах отдельных тектонических единиц, имеющих друг с другом тектонические контакты. Эти явления объяснялись существованием в Горной Кахетии тектонических покровов (Хатискаци, Чичуа, 1967; Хатискаци, 1971; Чичуа, 1971; Чичуа, Татаришвили и др. 1973).

Одновременно детальные исследования начали проводиться и в западной части Местийско-Тианетской зоны (в междуречье Риони—Иори). П. Д. Гамкрелидзе было высказано мнение о перекрытии надвигом флиша кордильерной полосы Гагрско-Джавской зоны, питавшей обломочным материалом свиту глыбовых брекчий верхнего эоцена. Проведенные Ф. Д. Майсадзе (1970) и И. П. Гамкрелидзе (1970) исследования в междуречье Риони — Б. Лиахви подтвердили это предположение. На основании палеогеографического анализа и структурных исследований было установлено существование довольно крупных горизонтальных перекрытий в междуречье Б. Лиахви—Арагви (И. Гамкрелидзе, 1970; Канделаки, 1973₁) и в междуречье Арагви—Иори (П. Гамкрелидзе, 1970; Канделаки, 1973₂). В пользу наличия перекрытий северной части Картлийской впадины зоной флиша на основании палеогеографического анализа этой впадины было высказано и А. Л. Цагарели (1970). Несколько с иных позиций покровное строение Южного склона Большого Кавказа разделяется и М. Г. Леоновым (1975). На основании новых данных (1972, 1975) авторы настоящей работы в Жинвальско-Гомборской подзоне выделили Ксанско-Аркальский параавтохтон и Жинвальско-Пховельский, Садзегурско-Шахветильский и Алисисгорско-Чинчвельтский покровы и дали их фациальную и тектоническую характеристику.

В предлагаемой работе покровно-надвиговая структура изученной полосы рассматривается в региональном плане. Выделяется два крупных структурных комплекса: аллохтон, охватывающий несколько крупных покровов и более мелких чешуй, и автохтон, к которому отнесены Гагрско-Джавская зона и Грузинская глыба.

Работа не претендует на подробное и систематическое описание всех структурных единиц, авторы пытались осветить лишь наиболее общие и важные вопросы строения тектонических покровов Южного склона Большого Кавказа.

СТРОЕНИЕ АВТОХТОННЫХ ЗОН

Автохтонными мы считаем комплексы пород, слагающие Гагрско-Джавскую зону и восточную зону погружения Грузинской глыбы (северный борт Куринской межгорной впадины) (см. рис. 1 в приложении). Однако рассмотрение Гагрско-Джавской зоны в качестве автохтона до некоторой степени условно¹, т. к. начиная с аптского времени часть этой зоны на востоке (к востоку от р. Бол. Лиахви) вовлекается в погружение флишевого прогиба и превращается, таким образом, в ее наиболее южную Жинвальско-Гомборскую структурно-фациальную зону, которая затем испытывает значительное горизонтальное перемещение к югу. При этом сорванными и шарьированными оказываются и породы доаптского возраста, относящиеся фациально к собственно Гагрско-Джавской зоне (Ксанско-Аркальский параавтохтон). Однако основной срыв все-таки происходит в более высоких стратиграфических горизонтах. Кроме того, как будет показано ниже, с аптского времени в погружение вовлекается лишь северная часть Гагрско-Джавской зоны. Южная же часть этой зоны в продолжение длительного времени представляла собой полосу кордильер, питавшую обломочным материалом отложения Жинвальско-Гомборской подзоны и перекрытую затем надвинутыми флишевыми образованиями. Следовательно, комплексы, слагающие Гагрско-Джавскую зону, являются в основном автохтонными.

ГАГРСКО-ДЖАВСКАЯ ЗОНА

Гагрско-Джавская зона до лейаса представляла собой краевую часть Закавказского срединного массива, подвергшуюся в начале альпийского цикла раздроблению и вошедшую в состав геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (И. Гамкрелидзе, 1967, 1969). Следовательно, древнейшими отложениями осадочного чехла этой зоны, расположенного на позднебайкальско (салаирско)-герцинском складчатом фундаменте, являются, по-видимому, песчано-сланцевые образования

¹ Условность термина автохтон (находящийся на месте своего образования) определяется и тем, что часто в действительности происходит перемещение (пододвигание) автохтона под аллохтон. Однако термин, видимо, должен быть сохранен, так как автохтон удобно рассматривать в качестве основного репера, по отношению к которому происходило перемещение тектонических пластин.

лейаса. Это мнение было в последнее время подтверждено обнаружением севернее Горабского интрузива выхода кристаллического субстрата, трансгрессивно перекрывающегося нижнелейасовыми отложениями (Дудаури, М. Тогонидзе, 1970).

В пределах исследованной территории обнажены лишь верхнелейасовые песчаники и глинистые сланцы сорской свиты, выходящие главным образом в ядрах антиклинальных складок. Кроме того, изолированные их выходы в виде тектонических клиньев наблюдаются на северном склоне хребта Дагверула-Сырх-Леберта и в с. Мугути.

Почти сплошным развитием в исследованной части Гагрско-Джавской зоны характеризуются породы байосской порфиритовой свиты, которые трансгрессивно перекрываются терригенно-карбонатными отложениями верхней юры (Бендукидзе, 1964). Терригенные отложения относятся по возрасту к келловейно-нижнему оксфорду и представлены главным образом глинами и песчаниками. Карбонатная фация довольно широко развита в этой части Гагрско-Джавской зоны и представлена массивными рифовыми известняками, песчанистыми известняками и мергелями лузитан-титонского возраста.

Меловые отложения в исследуемой части Гагрско-Джавской зоны представлены своеобразными фациями — карбонатными осадками небольшой мощности (не более 150 м) с фауной открытого моря. Они в окрестностях Цханари и Фасраго трансгрессивно налегают на верхнеюрские известняки. Небольшой выход своеобразных — переходных к флишевым — фаций верхнемеловых отложений наблюдается в ущ. р. Гомрула (Гамбашидзе, Ахвледиани, 1967). Однако здесь этот выход с обеих сторон ограничен тектоническими разрывами (рис. 2). Следовательно, можно лишь предполагать о взаимоотношениях этих образований с более древними и молодыми осадками.

В изученной части Гагрско-Джавской зоны значительно распространены эоценовые образования, представленные двумя фациями: нормально-осадочной свитой средне- и верхнеэоценового возраста и свитой глыбовых брекчий верхнего эоцена.

Нормально-осадочная свита мощностью от 10 до 160 м развита в окрестностях селений Цедиси, Цханари, Фасраго, Кемульты и в гребневой части хребта Вал-хох, где она с конгломератами в основании перекрывает верхнемеловые и более древние отложения. Нормально-осадочная свита литологически представлена главным образом песчаниками и известняками.

Свита глыбовых брекчий, развитая севернее нормально-осадочных образований, обнажается в виде изолированных выходов в ущелье г. Гомрула (см. рис. 2) и в окрестностях г. Укивлета, а затем узкой полосой тянется вдоль Орхевского надвига флишевых отложений, в междуречье Джеджора—Малая Лиахви. Кроме того, свита глыбовых брекчий верхнего эоцена непрерывно прослеживается в междуречье Б. Лиахви—Арагви, вдоль Ананури—Пховельского надвига. Однако во всей этой

полосе (к востоку от р. Б. Лиахви) глыбовые брекчии верхнего эоцена не могут рассматриваться в качестве образований Гагрско-Джавской зоны, т. к. они здесь венчают разрез флишевых отложений Жинвальско-Гомборской зоны (Жинвальско-Пховельского покрова) и представляют собой образования типа «дикого» флиша.

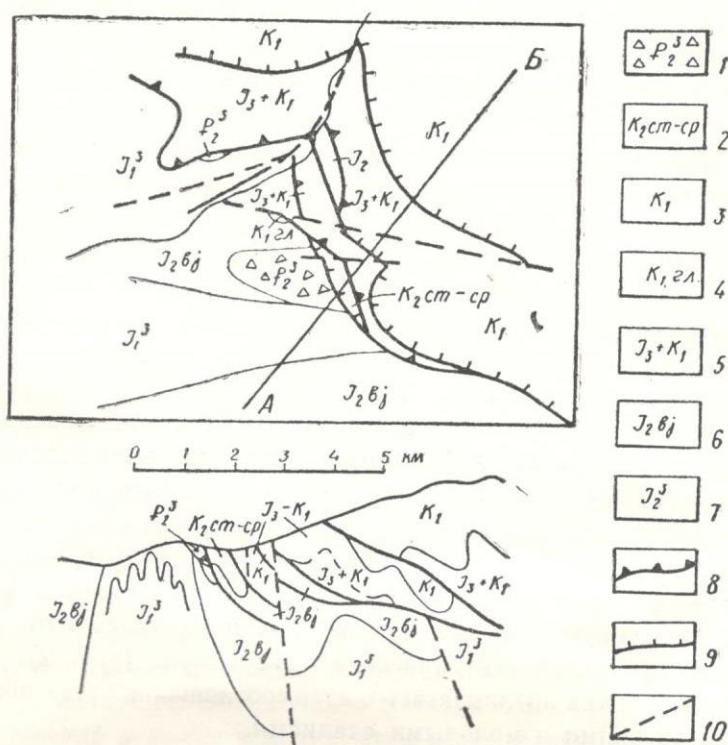


Рис. 2. Геологическая схема Уцерского тектонического узла.

1 — верхний эоцен (фашия глыбовых брекчий), 2 — верхний мел (гомрульская фашия), 3 — нижний мел (верхний готерив-альб) — пасанаурская, дгналская и павлеурская свиты флиша, 4 — нижний мел нерасчлененный (фашия Грузинской глыбы), 5 — верхняя юра — нижний мел (карбонатный флиш), 6 — байос (порфиритовая свита и диабаз-сланцевая фашия), 7 — верхний лейас (сорская свита), 8 — подошва шарьяжей, 9 — подошва чешуй, 10 — взбросы, надвиги.

Большая часть свиты глыбовых брекчий в пределах Гагрско-Джавской зоны, как предполагалось и ранними исследователями, носит перетложенный характер; другая же часть, как показали исследования Ф. Д. Майсадзе (1970), имеет вулканогенно-осадочное происхождение. В глыбовых брекчиях встречаются разной величины обломки и глыбы верхнеюрских рифовых известняков, вулканогенных пород байосской порфиритовой свиты, меловых известняков, а в западной части (в ущ. рр. Гомрула и Джджори) и флишевых отложений. Глыбы верхнеюрских известняков обычно больших размеров, иногда достигая тысяч кубических метров. У с. Верхняя Кемульты в свите глыбовых брекчий во

вторичном залегании находятся также флишеидные образования эоцена (типа ильдоканской свиты). Вместе с тем, в глыбовых брекчиях, по данным Ф. Д. Майсадзе (1970), отсутствует переотложенный материал развитой ныне южнее нормально-осадочной свиты.

Таким образом, совершенно очевидно, что в верхнеэоценовых образованиях величина обломочного материала нарастает с юга на север, т. е. средне- и крупнозернистые песчаники переходят в глыбовые брекчии. Если к этому добавить тот факт, что в составе глыбовых брекчий присутствуют обломки и глыбы флишевых пород, а также отсутствует переотложенный материал развитой южнее нормально-осадочной свиты, то расположение источника питания в северной части верхнеэоценового бассейна не должно вызывать сомнений. Основным источником, питавшим свиту глыбовых брекчий, являлась полоса кордильер Гагрско-Джавской зоны и южной части зоны флиша (переотложенный материал по характеру принадлежит именно этим зонам).

Кордильеры представляли, по-видимому, поверхностное отражение в виде шовного поднятия, разлома на глубине, развитого на границе Гагрско-Джавской и флишевой зон Южного склона Большого Кавказа (Южный разлом флиша). Существование в этой полосе геоморфологических уступов и обуславливало, видимо, появление вдоль них грубообломочных обвальных брекчий и «горизонтов с включениями». Как будет показано ниже, глыбовые брекчии поступали с этого поднятия не только в верхнем эоцене, но и в сеномане, маастрихте и палеоцене. Кроме того, вполне естественным кажется также связать появление в свите глыбовых брекчий верхнего эоцена продуктов вулканизма (авгит-лабрадоровых и авгит-битовнитовых порфиринов, оливиновых базальтов и их туфов; Майсадзе, 1970) с указанным глубинным разломом.

Расположение источника питания свиты глыбовых брекчий в кордильерной части устанавливается и восточнее, к востоку от р. Ксани, где на юрских (верхнелейасовых и байосских) породах трансгрессивно расположены мелкообломочные верхнеэоценовые отложения, а к северу непрерывно прослеживается надвинутая свита глыбовых брекчий. Следовательно, в настоящее время шовная кордильера как на западе (к западу от р. Б. Лиахви), так и на востоке, полностью перекрыта надвинутыми с севера флишевыми отложениями, а частично, как будет показано ниже, сорвана и перемещена к югу. Сорванными и перемещенными к югу являются большей частью глыбовые брекчии верхнего эоцена.

Не полностью перекрытой оказалась лишь крайне западная часть кордильерной полосы, в пределах которой и образовались, видимо, расположенные *in situ* глыбовые брекчии ущ. р. Гомрула (см. рис. 2) и окрестностей г. Укивлета.

В пределах Гагрско-Джавской зоны развиты также олигоценовые отложения, выраженные в основном в майкопской фации и расположенные трансгрессивно на более древних образованиях вплоть до вер-

хнелейасовых. Небольшие выходы олигоценых отложений наблюдаются в окрестностях с Чорди, а также в мульде узкой синклинали по левобережью р. Кешельта-дон (см. рис. 9).

Миоценовые отложения развиты лишь в узкой грабен-синклинали Южной Осетии, являющейся поверхностным отражением Абхазско-Осетинского глубинного разлома и шовной структурой, развитой между Гагрско-Джавской зоной и Грузинской глыбой (см. рис. 10).

В структурном отношении Гагрско-Джавская зона представляет собой довольно сложное гетерогенное сооружение. В исследованной части установлен ряд складок преимущественно близширотного простирания, осложненных множеством разрывов. Из складок первого порядка следует отметить Онскую, Цедисско-Ахсарджинскую и Чордско-Сохтинскую антиклинали и разделяющие их Цханарскую, Ири-Надарбазевскую и Рибисскую синклинали складки.

Отмеченные складки характеризуются ундуляцией шарниров при общем погружении в восточном направлении.

Наиболее сложно построен крайне западный участок исследованной части Гагрско-Джавской зоны, известны под названием Уцерского тектонического узла (см. рис. 2). На этом участке наблюдаются широтные складки Гагрско-Джавской зоны, в строении которых принимают участие верхнелейасовые глинисто-песчанистые отложения и вулканогенно-осадочные образования байоса. В северной части, на левобережье р. Риони, из-под надвинутых флишевых отложений выступает также сланцево-диабазовая формация средней юры.

В северном крыле Онской антиклинали, в ущ. р. Гомрула на порогах байосской порфиритовой свиты непосредственно расположена свита глыбовых брекчий верхнего эоцена, которая наряду с обломками верхнеюрских рифовых известняков и байосских порфиритов содержит обломки верхнемеловых известняков распространенной к северу гомрульской фации, а также довольно крупные глыбы флишевых образований.

Указанные складки Гагрско-Джавской зоны в восточном направлении без признаков затухания скрываются под надвинутыми флишевыми отложениями.

Уцерско-Павлеурский надвиг выражен здесь несколькими поверхностями нарушения: на свиту глыбовых брекчий верхнего эоцена с востока надвинуты сначала верхнемеловые слоистые известняки гомрульской фации, а затем породы верхнеюрского карбонатного флиша, в свою очередь перекрывающиеся надвигом нижнемеловой свиты геске (см. профиль АВ на рис. 2).

В Уцерском узле наблюдается несколько поперечных нарушений, в частности Жамнеретский сбросо-сдвиг по ущ. р. Риони, Нигавзебский взброс с приподнятым северным крылом, проходящий по правому берегу

р. Риони и Гомский взброс, прослеживаемый по правому склону р. Гомрула, секущий также флишевые образования. В окрестностях с. Джаронети наблюдается также взброс субмеридионального направления, с приподнятым восточным крылом.

К югу от Уцерского тектонического узла между Онской и Цедисско-Ахсарджинской антиклиналями выделяется сложно построенная Цханарско-Надарбазевская или Цханарско-Фасрагойская синклиналь, которая фактически представляет собой несколько обособленных синклинальных складок — Цханарскую, Фасрагойскую, Надарбазевскую, а также и более мелких. Цханарско-Надарбазевская сложная синклиналь раздроблена множеством разрывных нарушений, детальное описание которых приводится в работах предыдущих исследователей (П. Гамкрелидзе, 1949, 1950; Кахадзе, Бендукидзе, 1950; Джапаридзе, 1963 и др.).

Развитая к югу от Цханарско-Надарбазевской синклинали Цедисско-Ахсарджинская антиклиналь на западе, в районе с. Цедиси, опрокинута на север с южным падением обоих крыльев, а восточнее наклонена к югу. Более четко это явление наблюдается в Чордско-Сохтинской антиклинали, которая в западной части, к западу от г. Сырх-Леберта опрокинута на север, а восточнее — на юг. Вместе с тем, на западе эта складка имеет северо-западное простирание и на юго-востоке почти полностью «перекрывается» миоценовой грабен-синклиналью. Здесь же ось складки резко изгибается и принимает северо-восточное направление. В ущ. р. Паца и далее на северо-восток, по левобережью р. Кешельта-дон, Чордско-Сохтинская антиклиналь осложнена складками второго порядка и многочисленными разрывами в северном крыле. Из них особо следует отметить сбросо-сдвиг, наблюдаемый вдоль ущ. р. Кешельта-дон, который хорошо прослеживается на северо-восток, где отчетливо наблюдается смещение по этому разрыву и флишевых образований (см. рис. 9).

Довольно своеобразно построена и осложнена многочисленными разрывами также Рибиская синклиналь, которая наиболее четко выражена в восточной части, где она сложена в основном байосской порфиритовой свитой и верхнеюрскими рифовыми известняками. В ее мульде сохранилась также нормально-осадочная свита верхнего эоцена. У с. Кемульты Рибиская синклиналь перекрывается Уцерско-Павлеурским надвигом и, видимо, подобно другим, описанным выше складкам, продолжается на восток под надвинутыми флишевыми породами (см. рис. 9).

Особое положение в строении исследованного района занимает миоценовая шовная грабен-синклиналь, которая отчетливо разграничивает Гагрско-Джавскую зону от приподнятого Хреитского блока Грузинской глыбы, представляя собой типичную межразломную шовную структуру (И. Гамкрелидзе, 1969).

СЕВЕРНЫЙ БОРТ ВОСТОЧНОГО ПОГРУЖЕНИЯ ГРУЗИНСКОЙ ГЛЫБЫ (БАЗАЛЕТИ-ШИРАКСКАЯ ПОДЗОНА)

Базалети-Ширакская подзона Грузинской глыбы (Булейшвили, 1960), рассматриваемая нами в составе автохтона, сложена комплексом осадков от эоцена до апшеронского яруса включительно.

Отложения олигоцена и нижнего миоцена, входящие в состав майкопской серии, представлены в нижней части серыми средне- и крупнозернистыми песчаниками, переходящими в микроконгломераты. Мощность нижней части до 150 м. Верхняя часть сложена желтовато-серыми и голубовато-синими глинами с растительным детритусом и септариями (Булейшвили, 1960). Породы среднего миоцена представлены в основном глинисто-песчанисто-мергелистой толщей. Их мощность местами достигает 300—350 м. К западу от р. Арагви в этих отложениях возрастает роль песчаников и появляются прослои конгломератов.

Отложения верхнего миоцена — сарматский ярус — представлен в основном своим средним и верхним подъярусами. Средний сармат мощностью до 1500 м сложен глинисто-песчанистыми отложениями с мощными прослоями конгломератов.

В пределах Базалети-Ширакской подзоны наиболее широко распространены пресноводно-континентальные фации нахчорской свиты верхнего сармата мощностью до 1200 м и нижнего плиоцена (мэотисапонта) мощностью более 2000 м.

В восточной части северного борта Грузинской глыбы довольно широко развиты также континентальные образования акчагыла и апшерона (алазанская серия), достигающие в мощности 700—800 м.

В Базалети-Ширакской подзоне установлено несколько крупных пологих синклиналей (Ленингорская, Базалетская, Эрцойская, Ванийская, Цицматинская, Наомарская, Набомбребская, Бурдамтинская и др.) и узких и крутых, иногда разорванных по своду и опрокинутых на юг антиклиналей общекавказского простирания (Булейшвили, 1960). Полоса антиклинальных поднятий (Эрцо—Гомбори—Какабети, Ламбало — Млашис-хеви — Мирзаани, Кила-Купра — Патара-Шираки и Байда-Чатма — Тарибани) отчетливо выраженная на поверхности, по данным Д. А. Булейшвили (1960), с глубиной затухает, т. е. наблюдается уменьшение степени складчатой с глубиной. Нам представляется, что это явление может быть вызвано срывом молодого покрова по пластичному основанию (олигоцен-нижний миоцен?) и смещением ее к югу вместе с покровами Южного склона Большого Кавказа.

СТРОЕНИЕ АЛЛОХТОНА

ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ ПОКРОВОВ

Структурно-фациальная зональность — одна из важных черт покровной тектоники. Принцип «фациальной» определенности покровов принимается большинством французских, швейцарских и австрийских

геологов, изучавших строение альпийских покровов. С. В. Руженцевым (1971) справедливо отмечается, что «понятие «фациальной» характеристики включает весь комплекс признаков, отличающих разрез некоторого покрова... Она включает и фациальную определенность каждого стратиграфического горизонта в собственном смысле слова и его мощность. Она учитывает также разрез покрова в целом: присутствие или выклинивание тех или иных горизонтов, наличие стратиграфических перерывов, поверхностей угловых несогласий, степени метаморфизма и первичной дислоцированности слоев».

Однако, как отмечается Г. Д. Ажгиреем (1966), «в теории покровов получили широкое признание далеко не всегда верные представления о зонах переходных фаций и в связи с этим представления о сближении фаций». Ссылаясь на В. А. Обручева Г. Д. Ажгирей указывает на возможность широкого распространения в геосинклинальных прогибах ранних конседиментационных сбросов, вдоль которых часто может наблюдаться резкая смена фаций.

На большую роль мезозойских конседиментационных разломов, контролировавших осадконакопление в пределах Гельветского прогиба, обращает внимание Г. Гюнцлер-Зейферт (Günzler-Seifert, 1941, 1952). По мнению этого автора, в эпоху альпийской складчатости указанные разломы превращались в надвиги. Убедительные доводы о существовании в мезозое серии сбросов, разделявших в пределах Гельветского прогиба относительно приподнятые и опущенные участки, приводятся К. Шиндлером в монографии по Гларнским Альпам (Schindler, 1959).

Поэтому существование резких фациальных границ между отдельными зонами довольно важный, но не решающий критерий покровного строения области. Наиболее важный признак — нарушение первичного пространственного размещения этих фациальных зон и существование структурных данных тектонического перекрытия. Однако породы, слагающие различные покровы, действительно могут происходить из различных зон, ограниченных первоначально разломами конседиментационного типа, превращающимися впоследствии во многих случаях в надвиговые поверхности, что и имеет место, по нашему мнению, в изученной области Южного склона Большого Кавказа.

В Местийско-Тианетской зоне в поперечном направлении выделяются две различные в литофациальном и тектоническом отношении подзоны: довольно широкая и протяженная Шовско-Пасанаурская на севере и сравнительно узкая Жинвальско-Гомборская на юге. Вместе с тем, в пределах самой Жинвальско-Гомборской подзоны нами также выделены структурно-фациальные зоны, разделенные крупными надвигами и представляющие, следовательно, отдельные покровы или шарьяжи. Такими являются с севера на юг: Алисисгорско-Чинчвельтский, Садзегурско-Шахветильский и Жинвальско-Пховельский покровы и Ксанско-Аркальский параавтохтон. В пределах этих шарьяжных пластин выделяется также несколько отдельных чешуй.

Вместе с тем, как отмечалось, в изученной полосе отчетливая структурно-фациальная зональность проявлена не только в поперечном но и в продольном направлении. Выделяется несколько сегментов с различным режимом осадконакопления, на наш взгляд, также разделенных длительно живущими конседиментационными разломами. В частности, наиболее отчетливо выражен сегмент, соответствующий своеобразной Жинвальско-Гомборской подзоне. Совершенно очевидно, что эта зона не распространялась западнее р. Б. Лиахви. Следовательно, нужно допустить, что с этой стороны она ограничивалась Казбегско-Цхинвальским глубинным разломом северо-восточного направления. Этот разлом, устанавливаемый на основании геофизических и геологических данных (Милановский, 1968), является исключительно важным рубежом, разделяющим высокосейсмичную область, расположенную к востоку, и менее сейсмичную — к западу от него и играет роль экрана, поглощающего сейсмическую энергию землетрясений, которые происходят к западу и востоку от этого разлома. О. Д. Гоцадзе (1957) на основании исследования динамических параметров землетрясений Казбегского района, лежащих в полосе этого глубинного разлома, показал, что здесь почти отвесные плоскости смещений в очагах вытянуты в юго-западно-северо-восточном направлении, а смещения представляют собой нормальные сбросы и взбросы с опущенным юго-восточным крылом. По мнению Е. Е. Милановского, Казбегско-Цхинвальский разлом устанавливается также на основе анализа проявлений новейших движений и локализации вулканических образований. Он, по мнению этого автора, продолжается к юго-западу в пределы Аджаро-Триалетской зоны, где вдоль этого глубинного разлома оказалась заложеной долина Куры.

Таким образом, вряд ли можно сомневаться в том, что Казбегско-Цхинвальский конседиментационный разлом и является рубежом, ограничивающим распространение фаций Жинвальско-Гомборской зоны в западном направлении.

Нами предполагается существование длительно развивающегося поперечного (скорее меридионального) разлома и вдоль ущ. р. Арагви, который ограничивал распространение к западу от р. Арагви фаций Алисисгорско-Чинчвельтского покрова.

Ряд поперечных нарушений выделяется также в области Кахетинского хребта и Алазанской долины на основании комплексных геофизических работ — гравиметрии, магнитометрии, сейсмикой МОВ и региональными профилями КМГВ (Чичуа, Хананашвили и др., 1972). Лучше всего обоснованы Тбатанский разлом, устанавливаемый и на основании геологических данных, в частности резкого изменения мощности и характера верхнеюрско-нижнемеловых карбонатных флишевых отложений (Кокрашвили, 1976), а также Турдойский и Цителцкаройский разломы. Однако последние, как нам представляется, сравнительно молодые и отражают ступенчатое погружение Алазанского прогиба в восточном направлении. Они не могут рассматриваться в качестве консе-

диментационных разломов, разграничивающих отдельные структурно-фациальные зоны.

Краткая фациальная характеристика выделенных покровов, соответствующих отдельным структурно-фациальным зонам, исходя из их предполагаемого первичного расположения, дается нами с севера на юг.

При стратиграфо-литологической характеристике флишевых отложений нами, наряду с собственными, использованы данные В. П. Ренгартена (1924, 1932), А. Л. Цагарели (1954), М. С. Эристави (1952, 1961), О. И. Шириашвили, И. Т. Вашакидзе и др. (1960, 1965), Г. Н. Хатискаци (1971), Г. К. Чичуа (1971, 1975), И. Д. Чечелашвили, Э. В. Варсимашвили, Г. Ш. Сибашвили (1972), Д. Н. Канделаки (1975) и Р. А. Гамбашидзе (1975).

Шовско-Пасанаурская подзона

Шовско-Пасанаурская подзона сложена флишевыми терригенно-карбонатными образованиями верхней юры и мела. Однако есть все основания под этими отложениями допустить существование также нижне- и среднеюрских глинисто-сланцевых образований, обнажающихся в более северной части Большого Кавказа (см. рис. 3 в приложении).

Северная часть Шовско-Пасанаурской зоны, выделяемая нами под названием Глолско-Млетской чешуи (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1975), сложена отложениями нижнего мела и всей верхней юры.

Нижняя часть флишевых образований здесь представлена в основном карбонатными отложениями, подразделяющимися на ряд литолого-стратиграфических единиц:

1. Нарванская, или сланцевато-песчанистая свита (келловей), сложенная чередованием тонкослоистых черных аргиллитов и слабокарбонатных песчаников и известняков. Мощность 100—400 м.

2. Касарская свита (лузитан-нижний оксфорд) темных мергелей и рассланцованных алевритистых мергелей и аргиллитов с прослоями рассланцованных органогенно-кластических известняков. Мощность 250—350 м.

3. Свита думацхо (верхний оксфорд-кимеридж) представлена темно-серыми, толстослоистыми кластическими, оолитовыми и песчанистыми известняками, чередующимися со сланцеватыми мергелями и аргиллитами. Мощность 200—220 мм.

4. Нижняя известняковая свита (титон), сложенная темными толстослоистыми глинистыми известняками с конкрециями пирита. Мощность 300—350 м.

5. Свита ципори (низы валанжина), представленная чередованием средне- и тонкослоистых темно-серых, пелитоморфных, иногда песчанистых рассланцованных известняков и мергелей.

6. Млетская или черная мергелистая свита (нижний валанжин) слагается темными толстослоистыми сланцеватыми мергелями, иногда че-

редующимися с толстослоистыми глинистыми и песчанистыми известняками. Мощность 250—300 м.

7. Свита эдиси (или верхняя известняковая свита) верхнего валанжина состоит из темно-серых глинистых и песчанистых известняков с прослоями сланцеватых мергелей. Мощность 200 м.

8. Свита бахани (нижний готерив) сложена чередованием карбонатных песчаников, аргиллитов с прослоями известняков и мергелей. Мощность 100 м.

Собственно терригенная серия флиша представлена пасанаурской (готерив-баррем), дгнальской (апт) и павлеурской (альб) свитами.

Пасанаурская свита в нижней части сложена толстослоистыми песчаниками, темно-серыми сланцеватыми аргиллитами и тонкослоистыми плагиоклазо-кварцевыми песчаниками мощностью 180—250 м. Средняя часть свиты представлена светло-серыми толстослоистыми аркозово-кварцевыми песчаниками с редкими прослоями тонких пачек темно-серых сланцеватых аргиллитов общей мощностью 100—120 м. Верхняя часть пасанаурской свиты представлена толстыми пачками темных сланцеватых аргиллитов и тонкослоистыми аркозово-кварцевыми песчаниками. Мощность 120—150 м.

Дгнальская и павлеурская терригенные свиты, вместе с остальными отложениями мела, играют важную роль в строении Уцерско-Павлеурского покрова.

Уцерско-Павлеурский покров

Этот покров представляет собой южную часть Шовско-Пасанаурской подзоны (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1975) (см. рис. 1 в приложении). В восточной части исследованного района, в области Горной Кахетии и Алазанской депрессии она известна под названием Мтиулетской зоны (Ренгартен, 1932; Чичуа и др., 1973). В этой части к северу от последней, в пределах Шовско-Пасанаурской зоны, выделяется также Гудамакарская зона (Чичуа и др., 1973).

В пределах Уцерско-Павлеурского покрова дгнальская свита апта представлена довольно мощной (до 300 м) толщей плотных песчаников и глинистых сланцев. Альбские отложения (павлеурская свита) слагаются в основном пестроцветными аргиллитами, глинистыми сланцами, песчаниками и мергелями мощностью до 250 м.

Наиболее широко развиты верхнемеловые отложения, детальное стратиграфическое изучение которых в последнее время проведено Р. А. Гамбашидзе (1975), Д. Г. Ахвледиани (1966).

Ниже приводится наиболее полный разрез по ущ. р. Арагви, где над павлеурскими терригенными отложениями без видимого перерыва следуют:

1. Свита полимиктовых песчаников (нижний сеноман), сложенная здесь толстослоистыми (0,6—0,7 м) карбонатными полимиктовыми песчаниками, чередующимися с гравелитами, песчанистыми известняками,

алевролитами и темными карбонатными сланцами и рассланцованными песчаниками (0,3—0,4 м). Мощность 40—50 м.

2. Ананурская свита (верхний сеноман-нижний турон), сложенная в нижней части окремненными толстослоистыми мергелистыми известняками с прослоями гравелитов и карбонатных песчаников (мощность до 15 м), в средней части — слоями черного кремния (мощность до 2 м), а в верхней части — слабоокремненными полосчатыми известняками и тонко-среднеслоистыми пелитоморфными известняками с тонкими прослоями рыхлых туфогенных песчаников мощностью 9 м.

3. Маргалитисклдская свита (верхний турон), представленная розоватого цвета тонкослоистыми известняками с прослоями красноватого цвета мергелей. Встречаются и зеленоватые разновидности. Мощность свиты до 15 м.

4. Эшмакисхевская свита (коньяк-сантон) литографского типа средне- и толстослоистые ломкие мергелистые известняки то розоватого, то оливкового цвета мощностью до 40 м.

5. Цитлианская свита (кампан), которая в ущ. р. Арагви сложена в нижней части средне- и толстослоистыми, местами песчанистыми или мергелистыми известняками темно-серого цвета и чередующимися с ними зеленовато-желтыми мергелями; в средней части тонко-среднеслоистыми литографского типа известняками зеленовато-желтой и розовой окраски и чередующимися с тонкослоистыми мергелями сланцами серого цвета; в верхней части — толстослоистыми литографского типа известняками, чередующимися с пачками (0,7—0,8 м) рассланцованных мергелистых известняков. Общая мощность всей свиты 110 м.

Этот стратиграфический разрез выдержан в целом по всему покрову, наблюдаются лишь некоторые незначительные изменения.

В ущ. р. Ксани представлены те же свиты, за исключением цитлианской, которая, видимо, уничтожена эрозией.

В более западных частях Уцерско-Павлеурского покрова верхне-меловые отложения выходят узкой полосой в ущельях рр. Паца и Грамула. В отличие от восточной части здесь мощность верхнего мела сравнительно меньше. По данным Д. Г. Ахвледиани (1966), по ущ. р. Грамула за терригенными отложениями павлеурской свиты следуют:

1. Свита полимиктовых песчаников (нижний сеноман), развитая в основании верхнего мела, представлена слоистыми песчаниками с прослоями темно-серых, зеленоватых и темно-коричневых мергелей и сланцев. Мощность 20 м.

2. Ананурская свита (верхний сеноман-нижний турон) сложена окремненными известняками и черными силицитами. Мощность до 30 м.

3. Маргалитисклдская свита (верхний турон) представлена чередованием розоватых и зеленоватых известняков и мергелей мощностью около 20 м.

4. Эшмакисхевская свита (коньяк-сантон) — светло-серые и зеленоватые известняки литографского типа с прослоями мергелей. Мощность около 50 м.

5. Джорчская свита (кампан) — темно-серые среднеслоистые зернистые известняки с прослоями пестрых мергелей. Мощность 70 м.

6. Выше джорчской свиты следуют розоватые и серые среднеслоистые известняки с прослоями мергелей и песчаников мощностью около 50 м. По возрасту они относятся к маастрихту и являются, по заключению Д. Г. Ахвледиани, аналогичными т. н. сабуеской свите, развитой в более южных зонах.

В восточной части Уцерско-Павлеурского покрова (Мтиулетская зона В. П. Ренгартена), по данным Г. К. Чичуа (1957), верхнемеловые образования иного характера. Отложения нижнего сеномана, залегающие без видимого несогласия на породах терригенного флиша навтисхевской свиты, известны здесь под названием укугмартской свиты. Свита представлена переслаиванием полимиктовых песчаников, аргиллитов, сланцеватых глин и реже мергелей. Мощность до 30 м.

Ананурская свита (верхний сеноман-нижний турон) характеризуется всеми тремя литологическими пачками, постепенно увеличиваясь в мощности с севера на юг от 10 до 25 м.

Маргалитискледская свита (верхний турон) представлена розоватыми тонкослоистыми известняками, переслаивающимися с красными и реже зелеными мергелями мощностью до 40—70 м.

Эшмакисхевская свита (коньяк-сантон) сложена намного более мощной (до 400—450 м), по сравнению с западными районами, толщей известняков литографского типа.

Отложения джорчской свиты (кампан) развиты лишь в ее северной, т. н. Джабурской подзоне (Чичуа, 1975), где они, согласно залегая над эшмакисхевской свитой в виде отдельных разрозненных выходов пестроцветных мергелей, известняков и глин, выполняют ряд синклинальных складок.

Отложения маастрихта и дания в Мтиулетской зоне не известны.

Жинвальско-Гомборская подзона

Алисисгорско-Чинчвельтский покров

Структурно-фациальная зона, соответствующая Алисисгорско-Чинчвельтскому покрову, как отмечалось, по нашим представлениям, развивалась лишь в восточной части флишевого трога и на запад (к западу от предполагаемого конседиментационного разлома, проходящего примерно по линии современного ущелья р. Арагви) не продолжалась. Вместе с тем, как будет показано ниже, развитый из этой зоны Алисисгорско-Чинчвельтский тектонический покров в настоящее время полностью оторван от своих корней и перекрывает разные тектонические зоны, от которых он отличается как фациальными особенностями, так и характером строения.

Разрез флишевых отложений здесь начинается навтисхевской свитой, но не исключена возможность наличия и аптских отложений в терригенных фациях.

1. Навтисхевская свита (альб) выступает только в некоторых частях покрова. Наиболее полные разрезы ее наблюдаются в Алисисгорской части покрова, где эта свита отличается от выше и ниже лежащих отложений своей пестрой окраской. Она сложена чередованием темно-серых, зеленоватых, коричневых, темно-красных, черноватых глин, песчаников или мергелей с редкими прослоями киля. Мощность около 150 м.

2. Укугмартская свита (нижний сеноман) без видимого несогласия продолжает разрез альба. Наиболее полные разрезы этой свиты имеются в Алисисгорском покрове, где они сложены темно-серыми и зеленоватыми глинами с прослоями песчаников и гравелитов, общей мощностью 50 м.

3. Ананурская свита (верхний сеноман-нижний турон) хорошо обнажена на западном окончании Алисисгорского покрова у сел. Варцла, где, по данным Р. А. Гамбашидзе и Д. Г. Ахвледиани (1970), свита сложена чередованием голубовато-серых и черных кремнистых пород с редкими прослоями известняковых глин и тонкозернистых известняков. Мощность 20—25 м.

4. Маргалитисклдская свита (верхний турон) также выходит в Алисисгорском покрове у с. Варцла, где она осложнена средне- и толстослоистыми известняками розового и зеленого цветов с прослоями известковистых глин. Мощность 30 м.

5. Эшмакисхевская свита (коньяк-сантон) развита выше маргалитисклдской свиты и сложена светло-серыми, зеленоватыми, желтоватыми, редко розоватыми литографскими, а также мягкими мелоподобными известняками с прослоями тонкослоистых мергелей мощностью 250 м. По данным Г. Н. Хатискаци (1971) и Г. К. Чичуа (1971) в Алисисгорском покрове отложения эшмакисхевской свиты развиты довольно широко и представлены в основном ритмично чередующимися известняками и мергелями. Мощность около 350 м. Небольшие изолированные обнажения эшмакисхевской свиты имеются и по ущ. р. Хевгрдзели, у слияния ее с р. Анисхеви.

Наиболее широко эшмакисхевская свита развита в Чинчвельтской части покрова в ядрах Аксамбарской и Чанчаурской антиклиналей, откуда узкой полосой протягивается на значительном расстоянии от г. Чинчвельт-гора на северо-западе до р. Ходашнис-хеви на юго-востоке (Хатискаци, 1971; Чичуа, 1971).

6. Джорчская, сабуеская, меквадурская и босельтская свиты впервые были выделены Н. Б. Вассоевичем в Чинчвельтском покрове и по возрасту охватывают кампан, маастрихт и, возможно, даний, общей мощностью 700—750 м. Наиболее характерна для данного покрова босельтская свита, представленная своеобразными фациями. Джорчская

свита согласно продолжает эшмакисхевскую и совершенно согласно переходит в сабуескую свиту, сложенную более грубыми пестроцветными отложениями. Сабуеская свита по возрасту занимает нижнюю часть маастрихта и одновременно является аналогом нижней части т. н. орбитонидной свиты, развитой в Садзегурско-Шахветильском покрове. Сабуеская свита сложена карбонатно-терригенными флишевыми отложениями, представленными зернистыми, песчанистыми известняками, мергелями и глинами, окрашенными в красный и зеленый цвета. В целом это ритмично сложенная свита с характерными иероглифами на нижней поверхности песчанистых известняков.

Меквадурская свита или горизонт выделен только в Чинчвельтском покрове и представляет локальную фацию сабуеской свиты. Слои меквадурского горизонта отличаются от сабуеских лишь по возрастанию количества отдельных прослоев песчанистых известняков и известковистых песчаников. Мощность меквадурского горизонта 150—200 м.

Следующая, босельтская свита, совершенно согласно продолжающая меквадурский горизонт, сложена резко выраженным ритмичным чередованием аргиллитов, песчанистых известняков, известковистых песчаников и глин с прослоями мергелей. Мощность до 200 м. Босельтская свита, возможно, охватывает и датский ярус.

Описанные отложения верхнего мела Чинчвельтского покрова вскрыты также параметрическими и структурными скважинами Кахетинского хребта (Хатискаци, 1971; Чичуа, 1971).

7. Шахветильская свита (палеоцен) в Алисисгорско-Чинчвельтском покрове имеет ограниченное распространение. Здесь она представлена чередованием глинистых сланцев, темно-серых, зеленоватых и оливковых мелкозернистых слабо известковистых песчаников, кремнистых песчанистых известняков и реже—черных кремней в самых нижних горизонтах. Преобладают глинистые сланцы, в которых прослеживаются тонкие прослой песчаников. На нижней поверхности песчаников развита хорошо выраженная флишевая структура. В области покрова палеоценовые отложения флиша сохранились в мульдах синклиналей. Максимальная мощность шахветильской свиты — 250 м (Хатискаци, 1971; Чичуа, 1971).

Более молодые отложения в описываемом покрове отсутствуют. Однако не исключена возможность, что в этой структурно-фациальной зоне отлагались и эоценовые отложения, уничтоженные впоследствии эрозией.

Садзегурско-Шахветильский покров

Наиболее полный разрез меловых и палеогеновых флишевых отложений наблюдается в Садзегурско-Шахветильской фациальной зоне, которая, начиная с аптского времени испытала максимальное погружение. До аптского времени, как нам представляется, эта зона наряду с другими, более южными структурно-фациальными зонами Жинвальско-

Гомборской подзоны представляла непосредственное восточное продолжение Гагрско-Джавской зоны. На это указывает присутствие во флишевых отложениях этих зон (в сеномане, маастрихте, палеоцене и верхнем эоцене) большого количества переотложенного материала кордильерных фаций Гагрско-Джавской зоны: терригенных отложений лейаса, пород байосской порфиритовой свиты, рифогенных известняков верхней юры, ургонской фации нижнего мела (до аптского яруса) и даже пород кристаллического фундамента этой зоны.

1. Наиболее древней из обнаженных в Садзегурско-Шахветильском покрове является навтисхевская свита альбского возраста. Она выходит лишь в нескольких местах в бассейнах рр. Арагви и Меджуда в сложных тектонических условиях, и подошва ее не обнажена. Свита представлена здесь чередованием песчаников, кремнистых аргиллитов, глинистых сланцев и мергелей.

2. Укугмартская свита нижнего сеномана местами залегает трансгрессивно на более древних отложениях и представлена переслаиванием аркозово-граувакковых, известковистых песчаников, сланцеватых глин, аргиллитов и мергелей. В аркозовых песчаниках местами наблюдаются прослойки микроконгломератов. Мощность 30—50 м.

3. Ананурская свита (верхний сеноман-нижний турон) везде согласно залегает на укугмартской свите и всюду характеризуется трехчленным строением. В низах выделяются темно-серые, тонкослоистые окремненные мергели с тонкими прослоями карбонатных песчаников; в средней части — темно-серые и черные силициты и кремнистые сланцы, а в верхней — светло-серые тонкослоистые окремненные известняки, мергели и сланцеватые глины. Мощность довольно изменчива — 20—120 м.

4. Маргалитисклдеская свита (верхний турон) везде четко выделяется в разрезах и развита повсеместно. Свита в основном представлена в нижней части красноцветными известняками часто с красными кремнями, а в верхней части — чередованием белесовато-серых и розоватых известняков и мергелей, общей мощностью до 50 м.

5. Эшмакисхевская свита (коньяк-сантон) согласно залегает над красноцветными отложениями верхнего турона, повсеместно представлена переслаиванием светло-серых и белесоватых литографского типа известняков и мергелей, зеленоватыми, розоватыми алевролитовыми известняками и голубовато-серыми глинами иногда с прослоями кила. Мощность свиты 35—70 м.

6. Джорчская свита (кампан) в Садзегурско-Шахветильском покрове развита спорадически и сложена зернистыми известняками и цветными мергелями, общей мощностью не более 70 м. Местами эта свита согласно сменяется сабуеской свитой маастрихта, а в других местах перекрывается ею трансгрессивно или вовсе размыта.

7. Сабуеская и кветерская свиты (маастрихт-даний) венчают разрез верхнего мела Садзегурско-Шахветильского покрова. Сабуеская

свита литологически представлена песчанистыми и тонкослоистыми пелитоморфными известняками и мергелями, а иногда розовато-красными и реже зеленоватыми грубообломочными отложениями (брекчия-конгломератами), состоящими из обломков верхнеюрских известняков и вулканогенных пород байоса. В более северных и восточных частях покрова сабуеская свита представлена ритмичным чередованием пелитоморфных и песчанистых известняков и мергелей. На нижней части песчанистых известняков наблюдаются струйчатые иеороглифы, свойственные только отложениям маастрихтского возраста. Сабуеская свита в описываемом покрове, охватывая весь маастрихт, соответствует орбитойной свите более южных зон и меквадурской и частично босельтской свитам Алисисгорско-Чинчвельтского покрова. В описываемом покрове сабуеская свита в фациальном отношении занимает промежуточное положение между указанными покровами. Полные разрезы сабуеской свиты и ее взаимоотношение со смежными стратиграфическими единицами хорошо наблюдается по ущ. рр. Анисхеви, Саканапехеви и Бодависхеви. В Анисхеви в нижней части разреза, по данным Г. К. Чичуа (1975), выделяются ритмичные отложения зернистых, песчанистых известняков, мергелей и глин (мощность до 100 м), окрашенных в красный и зеленый цвета, относящиеся к джорчской свите. Над джорчской свитой совершенно согласно залегает верхняя толща (200 м), сложенная в нижней части мелкоритмичными красноцветными глинами и мергелями. Верхняя, собственно сабуеская свита представлена ритмично чередующимися толстослоистыми (до 4 м) известняками и мергелями, зернистыми известняками в нижней части и более толстослоистыми зернистыми известняками и реже гравелитами — в верхней. Эта верхняя часть разреза напоминает босельтские слои. Она по стратиграфическому положению соответствует здесь данию, г. к. на нее без следов какого-либо перерыва налегают отложения шахветильской свиты палеоцена.

По ущ. р. Саканапехеви, выше с. Чинта, над среднеслоистыми известняками, чередующимися с мергелями зеленого и красно-фиолетового цветов, пачки зеленовато-серых тонкослоистых известняков и карбонатных песчаников джорчской свиты, залегают отложения сабуеской свиты, сложенные среднезернистыми песчанистыми пелитоморфными известняками и мергелями розового и реже зеленого цвета с линзами брекчий и конгломератов, состоящих из обломков разной величины верхнеюрских известняков и нижележащих свит. Основная верхняя, но не полная часть разреза представлена средне- и тонкослоистыми известняками и гравелитами с частыми прослоями зеленых и бордовых мергелей.

В Бодависхевском разрезе сабуеская свита обнажается в сводовой части антиклинали в описанных выше типичных фациях, но в отличие от разреза Саканапехеви здесь над сабуескими слоями залегают слоистые флишевые отложения окремненных темных мергелей и известняков мощностью около 120 м, относимых нами к четвертой

свите датского возраста. Свита несогласно с базальными конгломератами в основании перекрывается в основном терригенными отложениями шахветильской свиты.

Трансгрессия маастрихта хорошо выражена в разрезе р. Хевгрдзели и на южном склоне горы Кветера (Хатискаци, 1971; Чичуа, 1971), где базальные отложения маастрихта мощностью до 4 м представлены грубозернистыми песчаниками и микроконгломератами, состоящими из галек меловых и юрских пород.

Кветерская свита довольно широко развита и местами (в ущельях рек Арагви и Лиавхи) несогласно залегает над сабуеской свитой маастрихта, перекрываясь, в свою очередь, шахветильской свитой палеоцена.

Кветерская свита в ущельях Саканапехеви и Бодависхеви принимает участие в строении всех развитых здесь складок. Наиболее полные разрезы имеются по ущ. Бодависхеви, где, как было отмечено, она представлена чередованием тонкослоистых известняков и мергелей. Кветерская свита в основном датского возраста, но не исключена возможность, что в некоторых разрезах она охватывает и верхи маастрихта. Мощность свиты достигает 180 м.

8. Шахветильская свита (палеоцен) широко развита в Садзегурско-Шахветильском покрове и слагает все фиксируемые крупные синклинальные складки. Во многих местах свита трансгрессивно залегает на отложениях кветерской или сабуеской свит. Базальные конгломераты (4—8 м) содержат крупные хорошо окатанные гальки верхнеюрских рифовых известняков, вулканогенных пород байоса и нижележащих пород мела.

Нижние горизонты шахветильской свиты по ущелью Саканапехеви сложены черного цвета слоистыми кремненными средне- и тонкослоистыми известняками и мергелями, напоминающими на первый взгляд кремнистые слои ананурской свиты. Большая часть отложений шахветильской свиты представлена частым переслаиванием мелкооскольчатых глинистых сланцев, темно-серых, зеленоватых и оливковых мелкозернистых слабоизвестковистых песчаников, кремнистых песчаных известняков и реже мергелей. Для свиты часто характерна также пестрая окраска. Максимальная мощность свиты 300 м.

9. Квакеврисхевская свита (нижний и средний эоцен) согласно продолжает нижележащие отложения палеоцена и также слагается терригенными отложениями, представленными слегка карбонатными глинами, плотными песчаниками и реже известняками, имеющими в нижней части пеструю, а в верхней — монотонную серую окраску. Розоватые в верхней части карбонатные глины с прослоями мелкозернистых песчаных известняков и известковистых песчаников создают тонкоритмичное чередование. Важно отметить, что в составе ритмов часто встречаются прослойки вулканического пепла (Чичуа, 1975). Общая мощность квакеврисхевской свиты 250 м.

Флишевые отложения квакеврисхевской свиты вскрыты параметрическими буровыми скважинами и под Чинчвельтским покровом (Хатискаци, 1971; Чичуа, 1971).

Наиболее полные разрезы квакеврисхевской свиты имеются в крупных синклинальных складках Садзегури, Цихисдзири-Хорха, Саканапехеви, Долоша, Квакеври, Шахветила и др.

10. Ильдоканская свита верхнего эоцена в описываемом покрове развита сравнительно ограниченно — она в основном уцелела от эрозии в мульдах некоторых крупных синклинальных складок. Кроме того, отдельные ее выходы приурочены к надвиговым зонам, где она представлена в виде изолированных чешуек.

Отложения ильдоканской свиты, имеющие максимальную мощность 300 м, представлены ритмичным чередованием сланцеватых глин (от темно-серого до черного цвета), песчаников и реже мергелей. Глины часто битуминозные, встречаются тонкие разности горючих сланцев.

В верховьях р. Церебисхеви, у с. Тхилиси и на восточном склоне г. Паптиани выделяются т. н. надильдоканские слои, представленные карбонатными глинами, окрашенными в серый, оливково-коричневый и коричневатый цвета общей мощностью 50—60 м (Хатискаци, 1971; Чичуа, 1971).

В западных районах ильдоканская свита развита в основном в мульде Садзегурской синклинали, где сложена главным образом мощной толщей темно-серых, зеленовато-серых и коричневатобурых глин, глинистых и мергелистых сланцев и мергелей с частыми прослоями и пачками кварцевых песчаников и песчанистых известняков. Следует отметить, что здесь часто встречаются также прослойки грубозернистых карбонатных песчаников, переходящих в микроконгломераты и крупнообломочные, местами глыбовые конгломерат-брекчии.

По данным О. И. Шириашвили, И. Г. Вашакидзе и др. (1960), количество песчаников и грубообломочных слоев значительно увеличивается в южном направлении. Одновременно с этим наблюдается увеличение степени метаморфизма этих отложений в северном направлении. Обращает на себя внимание тот факт, что в верхнем эоцене в этой части покрова устанавливаются следы верхнеэоценовой трансгрессии, что наиболее ярко выражено в более южных структурно-фациальных зонах. Интересно отметить, что в северной части обломки и гальки пород конгломератов представлены верхнемеловыми флишевыми отложениями и редко верхнеюрскими рифовыми известняками. В южном направлении в кластическом материале постепенно появляются обломки рифовой верхней юры, а также материал вулканогенного байоса. Одновременно наблюдается увеличение объема отдельных обломков.

Жинвальско-Пховельский покров

Структурно-фациальная зона, соответствующая Жинвальско-Пховельскому покрову, также непосредственно заложена на восточном про-

должении Гагрско-Джавской зоны, которая была вовлечена в погружение флишевого прогиба в апте и продолжала развиваться почти до конца палеогена. Следовательно, древнейшими флишевыми отложениями в этой зоне являются породы аптского возраста тетраховской свиты, которые трансгрессивно перекрывают образования Гагрско-Джавской зоны.

1. Тетраховская (апт), а также навтисховская (альб) свиты в описываемом покрове распространены почти повсеместно. Сложены они породами терригенного флиша: чередованием глинистых сланцев, аргиллитов, песчаников и мергелей. Местами наблюдаются прослои известняков. Песчаники характеризуются хорошо выраженной флишевой структурой на нижней поверхности. Навтисховская свита отличается от тетраховской пестрой окраской пород и редкими прослоями пелитизированных пород. В ряде случаев отложения апта начинаются базальными конгломератами разной мощности. В их составе преобладают рифовые известняки верхней юры и вулканогенные породы байоса. Максимальная мощность обеих свит около 800 м. На долю навтисховской свиты приходится около 150 м.

Интересный разрез этих образований наблюдается в верховьях р. Орвили, где, по данным Г. Н. Хатискаци и Г. К. Чичуа (1971) выходят нижние горизонты апта, представленные переслаиванием пластов белесоватых мергелей с тонкими прослоями серых рыхлых песчаников и светлых карбонатных глин, общей мощностью 30—40 м. Выше совершенно согласно следует карбонатно-терригенный флиш мощностью около 600 м. Разрез нижнего мела заканчивается осадками альба. Особого внимания заслуживают отложения нижней части апта р. Орвили, которые отличаются от флишевых фаций и по всем признакам представляют типичную кордильерную фацию. Возможно, что эти отложения относятся по возрасту к верхнему баррему, т. к. подобные отложения в районе г. Сатибе и в ущелье р. Орхеви содержат верхнебарремскую фауну аммонитов.

Здесь эти отложения залегают под надвинутыми верхнеюрскими рифогенными известняками г. Сатибе, которые некоторыми исследователями (Чичуа и др., 1973) считаются переотложенными образованиями глыбовых брекчий верхнего эоцена.

Приведенный выше фактический материал подтверждает наше мнение о фациальном характере раннемеловых и позднеюрских отложений Жинвальско-Пховельского покрова.

В районе Ильдокани отложения апта-альба представлены в флишевой фации как на поверхности, так и в структурных скважинах, где неполная их мощность достигает 700 м.

2. Укугмартская свита (нижний сеноман) в описываемом покрове также имеет повсеместное развитие. В бассейне р. Арагви отложения укугмартской свиты представлены переслаиванием аркозово-граувакковых, известковистых песчаников, сланцевых глин, среднеслоистых ар-

гиллитов и мергелей. В аркозовых песчаниках имеются прослои микроконгломератов. Мощность 30—40 м. Наблюдается увеличение мощности и появление более мелководных фаций на юге (на южном склоне г. Сатибе) и утонение и переход в более глубоководные фации в северном направлении.

В западной части, в ущельях рек Ксани и Меджуда, отложения укугмартской свиты залегают трансгрессивно на навтисхевской свите. В основании этих отложений выделяется пачка грубообломочных брекчий и конгломератов, которая выше сменяется чередованием песчаников, аргиллитов, мергелей и глинистых сланцев. В этих породах наблюдаются включения глыб верхнеюрских рифогенных известняков и порфиритов байоса. Д. Канделаки (1973₂) отмечает значительную роль в строении свиты туфопесчаников, туфобрекчий и туфов. Мощность свиты здесь достигает 150 м.

В восточной части, в ущ. р. Иори (в с. Укугмарт), укугмартская свита согласно следует за альбскими темно-серыми мергелями и коричневыми песчаниками. В основании свиты залегают зеленовато-серые грубозернистые песчаники с редкой рассеянной галькой порфиритов. Встречаются линзы гравелитов и микроконгломератов. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек (диам. 3—5 см) известняков верхней юры, порфиритов и редко гранитов. Выше развиты толсто-слоистые мелкозернистые песчаники и чередующиеся с ними тонкослоистые листоватые мергели. В средней части свиты залегает почти 4-метровый пласт брекчия-конгломератов из пород нижнего мела, порфиритов средней юры и известняков верхней юры. Заканчивается разрез ритмично чередующимися рассланцованными песчаниками серого цвета и тонкослоистыми песчаниками желтовато-ржавого цвета. Выше укугмартская свита совершенно постепенно переходит в ананурскую свиту. Общая мощность всей свиты здесь 55—70 м.

В северном крыле синклинали Бокона также хорошо обнажена укугмартская свита, которая в отличие от разреза с. Укугмарт, в основании сложена конгломератами (мощность до 9 м) с хорошо окатанными гальками разного размера кристаллических пород (в основном гранитов), известняков верхней юры и вулканогенных пород байоса. Местами встречающиеся в основании свиты переотложенные глыбы известняков верхней юры достигают громадных размеров, что свидетельствует о трансгрессивном залегании укугмартской свиты и об интенсивном размыве кордильер, возникших вследствие австрийской фазы тектогенеза. Вообще фации укугмартской свиты быстро меняются то в сторону увеличения кварцевого материала, то увеличения роли ритмично чередующихся песчаников и мергелей с прослоями гравелитов и микроконгломератов.

3. Ананурская свита (верхний сеноман — нижний турон) в данном покрове также развита повсеместно и всюду представлена типичными для нее породами. В нижней части выделяются темно-серые тонкосло-

истые известняки и листоватые сланцы. В средней части развиты слоистые ржавого и черного цвета силициты, местами с прослоями туфов и микроконгломератов. В ущ. р. Иори в основании средней части свиты залегают пластовые тела тешенита мощностью около 20 м.

Верхняя часть свиты сложена тонкослоистыми мергелями и мергелистыми известняками светло-серого и серовато-белого цветов. Общая мощность ананурской свиты около 30—40 м, но местами она возрастает и до 70 м (у с. Ноджикети).

4. Маргалитисклдеская свита (верхний турон) совершенно согласна следует за ананурской свитой. Она почти ничем не отличается от синхронных отложений более северных структурно-фациальных зон. Однако наряду с известняками и мергелями встречаются прослои грубозернистых песчаников и конгломератов (Дж. Канделаки, 1973₂). Общая мощность свиты не превышает 50 м.

5. Эшмакисхевская свита (коньяк-сантон) постепенно сменяет нижележащие отложения верхнего турона и представлена в основном известняками литографского типа. Однако во многих местах эта свита в Жинвальско-Пхovelьском покрове полностью размыта маастрихтской трансгрессией.

6. Отложения маастрихта представлены здесь двумя фациями, замещающими друг друга по простиранию: 1) орбитоидными тонко- и среднеслоистыми мергелями и 2) глыбовыми брекчиями (орбитоидная свита).

Орбитоидная свита почти всюду трансгрессивно, с угловым несогласием перекрывает разные горизонты лежащих ниже свит вплоть до ананурской. Свита представлена глыбовыми брекчия-конгломератами из пород туфобрекчии байоса, массивных рифовых известняков верхней юры и красных известняков и мергелей маргалитисклдеской свиты. Отдельные глыбы верхнеюрских известняков достигают колоссальных размеров (гора Кохи), и некоторыми исследователями принимались за коренные их выходы. Реже встречаются разного размера глыбы гранитов. В частности, к востоку от Жинвали, в ущелье р. Алотис-хези в основании маастрихтских глыбовых брекчий была найдена глыба гранита размером около 200 м³. Общая мощность орбитоидной свиты достигает 400—450 м.

Мергелистая фация маастрихта хорошо представлена в ущелье р. Аркала, где она сложена орбитоидными мергелями и известняками с прослоями микроконгломератов. Эти отложения к востоку постепенно сменяются сначала известковистыми слоистыми конгломератами, а затем у с. Жинвали — глыбовыми брекчиями. Нижняя часть мергелистой фации маастрихта ущ. р. Аркала по стратиграфическому положению и фациальному облику относится к сабуеской свите. Мощность всей свиты 300 м.

В некоторых районах, в частности по ущ. р. Аркала, над орбито-

идными слоями совершенно согласно залегает надорбитонидная свита датского возраста (60 м), представленная в основном мергелями, включающими местами слои конгломератов и даже глыбовых брекчий (с. Жинвали).

7. Палеогеновые образования (за исключением верхнеэоценовых) в описываемом покрове развиты ограниченно. В одном случае они представлены фацией т. н. «шельфлиша». Это выделенная Н. Б. Вассоевичем свита чекураанткари нижнеэоценового возраста, сложенная пестроцветными аргиллитами, глинистыми мергелями и глинистыми сланцами черного цвета. Залегает она в мульде синклинальной складки Алоты. Здесь же над пестроцветной и сланцеватой частью свиты развиты темно-серые глинистые песчаники. По старой шоссеиной дороге наблюдаются обнажения нуммулитовых аркозовых песчаников, гравелитов и конгломератов желтовато-коричневой окраски. Плохая обнаженность не дает возможности определить характер взаимоотношения этих образований с пестроцветной частью свиты.

В ущелье правого притока Алотис-хеви внутри свиты наблюдаются отдельные глыбы глинистых сланцев с чешуями рыб. Вполне возможно, что эта часть свиты и вышеотмеченные аркозовые песчаники относятся по возрасту уже к верхнему эоцену. Для окончательного решения этого вопроса следует провести специальные детальные исследования.

Нижнепалеогеновые образования в области описываемого тектонического покрова обнаружены нами также в Гомборском районе в истоках левого притока р. Техиани. Они сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками, пестроцветными аргиллитами и тонкослоистыми карбонатными глинами общей мощностью около 300 м. Они трансгрессивно перекрывают разные горизонты верхнего мела (в основном маастрихта) и выполняют мульду Цивгомборской синклинали, осложненной в этой части разрывными нарушениями.

В западной части Жинвальско-Пховельской структурно-фациальной зоны палеогеновые отложения, в частности нижнего и среднего эоцена, также развиты ограниченно и сохранились лишь в узких синклинальных складках в междуречье Лехура-Малая Лиахви. Здесь они представлены в основном тем же комплексом пород, что и в Садзегурско-Шахветильском покрове, но с примесью более грубозернистого материала.

8. Верхнеэоценовые образования в Жинвальско-Пховельском покрове трансгрессивно, местами с угловым несогласием перекрывают как палеоцен-среднеэоценовые, так и меловые отложения и представлены типичной олистостромовой толщей. В западной части этой фациальной зоны хребет Орбодзала целиком сложен огромными глыбами массивных известняков верхней юры. Диаметр отдельных глыб достигает 50 м. В нижних горизонтах встречаются меньшего объема глыбы вулканогенных пород байоса. Вся масса обломочных брекчий крепко сцементирована известковистым цементом, создавая впечатление

сплошного массива. Мощность глыбовых брекчий — до 100 м. В восточном и западном направлениях, резко уменьшаясь в мощности (3—10 м), они переходят в нормальные конгломераты. В восточном направлении между горизонтами массивных известняков и брекчия-конгломератов выходят нуммулитовые глинистые песчаники с прослоями конгломератовых слоев.

Подобные образования верхнего эоцена развиты также на горе Рехис-мта, где олистостромовые толщи содержат в небольшом количестве гальки и глыбы верхнемеловых известняков флиша. Здесь отложения принимают участие в строении синклинальной складки и сверху перекрыты фаунистически охарактеризованными мергелями верхнего эоцена. Мощность всего верхнего эоцена здесь 150—200 м (см. рис. 12).

Следующий выход верхнеэоценовых образований имеется севернее с. Белоти, где мощные олистостромы чередуются с пачками мергелей и мергелистых сланцев верхнего эоцена и слагают сложную синклинальную складку. По простирацию олистостромовые горизонты, состоящие в основном из глыб вулканогенных пород байоса, переходят в аналогичные образования, сложенные уже гальками и глыбами известняков верхней юры и мела.

Небольшой изолированный выход верхнеэоценовых олистостром наблюдается по ущ. р. Меджуда, близ с. Бикари, где они слагают сжатую синклиналь, осложненную надвиговыми нарушениями. Конгломератбрекчии трансгрессивно перекрывают верхнемеловые флишевые отложения и состоят из галек всякого рода пород, в том числе и из меловых пород флиша. Здесь же имеются небольшие выходы свиты глинистомергелистых сланцев.

Следующая полоса развития верхнеэоценовых образований описываемого покрова имеется в южной принадвиговой части, где они почти непрерывно тянутся от р. Малой Лиахви до р. Арагви. Примечательно, что в этой узкой, зажатой между надвигами полосе развития верхнеэоценовых образований местами обнажены и более древние породы, в частности в ущ. р. Меджуда хорошо видно непосредственное расположение с признаками размыва верхнеэоценовых глыбовых брекчий на красных известняках маргалитисклдеской свиты. Трансгрессивное перекрывание верхнеэоценовой олистостромовой толщей орбитоидной свиты маастрихта и мергелистых отложений датского возраста хорошо видно и на востоке, на правом склоне р. Арагви и в ущ. р. Аркала. Отсюда далее на восток они узкой полосой продолжают и по левобережью р. Арагви. Здесь хорошо видно трансгрессивное залегание верхнего эоцена на разных стратиграфических горизонтах верхнего мела (см. рис. 19). В ущ. р. Аркала верхнеэоценовые отложения залегают на мергелях дания и состоят из глыбовых брекчия-конгломератов мощностью около 9 м. Эти породы сложены в основном из крепко сцементированных глыб верхнеюрских рифовых известняков.

Таким образом, свита глыбовых брекчий верхнего эоцена в Садзегурско-Шахветильском покрове всюду является неотъемлемой частью разреза флишевых отложений, и, следовательно, может рассматриваться в качестве образований подобных дикому флишу (Леонов, 1975)². Эти образования во всей полосе их развития состоят главным образом из обломков и огромных экзотических глыб (олистолитов) верхнеюрских рифогенных известняков, байосской порфиритовой свиты, песчаников лейаса и флишевых пород. Местами, особенно в восточной части распространения этих образований, вместе с отмеченными породами наблюдаются хорошо окатанные и местами довольно крупные (до 50 см) глыбы палеозойских (по определению М. М. Рубинштейна) гранитов и кварцпорфиритов. Во многих местах наблюдается замещение глыбовых брекчий к югу аркозовыми и кварцевыми песчаниками и микроконгломератами. Это указывает на то, что материал кристаллического фундамента поступал в основном с кордильерной части Гагрско-Джавской зоны, сложенной глинисто-песчанистой свитой лейаса, байосской вул-

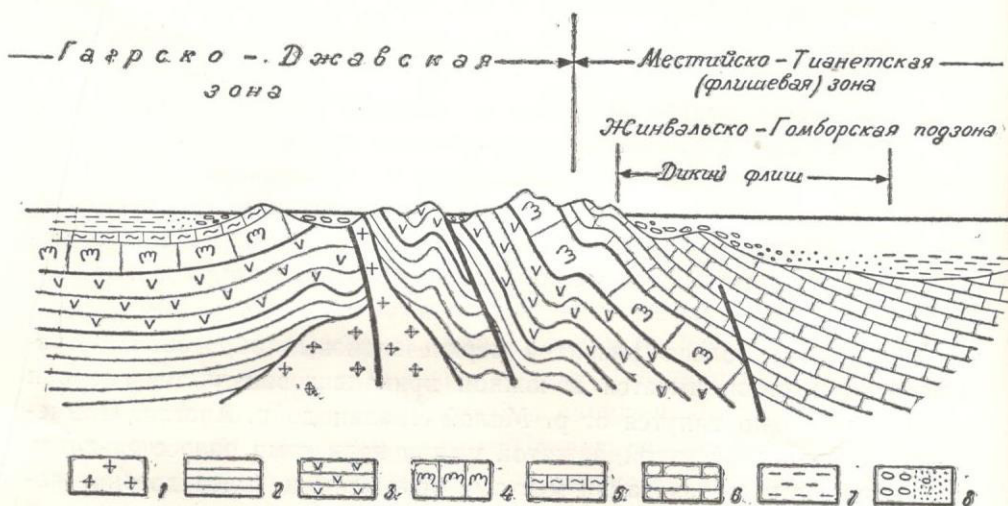


Рис. 4. Палеогеографический профиль через периферийные части Гагрско-Джавской и Местийско-Тянетской (флишевой) зон для верхнеэоценового времени.

1 — доюрский кристаллический субстрат, 2 — нижняя юра (песчано-сланцевая свита), 3 — байос (порфиритовая свита), 4 — верхняя юра (рифовые известняки), 5 — мел (фация Гагрско-Джавской зоны), 6 — флишевые отложения (апт-палеоген), 7 — верхний эоцен (нормально-осадочная свита), 8 — верхний эоцен (свита глыбовых брекчий и «дикий флиш»)

каногенной свитой и рифогенными известняками верхней юры, субстрат которой, по-видимому, местами обнажался (рис. 4). Однако боль-

² Как справедливо отмечает М. Г. Леонов (1975), наименование «дикий флиш» необходимо сохранить исключительно за комплексом грубообломочных, несортированных пород, который пространственно связан с толщами флиша и является членом разреза флишевой формации. При этом понятие «дикий флиш» обычно включается в понятие «олистостром» — хаотично, обвално-оползневое нагромождение глыбового материала, отдельные блоки которого принято называть «олистолитами».

шей частью верхнеэоценовая олистостромовая толща сложена олистолитами рифовых известняков верхней юры, достигающих местами таких огромных размеров, что некоторыми исследователями они принимались за коренные выходы верхнеюрских известняков. В частности известняки в окрестностях горы Алевис-кде ранее считались коренными выходами верхнеюрских пород (Адамия, 1958). Однако, по нашим наблюдениям, эти громадные известняковые массивы находятся во вторичном залегании и являются включенными в осадки верхнего эоцена в процессе их накопления. На это указывают следующие геологические факты. В окрестностях горы Алевис-кде хорошо наблюдается несколько выступов верхнеюрских известняков, со всех сторон окруженных крутопадающими на север глинисто-мергелистыми породами верхнего эоцена. На разных уровнях в этих породах наблюдаются прослои конгломерат-брекчий, также состоящие главным образом из обломков верхнеюрских известняков и байосских порфиритов, причем они развиты не непосредственно вокруг известковистых массивов, а в промежутке между ними. Кроме того, круто падающие глинисто-мергелистые породы верхнего эоцена к югу от главного, самого большого выхода известняков г. Алевис-кде выходят гипсометрически на 80—90 м ниже, чем те же породы к северу от известняков г. Алевис-кде. Следовательно, здесь громадная глыба верхнеюрских известняков прослеживается почти на 100 м по падению верхнеэоценовых слоев и безусловно является включенной в эти отложения (рис. 5).

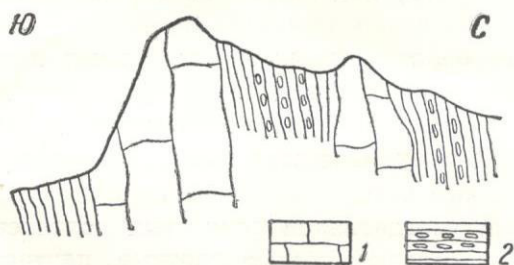


Рис. 5. Схематический геологический профиль через г. Алевис-кде.

1 — олистолиты рифовых известняков верхнеюрского возраста, 2 — верхнеэоценовые глины и мергели с прослоями конгломератов и брекчии

Следует также отметить, что в истоках р. Зангураант-хеви (правый приток р. Бунела) Ш. А. Адамия (1958) отметил непосредственное расположение верхнеюрских известняков на порфиритовой свите байоса и, следовательно, эти выходы также принял за коренные. Однако, по нашим наблюдениям, в истоках р. Зангураант-хеви, на левом склоне р. Ксани (см. рис. 14), хорошо наблюдается сбросо-сдвиг северо-восточного направления, который к северо-востоку прослеживается

через сс. Гудацвери и Кочиани. В юго-западной части, вдоль этого разреза отчетливо видно как дикий флиш верхнего эоцена по простиранию приходит впритык с байосской порфиритовой свитой, чем и вызван непосредственное соприкосновение включенных в верхнеэоценовые отложения верхнеюрских известняков с породами байоса.

Таким образом, в описываемой полосе все выходы верхнеюрских известняков представляют собой включенные в верхнеэоценовые отложения экзотические глыбы или олистолиты. Ниже будет показано, что полоса кордильер Гагрско-Джавской зоны, питавшая олистостромовую толщу грубообломочным материалом, ныне полностью перекрыта Садзегурско-Шахветильским покровом.

Ксанско-Аркальский параавтохтон

Данная покровная пластина наиболее четко выделяется от остальных покровов своими специфическими фациями. Здесь обнажаются наиболее древние образования и вместе с тем наиболее южные фации Жинвальско-Гомборской подзоны. В частности, как будет показано ниже, здесь, в ущ. р. Ксани на нижне- и среднеюрских отложениях расположены меловые отложения, выраженные в субплатформенных фациях, а севернее — нижне- и среднеюрские породы преимущественно перекрываются средне- и верхнеэоценовыми отложениями. Восточная часть Ксанско-Аркальского параавтохтона (в пределах Кахетии) выделена Г. К. Чичуа (1975) под названием Кинта-Пховельского параавтохтона.

Древнейшими образованиями, обнаженными в этой структурной единице, являются верхнелейасовые.

1. Отложения верхнего лейаса развиты в виде узкой полосы в междуречье Лехури-Арагви. С севера они перекрываются трансгрессивным эоценом, а с юга всюду ограничены надвигом (см. рис. 14). Представлены они чередованием глинистых сланцев и песчаников. Глинистые сланцы большей частью плотные, плитчатые, но местами они довольно мягкие и на первый взгляд трудно отличимы от глинистых сланцев верхнего эоцена. Намечается расчленение верхнелейасовых отложений на две части: нижнюю, представленную в основном глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников, и верхнюю, которая сложена в основном толстостенными песчаниками с прослоями глинистых сланцев. Видимая мощность сланцевой части 400 м, а верхней песчанистой достигает 200 м.

В Аркальском ущелье отложения лейаса обнажаются довольно широкой полосой в основном по левому склону реки, где они надвинуты с севера на юг на отложения верхнего эоцена. Здесь они трансгрессивно перекрываются нижнеэоценовыми и верхнеэоценовыми отложениями. Небольшие выходы лейаса обнаружены и по правому склону ущ. рр. Аркала и Арагви, залегающие под трансгрессивным палеогеном

(рис. 19). Мощность обнаженной части лейаса по ущ. р. Аркала не более 600 м. Лейасовые отложения здесь переполнены характерной фауной аммонитов и пелеципод.

2. Байос. По сравнению с другими образованиями, отложения байоса развиты более ограниченно. Литологически они представлены характерными для байоса Гагрско-Джавской зоны вулканогенными образованиями: туфобрекчиями, туфоконгломератами и реже лавами порфиритов. В ущ. р. Ксани свита начинается спилитами, которые сверху сменяются авгит-лабрадоровыми порфиритами. Их полная мощность не сохранилась благодаря трансгрессиям мела и палеогена.

3. Меловые отложения обнажены в ущ. р. Ксани. По данным И. П. Гамкрелидзе (1970), здесь наблюдается следующая последовательность слоев:

а) известняки и мергели с карбонатными полимиктовыми песчаниками и микроконгломератами в основании. Мощность 60 м. Эта пачка фаунистически датирована как валанжин-апт;

б) темные аргиллиты с прослоями мергелей и известняков мощностью до 25 м, которые трансгрессивно перекрываются:

в) пестроцветной свитой андезито-базальтов, диабазов и литокластических туфов (описаны А. Л. Канчавели). С признаками размыва на эту свиту, мощностью 200 м налегают

г) мраморовидные, литотамниевые, местами розоватые известняки (25 м), в которых нами найден *Lewesiceras ex. gr. peramplum* Mant. (определение Р. А. Гамбашидзе).

Эта форма и литологический характер пачки «г» склоняет нас отнести ее к турону. Поэтому пачки «б» и «в» по стратиграфическому положению следует отнести к альб-сеноману. К тому же, наличие указанных следов размыва в их основании и литологический характер пород делают естественным вывод о том, что пачка «б» приурочена к альбу, а пачка «в» — к сеноману.

Меловые отложения в своеобразных фациях представлены также в Гоханском тектоническом полуокне. Здесь аптские, альбские и сеноманские отложения представлены как в типично флишевых, так и субплатформенных фациях. Аптские отложения в одном случае сложены флишеподобными мергелями, а в другом — довольно хрупкими известняками белого цвета. Плохая обнаженность не дает возможности выяснить их взаимоотношение с сеноманом. Создается впечатление, что известняки апта являются переотложенными глыбами, тем более, что выше, в укугмартской свите, нередко переотложенные глыбы верхнеюрских известняков.

Флишеподобные отложения, не отличающиеся от фации тетраховской свиты апта, обнажаются к северу и по шоссе на дороге Тбилиси — Тианети, где аптские отложения представлены тонкослоистыми чередующимися между собой мергелями и глинистыми мергелями, которые трансгрессивно перекрываются отложениями свиты кинта.

Отложения альба сложены слонстыми глинистыми мергелями, песчанистыми глинами и песчаниками и очень напоминают навтисхевскую свиту (мощность около 60 м).

Сеноманские отложения представлены типичными фациями укугмартской и ананурской свит. Укугмартская свита в этом районе более богата кварц-аркозовым материалом. По всему разрезу свиты наблюдаются отдельные пачки конгломератов и включения отдельных глыб верхнеюрских известняков. Общая мощность свиты около 60 м.

Ананурская свита представлена отдельными слоями и глыбами черных кремней, которые, видимо, являются эрозионными останцами.

Меловые отложения в пределах восточной части Ксанско-Аркальского параавтохтона (в Кинта-Пховельском параавтохтоне, Г. К. Чичуа) фрагментарно обнажаются на горе Сатибе, у с. Ноджикети, в балке Чатахеви и в Кохском тектоническом окне.

На горе Сатибе, по данным Г. К. Чичуа (1975), установлены отложения верхнего баррема и нижнего апта в сложных тектонических условиях. Представлены они белесовато-серыми тонкослоистыми мергелями и мергелистыми глинами мощностью до 30 м.

Отложения баррема-апта-альба обнажаются также у с. Ноджикети. Здесь отложения верхнего баррема-апта представлены конгломерат-брекчиями и грубозернистыми песчаниками с прослоями глин (Чичуа, 1975).

В балке Чатахеви установлены отложения нижнего сенона, сложенные мощной (350—400 м) толщей белесоватых мергелей и мергелистых глин. По данным И. Э. Карстенса (1932), эта толща датируется как туррон-сенон и маастрихт.

Маастрихтские отложения обнажаются также в Кохском тектоническом окне, где согласно данным Г. К. Чичуа (1975) в сложных тектонических условиях из-под отложений апта-альба вместе с палеогеновыми образованиями вскрыты незначительные выходы песчанистых известняков, пестроцветных мергелей и глин с орбитоидами маастрихтского возраста.

4. Отложения нижнего палеогена (палеоцен) обнажаются в виде отдельных узких полос в тектонических окнах и полуокнах. В восточной части Ксанско-Аркальского параавтохтона в Тианетском районе, у с. Велианеби Н. Б. Вассоевичем (1933) выделены чекураанткарская и фораминиферовая свиты, отнесенные к палеоцену, нижнему и среднему эоцену. Чекураанткарская свита, начинающаяся базальной пачкой конгломератов, представлена белесоватыми и серыми грубозернистыми известняками с тонкими прослоями пестрых глин. Аналогичный разрез Г. К. Чичуа (1975) отмечает и по р. Тхилис-хеви. Более северные выходы в ущельях параавтохтона этим автором отмечаются также в Кохском и Пантианском тектонических окнах. Здесь выше маастрихта без видимого несогласия следуют песчаники и песчанистые известняки с прослоями зеленовато-серых и коричневых глин. Видимая мощность разреза не превышает 150—170 м. Эти породы, по мнению Г. К. Чичуа (1975), по общему облику напоминают шахветильскую свиту, однако

присутствием известняков и мергелей эта свита отличается от шахветильской.

5. Отложения нижнего и среднего эоцена наблюдаются в виде небольших выходов главным образом в восточной части покрова, где хорошие разрезы фиксируются по правому притоку р. Аркала, реки Саманис-хеви. Они детально изучены Н. И. Мревлишвили (1957), а затем К. М. Мchedlishvili (1969). По нашим совместным с К. М. Мchedlishvili наблюдениям, по р. Саманис-хеви над отложениями лейаса с базальным конгломератом в основании, с хорошо окатанными гальками пород лейаса, байоса и гранитов, залегают толстослоистые желто-серого цвета, местами слегка зеленоватые карбонатные кварцевые песчаники, слегка песчанистые известняки и тонкослоистые мергели мощностью около 50 м. Они в довольно большом количестве содержат нуммулиты, на основании которых датируются нижним и средним эоценом.

Второй пункт выхода фаунистически датированных среднеэоценовых отложений находится в с. Аргуни, где под Аргунским покровом залегают зеленоватого цвета карбонатные, слегка песчанистые глины, которые выше постепенно переходят в микроконгломераты, а эти последние — в слабокарбонатные и некарбонатные черно-коричневатого цвета глины и песчаники общей мощностью 40—45 м.

Отложения нижнего и среднего эоцена обнажаются также в бассейне р. Тхилис-хеви, южнее горы Карасцвери — во фронтальной части Орхевского надвига и в Кохском и Пантианском тектонических окнах.

Согласно Г. К. Чичуа (1975), фораминиферовая свита нижнего и среднего эоцена в бассейне р. Тхилис-хеви и южнее горы Карасцвери представлена пестроцветными глинами и мергелями с прослоями песчанистых известняков и вулканического пепла. Мощность свиты не превышает 30 м.

В Кохском и Пантианском окнах нижний и средний эоцен представлен в другой фации — зеленоватыми тонкослоистыми глинами, мергелями и песчаниками с тонкими прослоями грубозернистых известняков. Мощность определяется лишь приблизительно — 50 м (Чичуа, 1975).

Выход среднеэоценовых отложений имеется и в западной части Ксанско-Аркальского параавтохтона в междуречье Лехура-Ксани, у с. Армази. Здесь они представлены толстослоистыми желтоватыми карбонатными песчаниками с тонкими линзами серых известняков. Эти породы трансгрессивно расположены на верхнелейасовых отложениях и в большом количестве содержат среднеэоценовые нуммулиты (Адамия, 1958).

6. Отложения верхнего эоцена и олигоцена имеют в Ксанско-Аркальском покрове довольно широкое развитие. Наиболее полные их разрезы имеются в Аркальском полуокне, где в бассейнах рек Аркала и Поте они сложены терригенными отложениями мощностью около 500 м—

в основном гипсоносными глинистыми сланцами и песчаниками, гравелитами, микроконгломератами, конгломератами и в ряде случаев, в основании, диким флишем. Они несогласно перекрывают все нижележащие отложения — от лейаса до среднего эоцена. В Кахетии по ущ. р. Турдо и в Гомборском районе они выделены под названием свиты кинта.

Примечательно, что включенные в верхнеэоценовые отложения глыбы верхнеюрских известняков (олистолиты), ввиду своих громадных размеров и здесь считались коренными выходами верхнеюрских отложений. Например, в окрестностях с. Араниси описывался коренной выход верхнеюрских известняков (Мревлишвили, 1957). По нашим наблюдениям, Аранисский известняковый массив состоит из двух выходов, разобщенных конгломератами, состоящими из обломков верхнеюрских рифовых известняков, байосских порфиритов и гранитов. Северо-западный выход известняков состоит из отдельных глыб, сцементированных конгломератами и песчаниками. Таким образом, верхнеюрские рифовые известняки находятся здесь во вторичном залегании в верхнеэоценовых отложениях. Нам представляется, что эти глыбы перемещены в результате подводного оползня на несколько километров из расположенной на севере обнаженной части Гагрско-Джавской кордильеры³.

Такими представляются нам и конгломерат-брекчии массива Пантиани по ущ. р. Турдо, залегающие в основании свиты кинта. Выходы дикого флиша, залегающего в основании свиты кинта, установлены у селений Ноджикети, Дзирхвиани, Эвженти и Кинта, по р. Турдо — горе Пантиани, по р. Кисис-хеви и по р. Тхилис-хеви. В составе этой грубообломочной толщи Г. К. Чичуа (1975) отмечает глыбы и валуны порфиритов байоса, рифогенных известняков верхней юры, пород мела, а также хорошо окатанные гальки гранита. Мощность этой толщи меняется от нескольких десятков до 200 м.

Свита кинта совместно с нижележащей базальной толщей охватывает стратиграфический диапазон от верхнего эоцена до олигоцена включительно. Отложения свиты кинта подразделяются на две части: нижнюю, сложенную аркозовыми и аркозово-граувакковыми песчаниками и глинами с редкими прослоями гравелитов и конгломератов (600—800 м), и верхнюю, представленную преимущественно глинами майкопского типа видимой мощностью до 300—400 м. Таким образом, верхняя часть разреза свиты кинта мало отличается от майкопской свиты олигоцена. Поэтому не исключена возможность, что в некоторых районах, где сохранились более полные разрезы свиты кинта, верхи ее по возрасту относятся уже к нижнему миоцену. Наиболее широко свита кинта развита на востоке — во всех тектонических окнах и полуокнах,

³ Примечательно, что олистолиты, образовавшиеся при обвалах скалистых берегов встречаются нередко на больших расстояниях от последних. Например, по данным В. Е. Хаина (1973), в олигоценовых отложениях Сочинского района встречены глыбы пород верхней юры, мела и эоцена, происходящие с поднятия Ацху-Дзыхра и с Гагринского массива, т. е. перемещенные по дну на расстояние до 30 км.

где она непосредственно перекрывает вулканогенные образования байоса, и, в свою очередь, тектонически перекрывается образованиями мела Жинвальско-Пховельского покрова (см. рис. 1 в приложении).

Выходы верхнеэоценовых отложений имеются также в западной части Ксанско-Аркальского параавтохтона. В частности, в междуречье Ксани-Арагви на лейасских и байосских отложениях с базальными конгломератами в основании трансгрессивно залегают верхнеэоценовые тонкослоистые полимиктовые песчаники, а местами сланцеватые карбонатные глины, видимая мощность которых не превышает 50—60 метров. С севера они всюду перекрыты верхнеэоценовыми, а на востоке и более древними (меловыми) породами Садзегурско-Шахветильского покрова. Здесь они непосредственно увязываются с выходами верхнеэоценовых отложений ущ. р. Аркала.

Небольшой выход верхнеэоценовых пород обнаружен нами и в ущ. р. Ксани (И. Гамкрелидзе, 1970). Здесь, на правом склоне р. Ксани различные горизонты меловых отложений трансгрессивно, местами с угловым несогласием, перекрываются желтоватыми, богатыми детритусом песчаниками, в основании которых часто наблюдаются базальные образования, состоящие из галек и валунов нижележащих пород. Из этих отложений удалось определить несколько фораминифер, среди них *Globigerina eosaenica* Terg. (определение Г. С. Годердзишвили). Принимая во внимание характер базальных образований этих отложений, мы склонны отнести их к верхнему эоцену. Севернее, во флишевой полосе верхнеэоценовые отложения представлены в иной фации. В окрестностях с. Цирколи вулканогенные породы сеномана и верхнеэоценовые песчаники прорываются молодыми базальтами.

7. Отложения среднего миоцена имеются по ущ. р. Поте у с. Наниани, где выше типичных майкопских глин, по данным Д. А. Булейшвили (1960), нормально следуют однообразные темно-серые песчаные слонистые карбонатные глины с тонкими прослойками мергелей и мелкозернистых известковистых песчаников мощностью 120 м. По богатой фауне спириалисов они датируются чоккраком. Отдельные изолированные выходы чоккрака имеются и на востоке по левобережью р. Арагви и далее до с. Ноджикети.

По ущелью Поте, выше чоккракских отложений залегают подобные отложения небольшой мощности, относящиеся к караганскому, конкскому и сарматскому (до среднего сармата) ярусам. В отличие от нижележащих отложений сармат представлен светло-серыми глинами и глинистыми песчаниками и чередующимися с ними конгломератами разной мощности. Все эти образования с севера на юг надвинуты на душетскую свиту Грузинской глыбы.

В заключение данной части считаем необходимым вкратце охарактеризовать и более молодые образования, широко развитые в Алазанской долине. Это т. н. алазанская серия континентальных отложений акчагыл-апшеронского возраста, которая с большим угловым несогласием перекрывает почти все тектонические покровы (см. рис. 1),

что наиболее убедительно подтвердилось многочисленными структурными буровыми скважинами Алазанской долины. Отдельные изолированные выходы конгломератов были зафиксированы нами на водораздельном хребте между рр. Арагви и Иори в районе г. Грилиани, в связи с чем последние именуются нами трилианскими конгломератами. В южном направлении они прослеживаются до северного борта Эрцойской котловины, перекрывая полностью линию Орхевского надвига. Второй изолированный выход имеется на водоразделе рр. Иори и Эрцо, откуда конгломераты в восточном направлении прослеживаются до плотины Сионского водохранилища.

Выход алазанской серии обнаружен также в верховьях р. Вашлиани, где конгломераты, залегающие горизонтально, перекрывают верхнемеловые дислоцированные отложения.

По данным структурных скважин устанавливается постепенное выклинивание алазанской серии в северном направлении. Максимальной мощности она достигает в юго-восточной части Алазанской долины, т. е. в наиболее погруженной части Алазанского наложенного прогиба. В настоящее время данная часть прогиба в результате молодых вертикальных тектонических движений приподнята на 2000 метров над уровнем моря.

Подводя итоги фациальной характеристике отдельных покровов и соответствующих им структурно-фациальных зон можно отметить ряд главных особенностей (см. рис. 3 в приложении).

1. Уцерско-Павлеурский покров, принадлежащий Шовско-Пасанаурской подзоне, характеризуется непрерывным разрезом глинисто-сланцевых образований нижней и средней юры и карбонатно-терригенных флишевых отложений верхней юры и мела. Здесь полностью отсутствуют маастрихт-датские и палеогеновые отложения.

2. Алисигорско-Чинчвельтский, Садзегурско-Шахветильский, Жинвальско-Пховельский и Қсанско-Аркальский покровные пластины принадлежат Жинвальско-Гомборской подзоне, которая с аптского времени заложилась на восточном продолжении Гагрско-Джавской зоны, вовлеченной в своей северной части в погружение флишевого прогиба и продолжающей развиваться почти до конца палеогена. Западным ограничением этой зоны служил, по-видимому, Казбегско-Цхинвальский глубинный разлом.

3. Развитые из Жинвальско-Гомборской подзоны тектонические покровы соответствуют существующим в ее пределах различным структурно-фациальным зонам.

а) Алисигорско-Чинчвельтский покров представлен почти непрерывным разрезом в основном меловых отложений, от апта до кампанандания, и частично палеоцена. Отсутствие фациальных аналогов этого покрова к западу от р. Арагви указывает на локальное развитие этой структурно-фациальной зоны, которая с запада также ограничивалась конседиментационным разломом.

б) Садзегурско-Шахветильский покров характеризуется своеобразными фациями и мощностями меловых отложений и присутствием флишоидных палеогеновых отложений (шахветильская, квакеврисхевская и ильдоканская свиты). Для этой зоны характерно также существование частых перерывов в осадконакоплении (перед аптом?, сеноманом, маастрихтом, палеоценом и верхним эоценом) и связанного с ними размыва кордильер, сложенных породами, типичными для Гагрско-Джавской зоны.

в) В структурно-фациальной зоне, соответствующей Жинвальско-Пховельскому покрову, также развивались своеобразные фации меловых и палеогеновых отложений. Характер базальных образований тетраховской (апт), укугмартской (сеноман), орбитоидной (маастрихт) свит и особенно верхнеэоценового дикого флиша указывает на процессы интенсивного размыва и разрушения Гагрско-Джавской кордильеры.

г) В Ксанско-Аркальской покровной пластине (параавтохтоне), являющейся частью наиболее южной структурно-фациальной зоны (кордильерная часть Гагрско-Джавской зоны), нижний структурный этаж, сложенный сорской свитой верхнего лейаса и байосской вулканогенной свитой, с большим угловым несогласием перекрывается сравнительно маломощными субплатформенными (ксанская фация) и флишоидными (гохианская фация) меловыми, а местами непосредственно ниже-, средне- и верхнеэоценовыми отложениями. Верхнеэоценовые отложения местами и здесь в нижней части представлены образованиями олигостромового типа, возникшими в результате разрушения кордильер.

4. Все покровы перекрываются конгломератами трилианской свиты алазанской серии акчагыл-апшеронского возраста.

СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЛОХТОНА

Рассмотренные выше отдельные структурно-фациальные зоны, как было отмечено, довольно четко разграничены в настоящее время надвиговыми поверхностями. Вместе с тем, наряду с чисто структурными признаками тектонического перекрытия (существование множества тектонических окон и полуокон) палеогеографическая реконструкция указывает на значительное нарушение первичного пространственного расположения отмеченных фациальных зон. Все это позволяет рассматривать их в качестве отдельных тектонических покровов.

Вместе с тем, в изученной полосе развития покровов выделяются два различных в структурном отношении сегмента: западный (междуречье Риони-Арагви), характеризующийся в общем ненарушенной вследствие образования покровов первичной поперечной зональностью и восточный — Кахетинский, где имеет место полное перекрытие и даже «переползание» и перекатывание северных структурно-фациальных зон через более южные (см. рис. 1).

Нам представляется целесообразным кратко структурную характеристику аллохтонных комплексов этих двух различных по характеру сегментов привести отдельно.

Западный сегмент (междуречье Риони-Арагви)

Уцерско-Павлеурский покров. Этот покров в междуречье Риони-Малая Лиахви непосредственно расположен на автохтонных зонах: Гагрско-Джавской зоне на западе и Грузинской глыбе — на востоке (см. рис. 1). Отсутствие в этой части более южных покровов, относящихся к Жинвальско-Гомборской подзоне, не может быть объяснено их полным тектоническим перекрыванием Уцерско-Павлеурским шарьяжем. Как отмечалось, Жинвальско-Гомборская подзона была ограничена Казбегско-Цхинвальским глубинным разломом, и к западу от нее не продолжалась. Следовательно, в этой части Уцерско-Павлеурским шарьяжем перекрыта лишь кордильерная часть Гагрско-Джавской зоны, питающая обломочным материалом свиту глыбовых брекчий верхнего эоцена. Однако с запада на восток амплитуда горизонтального перемещения вдоль Уцерско-Павлеурского надвига постепенно увеличивается. На это указывает постепенное перекрытие к востоку всех субширотных складок Гагрско-Джавской зоны, которые, не обнаруживая никаких признаков затухания, погружаются и уходят под надвиг флишевых образований. Развитая вдоль надвига олистостромовая толща верхнего эоцена имеет отчетливые тектонические контакты с разновозрастными отложениями (верхнелейасовыми, байосскими, верхнеюрскими, меловыми и нормально-осадочной свитой эоцена), обнаженными в разных частях отмеченных выше складок Гагрско-Джавской зоны (рис. 6). Вместе с тем, верхнеэоценовые глыбовые брекчии с севера также ограничены надвиговой поверхностью. Причем во всей этой полосе к северу от поверхности надвига наблюдается восходящий с юга на север разрез флишевых образований (рис. 7).

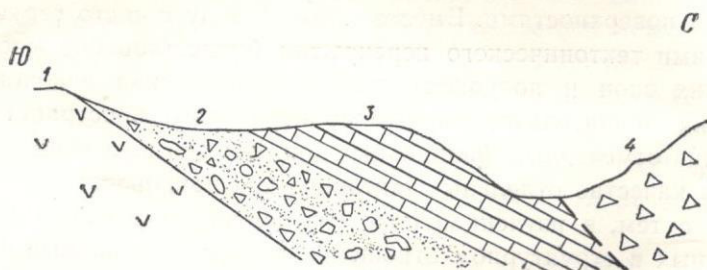


Рис. 6. Тектонический контакт между верхнеэоценовым диким флишем и среднеэоценовой-нормально-осадочной свитой к югу от с. Ногкау, на левом берегу р. Грамула.

1 — байосская порфирировая свита, 2 — брекчия-конгломераты и туфы верхнего байоса, 3 — слоистые известняки с фауной среднеэоценовых нуммулитов, 4 — дикий флиш верхнего эоцена

Отмеченные структурные данные, наряду с приведенной выше палеогеографической реконструкцией, с очевидностью свидетельствуют о том, что Уцерско-Павлеурский надвиг⁴ к востоку от ущ. р. Риони постепенно перекрывает всю Гагрско-Джавскую зону, а развитая вдоль него олистостромовая толща верхнего эоцена также сорвана и частично перемещена к югу.

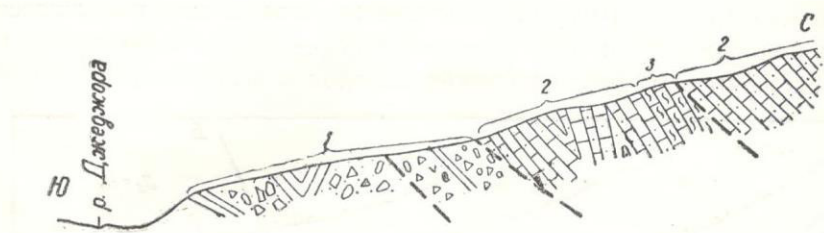


Рис. 7. Геологический профиль у с. Лесора воль ущелья правого притока р. Дзедждора. 1 — свита глибовых брекчий верхнего эоцена, 2 — свита дгнали (ант), 3 — свита навтисхеви (альб)

Примечательно, что местами тектонически смещены и более древние образования Гагрско-Джавской зоны. Примером может служить «микрошарьяж», наблюдаемый к востоку от Квансы по левому склону

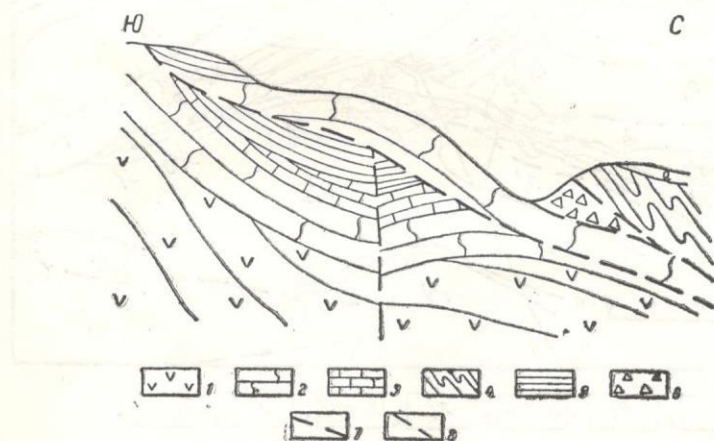


Рис. 8. Микрошарьяж к востоку от Квансы.

1 — байосская порфиритовая свита, 2 — рифовые известняки верхней юры, 3 — слоистые известняки мела (фашия Гагрско-Джавской зоны), 4 — глинистые сланцы и мергели нижне-мелового флиша. 5 — нормально-осадочная свита эоцена, 6 — дикий флиш верхнего эоцена, 7 — надвиги, 8 — разрыв

ущ. р. Варахкоми-дон, где верхнеюрские известняки и расположенные на них эоценовые породы по волнистой поверхности надвинуты на нормально-осадочную свиту эоцена (рис. 8).

⁴ Нам представляется целесообразным тектоническую поверхность в подошве шарьяжной пластины выделить по наименованию самой пластины. Это позволит избежать недоразумения, связанного с наименованием подошвы шарьяжа, выходящей на поверхность в тектонических окнах и полуокнах в совершенно различных географических пунктах.

Уцерско-Павлеурский покров характеризуется чешуйчатым строением. По правому берегу р. Кешельта-дон хорошо видны сложенные ниже- и верхнемеловыми флишевыми породами складки, осложненные множеством мелких складок. Синклинали, хорошо фиксируемые выходами верхнемеловых пород (маргалитисклдская, эшмакисхевская и джорчская свиты), разорваны в северных крыльях надвиговыми поверхностями (рис. 9, 10). Еще севернее на поверхности появляются и породы карбонатного флиша верхней юры — нижнего мела, которые также сложены в множество мелких складок и осложнены разрывами.

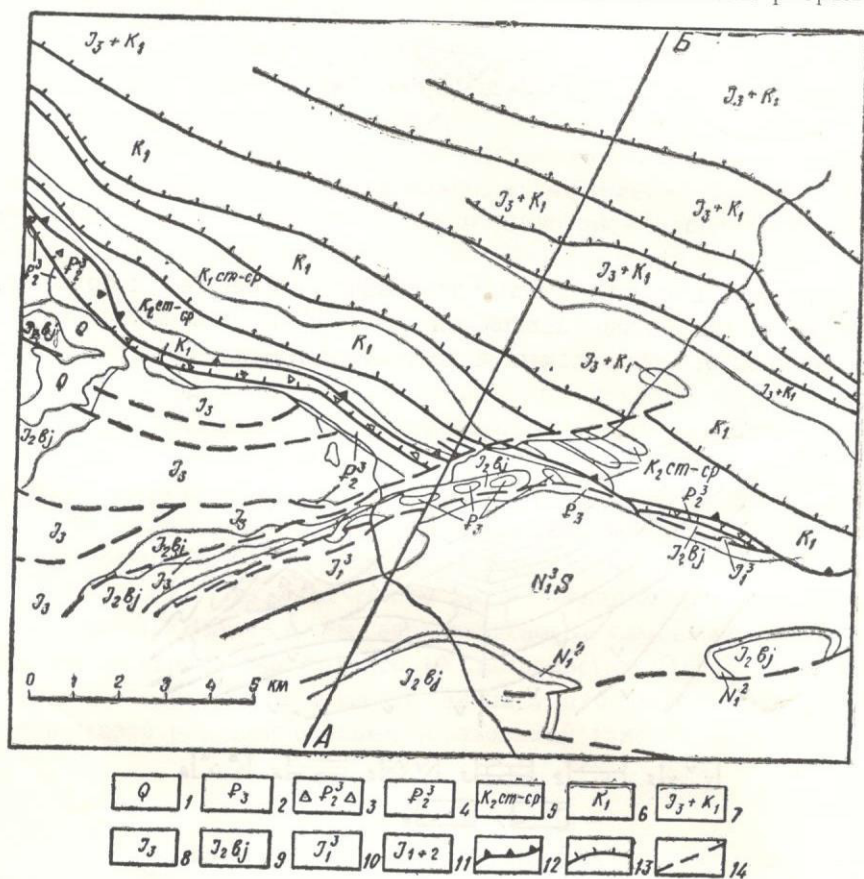


Рис. 9. Геологическая схема верховьев рек Паца и Кешельтадон.

1 — четвертичные отложения, 2 — олигоцен (майкопская свита), 3 — верхний эоцен (фашия дикого флиша), 4 — верхний эоцен (нормально-осадочная свита), 5 — сенман-кампан (свиты полимиктовых песчаников, ананурская, маргалитисклдская, эшмакисхевская и джорчская), 6 — нижний мел (пасанаурская, дгналская и павлеурская свиты), 7 — верхняя юра-нижний мел (карбонатный флиш), 8 — верхняя юра (фашия рифовых известняков), 9 — байосская порфиритовая свита, 10 — верхний лейас (сорская свита), 11 — нижняя и средняя юра (сланцевая серия), 12 — подошва шарьяжа, 13 — подошва чешуй, 14 — разрывы.

Своеобразно построен левый берег р. Кешельта-дон. Здесь, в отличие от правого берега, складки, сложенные главным образом верхне-

меловым флишем, опрокинуты на север (см. рис. 9, 11). Подобное явление может быть объяснено существованием отмеченного выше молодого сбросо-сдвига, прослеживаемого вдоль ущ. р. Кешельта-дон; юго-восточное крыло этого разрыва сдвинуто к северо-востоку, и складки в этом крыле опрокинуты вторично в ту же сторону (см. рис. 9).

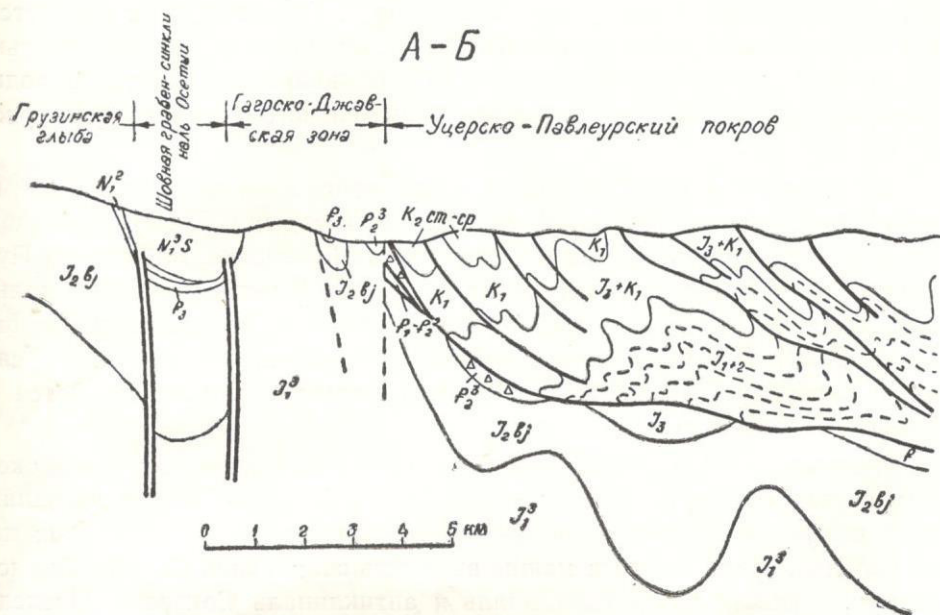


Рис. 10. Геологический профиль к рис. 9 с показом предположительного строения на глубине. (Условные обозначения на рис. 9)

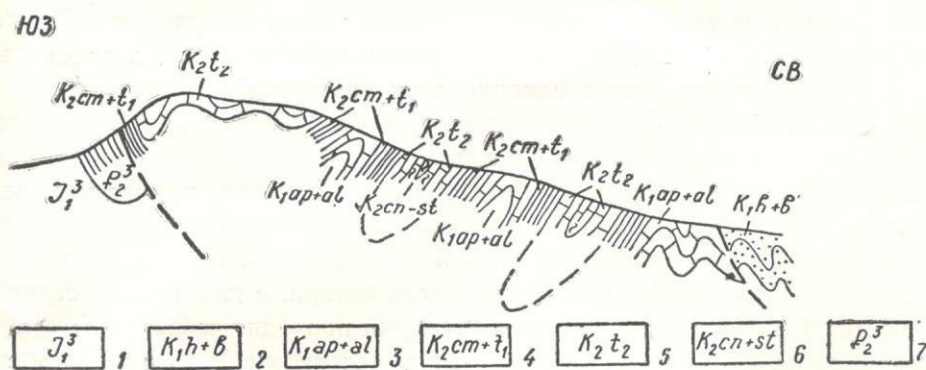


Рис. 11. Схематический профиль по левому склону р. Кешельтадон.

1 — верхний лейас (сорская свита), 2 — свита геске (готерив-баррем), 3 — дгнальская и павлеурская свиты (апт-альб), 4 — свиты полимиктовых песчаников и ананурская (сеноман-нижний турон), 5 — маргалитскладская свита (верхний турон), 6 — эшмакишевская свита (кюньяк-сантон), 7 — верхний эоцен

К востоку от р. Кешельта-дон Уцерско-Павлеурский покров также состоит из нескольких чешуй. И. Г. Вашакидзе и др. (1971) в южной

части Шовско-Пасанаурской подзоны выделяют Багнат-Шулаурскую, Мзиу-Чапарухскую, Гнасурскую и Саболоке-Ацрисхевскую чешуи, разделенные довольно протяженными региональными надвигами.

Мзиу-Чапарухская чешуя с юга ограничена Шуахцварским надвигом, который на востоке прослеживается до верховья с. Ксани, а на западе прослежен нами почти до истоков р. Гарула, где он сливается с Уцерско-Павлеурским надвигом. По этому разрыву большей частью на разные горизонты нижнемеловых отложений надвинуты породы карбонатного флиша верхнеюрско-нижнемелового возраста (см. рис. 9, 10, 12, 13).

Следующая к югу Гнасурская чешуя осложнена множеством асимметричных, опрокинутых к югу складок, из которых в качестве складок первого порядка с севера на юг выделяются Гудиская, Елбачская, Пухатинская и Ванурская антиклинали и разделяющие их синклинали. С юга Гнасурская чешуя ограничена Ванурским надвигом (рис. 12, 13). Это нарушение к востоку прослеживается до ущ. р. Ксани, а к западу в междуречье Малой и Большой Лиахви сливается с Уцерско-Павлеурским надвигом.

Еще южнее И. Г. Вашакидзе и др. (1971) выделяют т. н. Саболоке-Ацрисхевскую чешую. В междуречье Малой Лиахви-Ксани в пределах этой чешуи наблюдается множество изоклинальных, опрокинутых на юг складок, среди которых можно выделить синклиналь Самеба, Ацрисхевскую антиклиналь и синклиналь и антиклиналь Сакорети. Последняя к востоку от р. Ксани увязывается с антиклиналью Гду, которая затем непрерывно прослеживается к северу от Уцерско-Павлеурского надвига почти до ущелья р. Иори. Западнее р. Мал. Лиахви в пределах Саболоке-Ацрисхевской чешуи в узкой полосе между Ванурским и Павлеурским надвигами слои падают моноклинально на север, а затем выклиниваются в результате слияния этих нарушений.

Садзегурско-Шахветильский покров. Уцерско-Павлеурский покров в междуречье Большой Лиахви-Арагви непосредственно расположен на Садзегурско-Шахветильском покрове, принадлежащем уже другой — Жинвальско-Гомборской подзоне флишевой зоны. Этот покров впервые был выделен Н. Б. Вассоевичем (1941) под названием Садзегури-Тианетского. По данным этого автора, с юга покров ограничивается Ильдоканским надвигом, который проходит севернее Кахетинского хребта в ущелье р. Арагви, между селениями Ананури и Павлеури, западнее в ущелье Ксани — в 3 км к югу от с. Садзегури и разделяет Садзегурско-Тианетскую зону от Кахетинской. Однако вслед за М. И. Варенцовым (1950) так ошибочно стал именоваться надвиг, проходящий южнее от упомянутого, разграничивающий зону флиша от Икоти-Аранисской кордильеры М. И. Варенцова (1950) (в данной работе Ксанско-Аркальский параавтохтон).

Однако, как отмечалось, надвиговые поверхности, представляющие подошву шарьяжа, более удобно выделять с таким же наименованием,

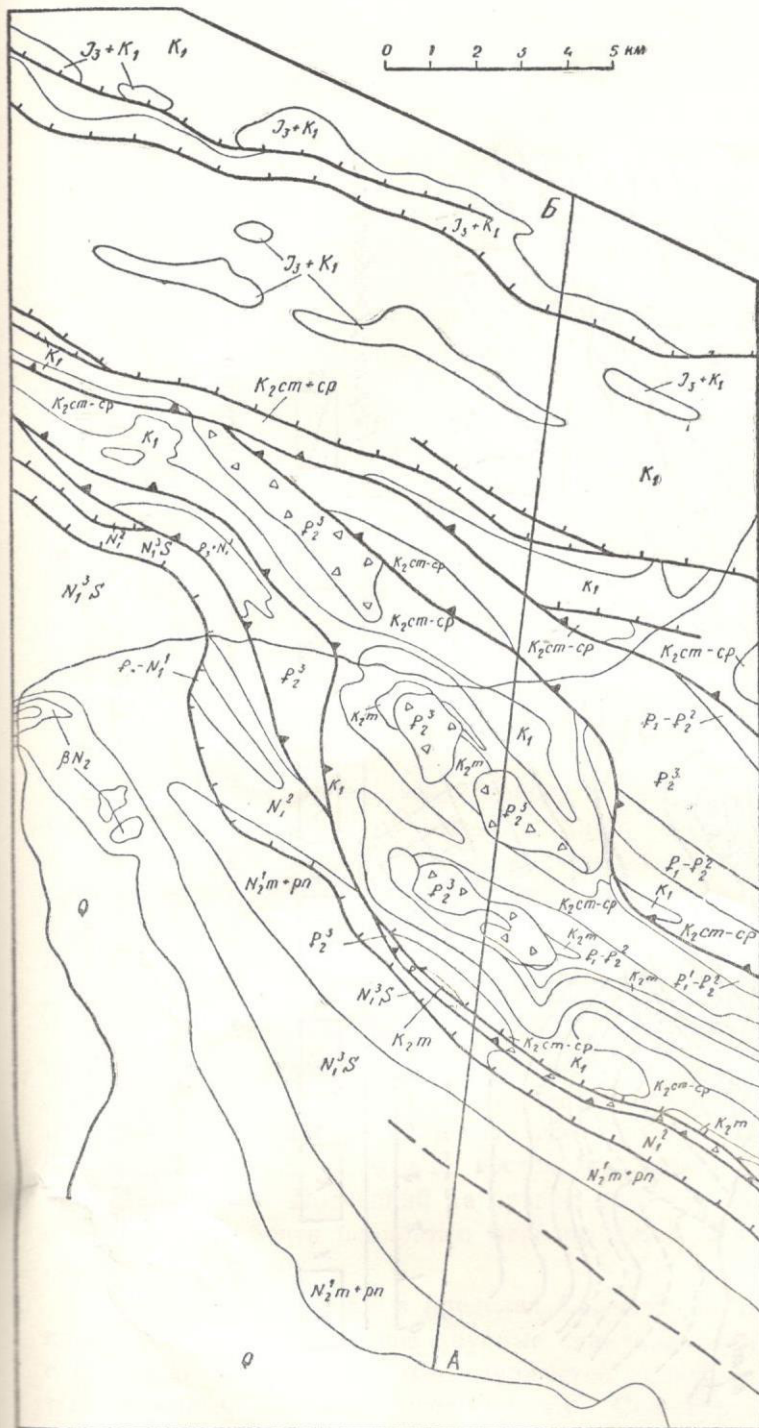
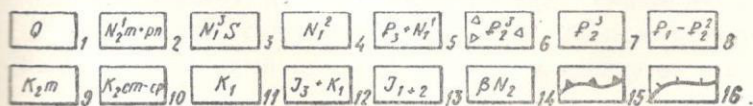


Рис. 12. Геологическая схема верхьев р. Мал. Лянзхи (составлена с использованием данных Д. Н. Кзидеаки, 1975).

1 — четвертичные отложения, 2 — мзотис-понт (душетская свита), 3 — сарматский ярус, 4 — средний миоцен, 5 — олигоцен-нижний миоцен (майкопская свита), 6 — верхний эоцен (фашия дикого флиша), 7 — верхний эоцен (нормально-осадочная свита), 8 — палеоцен-нижний и средний эоцен, 9 — маастрихт (орбитондная свита), 10 — сенман-кампан (укумарская, аманурская, маргалитскладская и эшмакисевская свиты), 11 — нижний мел (пасауурская, дгнальская, павлеурская, тетраевская и налитсевская свиты), 12 — верхняя юра-нижний мел (карбонатный флиш), 13 — нижняя и средняя юра (сланцевая серия), 14 — базальты третичные, 15 — подошва шарьяжей, 16 — подошва чешуй



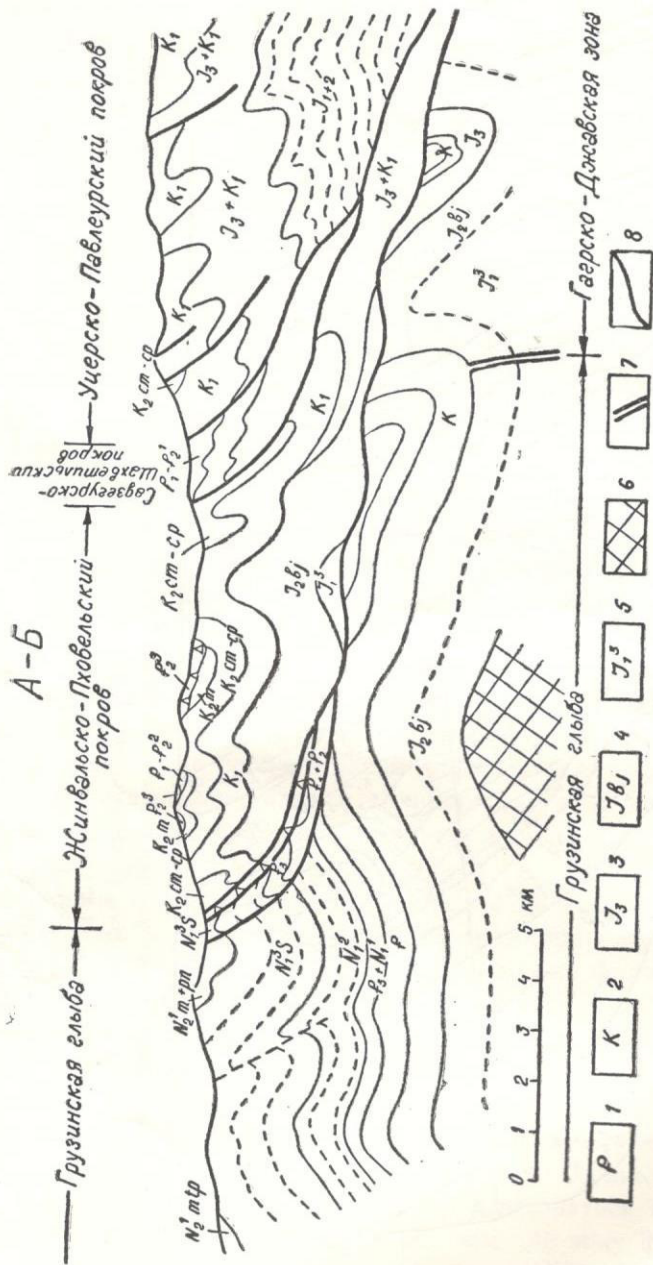


Рис. 13. Геологический профиль к схеме на рис. 12 с показом предположительного строения на глубине.

1 — палеогеновые отложения Грузинской глыбы, 2 — меловые отложения Грузинской глыбы, 3 — верхняя юра (фашия рифовых известняков), 4 — байсская порфиритовая свита, 5 — верхний лейас (сорская свита), 6 — кристаллический фундамент Грузинской глыбы, 7 — глубинный разлом, 8 — надвиги. (Остальные обозначения см. на рис. 12)

какое имеет сама покровная пластина. Следовательно, в дальнейшем Ильдоканский надвиг будет именоваться нами Садзегурско-Шахветильским. Это нарушение, по Д. Н. Канделаки (1975), хорошо фиксируется в описанных Н. Б. Вассоевичем (1941) местах, в частности в ущелье р. Қсани, южнее с. Садзегури и, кроме того, прослеживается на запад в ущельях рр. Лехура, Меджуда и М. Лиахви (см. рис. 12, 13).

Согласно исследованиям Д. Н. Канделаки (1975), в ущелье р. М. Лиахви, в окрестностях с. Зонкари верхнемеловые отложения слагают опрокинутую на юг синклинали, в северном крыле которой опрокинутые слои сеномана соприкасаются с надвинутыми отложениями верхнего эоцена (см. рис. 12, 13).

На востоке описываемого сегмента Садзегурско-Шахветильский надвиг хорошо фиксируется в ущелье левого притока р. Арагви — Тамарис-хеви, где хорошо видно перекрытие силицитами ананурской свиты сеномана сильно перемятых и опрокинутых на юг палеогеновых отложений, которые, в свою очередь, надвинуты на терригенные отложения навтисхевской свиты.

На всем протяжении Садзегурско-Шахветильский надвиг перекрывает разные горизонты мела и палеогена Жинвальско-Пховельского покрова. Структурные построения позволяют оценить горизонтальную амплитуду перемещения по описанному надвику примерно в 10—12 км (см. рис. 13, 16, 18).

Садзегурско-Шахветильский покров сложен, как отмечалось, флишевыми образованиями от апта до верхнего эоцена включительно. Основной структурой этого покрова является Садзегурская синклинали, сложенная в основном породами палеогена и осложненная многочисленными складками второго и более высокого порядков (см. рис. 16). Из них следует отметить Садзегурскую антиклинали, прослеживаемую к западу от р. Лехура и на западе срезающуюся Садзегурско-Шахветильским надвигом, а также Долошскую и Шахветильскую синклинали. Севернее Садзегурской синклинали в ущельях рек Қсани, Лехури и Меджуда развита асимметричная, наклоненная к югу и также осложненная мелкой складчатостью Бендерская антиклинали, которая как на западе, так и на востоке перекрывается Уцерско-Павлурским надвигом. Последний на правом склоне р. Арагви к западу от с. Цихисдзири почти полностью перекрывает и Садзегурскую синклинали (см. рис. 19).

В ущелье р. Арагви в пределах Садзегурско-Шахветильского покрова устанавливаются две крупные синклинали и разделяющая их сложная антиклинали, а также множество мелких складок и чешуйчатых надвигов. К северо-востоку от Садзегурско-Шахветильского (Ильдоканского) надвига расположена синклинали Саканapé-хеви (Хевкрильская синклинали), мульда которой выполнена палеогеновыми отложениями (см. рис. 19, 20). К северу от нее проходит Бодав-

ская, почти изоклиная и в ряде случаев лежащая антиклиналь с маастрихтскими и датскими отложениями в ядре. Для этой структуры характерно развитие многочисленных мелких складок и нарушений, особенно хорошо наблюдаемых по левому склону р. Арагви, напротив сел. Ананури. Следующую к северу, почти лежащую Долошскую синклинали также можно наблюдать по ущелью р. Арагви, напротив с. Цихидзири. В северном крыле Долошской синклинали проходит довольно крупный надвиг, вдоль которого верхнемеловые отложения перекрывают опрокинутые на юг среднеэоценовые породы синклинали (см. рис. 19, 20). Эту картину можно наблюдать и по ущелью р. Пшавской Арагви. В западной части Долошская синклинали и Бодавская антиклиналь перекрываются Бодавской чешуей, а на востоке — Алисигорским покровом (см. рис. 18).

Исключительно наглядная картина развития мелкой складчатости и чешуйчатых надвигов наблюдается по шоссеной дороге после с. Цихидзири до ущелья р. Эшмакис-хеви. На эшмакисхевскую свиту с севера надвинуты флишевые отложения апта-альба Уцерско-Павлеурского покрова (см. рис. 19).

Бодавская чешуя, перекрывающая, как отмечалось, описанные выше складки, сложена меловыми и палеогеновыми отложениями, очень сходными фациально с отложениями Садзегурско-Шахветильского покрова. Вполне естественно поэтому считать эту пластину сорванной с северной части Садзегурско-Шахветильской зоны, перекрытой ныне Уцерско-Павлеурским покровом. Не исключено, что в образовании этой структуры немалую роль сыграла гравитация, как это считает Д. Н. Канделаки (1975).

Жинвальско-Пховельский покров. Расположенный к югу от описанного покрова Жинвальско-Пховельский покров охватывает северную часть Кахетинской зоны, по Н. Б. Вассоевичу (1941), или Аргунско-Жинвальской подзоны В. П. Ренгартена (1932) и был ранее известен под названием Зонкари-Ананурской зоны. Указанный покров, вернее, соответствующая ей структурно-фациальная зона, представляла собой наиболее южную прибортовую часть флишевой зоны, а в настоящее время является фронтальной частью собственно аллохтонного комплекса. Как указывалось, в этой зоне наиболее четко наблюдаются несогласия под маастрихтом и палеогеном. Особенно отчетливо здесь угловое несогласие под верхнеэоценовыми образованиями, представленными здесь в фации дикого флиша. Структуры палеогеновых отложений хотя в основном повторяют черты меловых структур, но все же являются наложенными. Таковы, в частности, Рехская и Орбодзальская синклинали складки (см. рис. 11, 12), в мульде которых обнажаются верхнеэоценовые глибовые брекчии, несогласно перекрывающие флишевые породы верхнемелового и палеогенового возраста.

К югу от Орбодзальской синклинали развита опрокинутая на юг Накалакевская антиклиналь, которая в обоих направлениях срезается т. н. Коринта-Ананурским надвигом, который мы ниже будем именовать Жинвальско-Пховельским (см. рис. 1, 12). Между Рехской и Орбодзальской синклиналями выделяется довольно протяженная, опрокинутая к югу Бикарская антиклиналь, которая на востоке перекрывается Садзегурско-Шахветильским надвигом, а на западе, к юго-востоку от с. Белоти срезается Жинвальско-Пховельским надвигом (см. рис. 12). Развита к северу от Рехской синклинали Нижне-Зонкарская антиклиналь хорошо наблюдается по ущельям рек Мал. Лиахви и Оркоти. В большей своей части эта складка изоклиналина и опрокинута на юг (см. рис. 12, 13).

Восточнее р. Меджуда, к северу от Жинвальско-Пховельского надвига, развита опрокинутая на юг, осложненная мелкой складчатостью и большей частью разорванная в южном крыле надвигом (см. рис. 12, 13) Мохиси-Алевская антиклиналь (Адамия, 1958). Указанный надвиг хорошо прослеживается от междуречья Мал. Лиахви-Меджуда, на западе, до меридиана с. Аргуни на востоке и четко разграничивает развитые вдоль Жинвальско-Пховельского (Коринта-Ананурского) надвига верхнеэоценовые глыбовые брекчии - от нижне- и верхнемеловых флишевых образований (см. рис. 12, 13). Это нарушение на определенном отрезке всеми предыдущими исследователями (Варенцов, 1950; Адамия, 1958) рассматривалось как основная поверхность Коринта-Ананурского надвига. Однако, как отмечалось, свита глыбовых брекчий в этой полосе безусловно является неотъемлемой частью флишевого разреза Жинвальско-Гомборской зоны, представляя собой образование типа дикого флиша, следовательно, разрыв, проходящий между глыбовыми брекчиями и развитым к северу меловым флишем не может рассматриваться в качестве основного нарушения, разграничивающего две различные структурно-фациальные зоны и соответственно покровные пластины. Этот надвиг считается нами лишь добавочной поверхностью срыва, осложняющей надвигание аллохтонных зон флиша по поверхности нарушения, проходящего по южному контакту верхнеэоценовых брекчий. По этому (Жинвальско-Пховельскому) надвигу дикий флиш верхнего эоцена, развитый вдоль фронта надвига флишевой зоны в междуречье Мал. Лиахви-Арагви, тектонически перекрывает совершенно разновозрастные и относящиеся к совершенно различным зонам образования. В частности, на западе он контактирует с средне- и верхнемиоценовыми отложениями Грузинской глыбы (в окрестностях с. Цольда эти отложения по простиранию уходят под указанный надвиг), с нижне- и среднеюрскими и расположенными на них верхнеэоценовыми нормально-осадочными породами Ксанско-Аркальской структурно-фациальной зоны (см. рис. 14, 17). Кроме этих структурных признаков существования крупного Жинвальско-Пховельского покрова нами выше были приведены и другие доводы, основанные на фациальном ана-

лизе верхнеэоценовых отложений. Как отмечалось, полоса кордильер, служившая основным источником питания верхнеэоценового дикого флиша, была расположена непосредственно на южном крае собственно флишевой зоны и безусловно на значительном удалении к северу от обнаженной ныне непосредственно к югу от Жинвальско-Пховельского надвига части Грузинской глыбы и Ксанско-Аркальской структурно-фациальной зоны, где развита нормально-осадочная свита верхнего эоцена, которая не содержит грубообломочного материала указанной кордильеры (см. рис. 17). Верхнеэоценовые образования Рехской и Орбодзальской синклинали, венчающие разрез мел-палеогенового флиша, как было указано, также сложены в основном глыбовыми брекчиями из пород верхнеюрских рифовых известняков и мелового флиша. Область распространения этих пород и здесь полностью перекрыта Жинвальско-Пховельским покровом флишевой зоны (см. рис. 12).

В восточной части описываемого сегмента полосы развития покровов в бассейне р. Арагви Жинвальско-Пховельский покров представлен узкой пластиной, сложенной в одну крупную т. н. Ананурско-Жинвальскую антиклиналь, осложненную мелкой складчатостью и чешуйчатыми надвигами (см. рис. 19). Складка на участке Ананури северо-западного простирания, а на участке Жинвали — субмеридионального. Такое изгибание складок в Жинвальском районе является общим для всей Жинвальско-Гомборской зоны (см. рис. 19).

Ксанско-Аркальский параавтохтон. Необычайно интересным является строение наиболее южной Ксанско-Аркальской покровной пластины (параавтохтона). Тектоническая природа этой единицы ранее трактовалась по-разному. И. Р. Кахадзе, Н. А. Канделаки (1946), Н. И. Мревлишвили (1957), Ш. А. Адамия (1958), Д. А. Булейшвили (1960) рассматривали указанную полосу как северную часть Грузинской глыбы, консолидированную в результате батской орофазы⁵. М. И. Варенцов (1950) выходы юрских отложений ущелья р. Ксани выделил как Икоти-Ананурскую кордильеру, расположенную внутри геосинклинального бассейна Картлийской депрессии. Е. Е. Милановский (1962) считает эту полосу шовной зоной (Дзау-Кახетинская шовная зона) между геосинклиналью южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбой.

Строение указанной полосы и смежных с ней областей в последнее время детально рассмотрено также М. Г. Леоновым (1975). В верхнеэоценовых отложениях междуречья Арагви-Ксани М. Г. Леонов отме-

⁵ Было показано (П. Гамкрелидзе, 1964; И. Гамкрелидзе, 1967, 1969), что Гагрско-Джавская зона как по фациям слагающих ее отложений, так и по характеру структур, сформированных в основном в результате проявления собственно альпийских движений, должна относиться к складчатой системе Южного склона Большого Кавказа. С батской фазой складчатости связана частная инверсия геотектонического режима. Однако нет основания говорить о связанной с ней консолидацией земной коры и разрастаний более древней (доюрской) Грузинской глыбы.

чает существование двух узких полос широтного направления — северной и южной. Внутренняя структура южной полосы, по данным автора, представляет собой серию надвинутых одна на другую с севера на юг тектонических чешуй. Выделяются: Северная, Аркалинская, Юрская, Южная и Ксанская тектонические чешуи. Как самостоятельные тектонические единицы выделены также покровы Аргунский, горы Алевис-Клде и Аранисский.

На основании рассмотрения совокупности данных М. Г. Леонов приходит к выводу, что отложения Северной, Аркалинской и Южной чешуй являются членами единого разреза, который заключен в рамки между подстилающими образованиями мел-палеогенового флиша и перекрывающими отложениями майкопской серии среднего олигоцена-нижнего миоцена.

Юрская же чешуя находится внутри этой единой серии пород верхнего эоцена и попала туда в период их накопления, так же как и более мелкие пластины, отмеченные автором в пределах Южной и Аркалинской чешуй.

Грубообломочные породы верхнего эоцена образовались, по М. Г. Леонову, за счет разрушения покровных пластин при их надвигании на флишевый бассейн. Покровные же пластины представляют собой оторванные от корней козырьковые части более крупного надвига Грузинской глыбы. М. Г. Леонов допускает, что, вероятно, на границе эоцена-олигоцена на северной окраине этой структуры имели место тектонические подвижки с значительной горизонтальной составляющей. Следовательно, в это время допускается возможность существования крупных надвигов, направленных с юга на север.

На наш взгляд, допущение существования единого разреза верхнеэоценовых отложений Северной, Аркалинской и Южной тектонических чешуй лишено основания, т. к. не может быть никакого сомнения в том, что верхнеэоценовые отложения Северной чешуи на юге с базальными образованиями в основании почти непрерывно прослеживаемыми в междуречье Арагви-Ксани и состоящими из обломков нижележащих лейасовых и байосских пород, трансгрессивно перекрывают различные горизонты юрских отложений Юрской тектонической чешуи. Сказанное подтверждается трансгрессивным залеганием верхнего эоцена и на более мелких пластинах (чешуя) юрских пород в Южной чешуе, в частности по руслу р. Лашис-хеви, по левому борту долины р. Бугурахеви и в окрестностях с. Мглиани-Придонаант-кари, где самим автором отмечается нормальное стратиграфическое залегание верхнеэоценовых отложений на юрских породах. Примечательно, что во всех указанных случаях пластины юрских пород с юга ограничены разрывами.

Уже из сказанного выше следует, что нельзя согласиться с М. Г. Леоновым в том, что Юрская чешуя и некоторые более мелкие пластины юрских пород находятся внутри единой серии отложений верхнего

эоцена и попали туда в период их накопления. Последнему утверждению противоречит и множество других фактов.

а) Юрская чешуя, как отмечает М. Г. Леонов, с юга ограничена пологой надвиговой поверхностью и соприкасается не только с верхнеэоценовыми отложениями, но и с совершенно разновозрастными образованиями: с юрскими, меловыми и верхнеэоценовыми отложениями Ксанской чешуи, которые обнажаются в виде тектонического полуокна из под Юрской чешуи, с молассовыми образованиями Грузинской глыбы, а восточнее — с верхнеэоценово-олигоценовыми отложениями Южной чешуи. Следовательно, Юрская чешуя перекрывает отложения расположенных под ней различных тектонических чешуй, и невозможно судить о характере ее первичного расположения и тем более о первичном ее залегании среди верхнеэоценовых отложений.

б) В восточной части района (по р. Саманис-хеви) Юрская чешуя как на севере, так и на юге трансгрессивно перекрывается отложениями нижнего и среднего эоцена, на которые с базальными конгломератами в основании в свою очередь ложатся верхнеэоценовые песчаники и сланцы. М. Г. Леоновым здесь верхний эоцен необоснованно оторван от нижележащих слоев палеогена.

в) К западу от р. Ксани, у с. Армази в низах разреза палеогеновых отложений, трансгрессивно перекрывающих Юрскую чешую, присутствует фаунистически обоснованный средний эоцен. Сказанное выше исключает возможность допущения первичного залегания Юрской чешуи и других крупных тел юрских пород в виде переотложенных пластин среди верхнеэоценовых отложений.

г) По утверждению Г. М. Леонова, палеогеновые отложения, развитые к югу от выходов юрских пород (Юрской чешуи), подстилают последние. Однако ни по карте, ни по профилям самого же Г. М. Леонова (1975, рис. 11 и 65) это не подтверждается. Здесь совершенно четко видно, что палеогеновые отложения налегают на юрские или между ними наблюдается тектонический контакт. По принципиальной схеме (там же, рис. 37), а также сводному стратиграфическому разрезу верхнеэоценовых отложений (там же, рис. 38) следует, что пластины юрских пород расположены внутри единого восходящего с севера на юг разреза верхнеэоценовых отложений, в то время как из профилей и карты следует обратное соотношение: верхнеэоценовые отложения, якобы подстилающие юрские на северном крае их выхода, на самом деле трансгрессивно перекрывают последние.

Что касается образования грубообломочных пород эоцена, то, как было отмечено, они представляют собой продукты размыва высокоприподнятой суши Гагрско-Джавской кордильеры.

Таким образом, покровные пластины юрских пород (Юрская чешуя и др.) являются отторженцами не Грузинской глыбы, а кордильерной части Гагрско-Джавской и флишевой зон и представляют собой не попавшие в верхнеэоценовый морской бассейн глыбы, а более поздние,

сорванные и перемещенные по надвигам к югу тектонические чешуи (см. рис. 4).

Ксанско-Аркальская покровная пластина рассматривается нами в качестве параавтохтона, т. к. она безусловно является отторженцем автотонного комплекса восточного продолжения Гагрско-Джавской зоны.

Как известно, ранними исследователями (Варенцов, 1950; Эристави, 1952; Адамия, 1958) считалось, что обнажающиеся в ущ. р. Ксани меловые отложения, охарактеризованные выше, залегают трансгрессивно на осадках лейаса и байоса, выходящих на обоих склонах ущ. р. Ксани

При исследовании этого участка (И. Гамкрелидзе, 1970) наше внимание с самого же начала привлекло отсутствие, на первый взгляд, какой-либо закономерности в расположении отдельных выходов меловых пород и их намного более низкое гипсометрическое положение, по сравнению с отложениями лейаса и байоса, обнаженными по обоим склонам р. Ксани. Однако накопленный нами фактический материал, позволивший уточнить стратиграфию развитых здесь отложений и расшифровать структуру этого участка, дал, по нашему мнению, довольно простое объяснение указанным выше соотношениям (рис. 14).

Установленная последовательность отдельных горизонтов меловых и эоценовых отложений позволила разобраться и в характере их залегания. Выяснилось, что во всех отмеченных ранними исследователями и обнаруженных нами отдельных выходах нижнемеловых пород (валанджин-алт) наблюдается восходящий с юга на север разрез и контакт с обнажающимися севернее лейасовыми песчаниками и сланцами всюду тектонический. Вместе с тем нижнемеловые известняки на юге своим основанием соприкасаются с более молодыми верхнемеловыми и эоценовыми породами и, таким образом, с этой стороны также ограничены разрывом.

В верхнемеловых и эоценовых отложениях развито несколько складок широтного простирания. В ядрах антиклиналей выступают вулканогенные породы сеномана, в синклиналиях обнажены эоценовые песчаники, а крылья складок сложены туронскими известняками (рис. 15). Эти складки, хорошо наблюдаемые на правом берегу р. Ксани, к западу и востоку резко обрываются выходами лейасовых и байосских отложений, образующих довольно пологую синклиналь на севере и сравнительно узкую, наклоненную к югу, осложненную надвигами антиклиналь на юге.

Указанные структурные соотношения и характер залегания меловых и третичных отложений в ущелье р. Ксани полностью исключают возможность допущения их налегания на породы лейаса и байоса, обнаженные по обоим склонам ущ. реки и занимающие, как уже отмечалось, намного более высокое гипсометрическое положение. Принимая во внимание тот факт, что верхнемеловые отложения (сеноманские вулканогенные породы) узкой полосой протягиваются на запад, к югу от

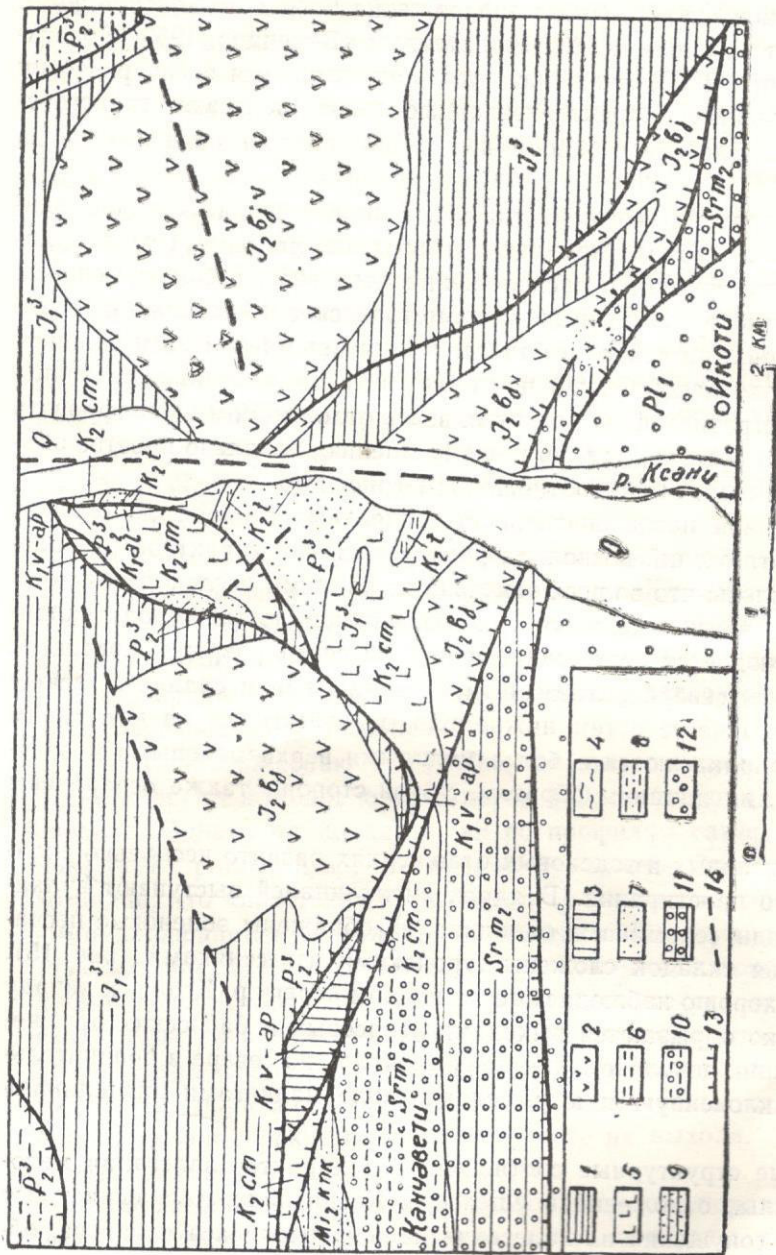


Рис. 14. Геологическая схема тектонического полуострова в ущелье р. Ксани.

1 — верхний лейас (сорская свита), 2 — байсская порфиритовая свита, 3 — валанжин-апт (ксанская фация), 4 — альб (ксанская фация), 5 — сенман (ксанская вулканогенная фация), 6 — турон (ксанская фация), 7 — верхний эоцен (ксанская фация), 8 — верхний эоцен (фация флиша), 9 — средний миоцен (конкский горизонт), 10 — нижний сармат, 11 — средний сармат, 12 — нижний плиоцен, 13 — надвиги, 14 — взбросы и сдвиги

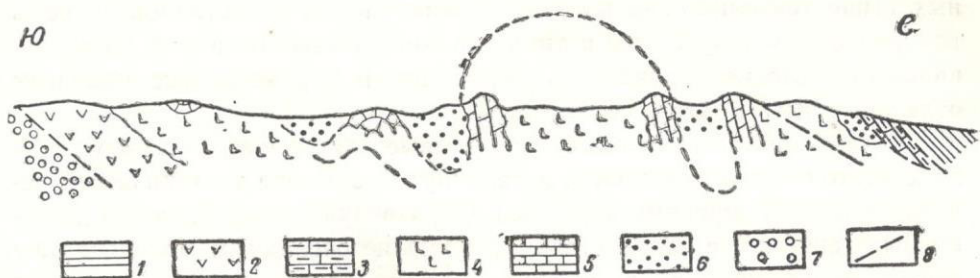


Рис. 15. Схематический профиль по правому берегу р. Ксани. 1 — песчаники и сланцы (лейас), 2 — туфобрекчии (байос), 3 — известняки (нижний мел), 4 — андезито-базальты, диабазы и литокластические туфы (сеноман). 5 — мраморовидные литотамниевые известняки (турон), 6 — песчаники (верхний эоцен), 7 — конгломераты (нижний плиоцен), 8 — надвиги

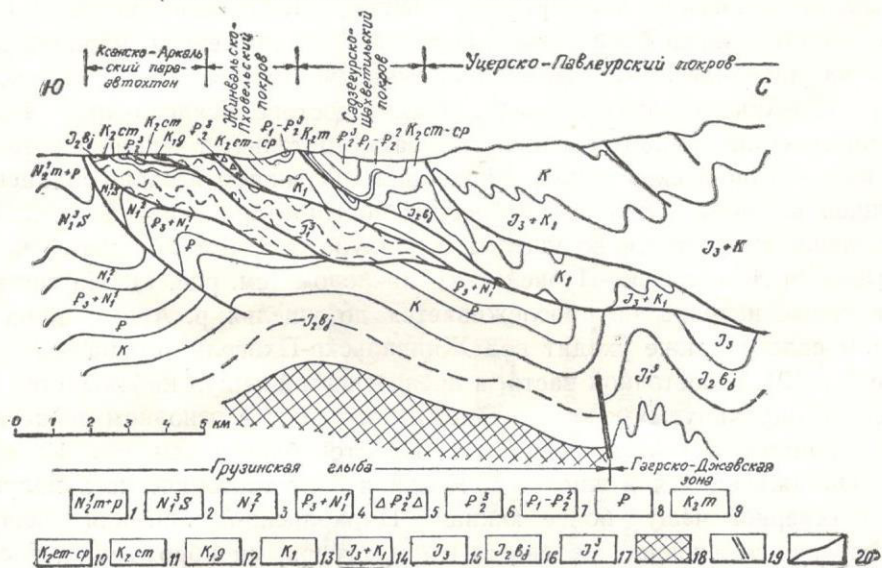


Рис. 16. Геологический профиль по ущелью р. Ксани с показом предположительного строения на глубине.

1 — мзотис и понт (душетская свита), 2 — сарматский ярус, 3 — средний миоцен, 4 — олигоцен-нижний миоцен (майколская свита), 5 — верхний эоцен (фация дикого флиша), 6 — верхний эоцен (нормально-осадочная свита и флишоидная фация), 7 — палеоцен-средний эоцен флишевой зоны, 8 — палеоцен-эоцен Грузинской глыбы, 9 — маастрихт (орбитоидная свита), 10 — сеноман-кампан (укугмартская, ананурская, маргалитискледская и эшмакисхевская свиты), 11 — сеноман (ксанская вулканогенная фация), 12 — нижний мел (ксанская фация), 13 — нижний мел (пасанаурская, дгальская, павлеурская, тетраховская и навтисхевская свиты), 14 — верхняя юра-нижний мел (карбонатный флиш), 15 — верхняя юра (рифовая фация), 16 — байосская порфириновая свита, 17 — верхний лейас (сорская свита), 18 — кристаллический фундамент Грузинской глыбы, 19 — глубинный разлом, 20 — надвиги

надвига лейасовых и байосских пород (см. рис. 14), вполне естественным кажется допущение перекрытия складчатых верхнемеловых и эоценовых отложений надвинутыми юрскими породами. Что же касается отмечен-

ных выше тектонических клиньев нижнемеловых известняков, выходы которых всюду приурочены к линии надвига лейасовых пород, то их, по-видимому, следует принять за сорванные и перемещенные надвигом отдельные глыбы этих пород.

Таким образом, меловые и эоценовые отложения обнажаются в виде тектонического полуокна в надвинутой с севера тектонической чешуе, сложенной юрскими породами. Образование этого полуокна должно быть связано, с одной стороны, с вполне очевидным молодым разрывом, проходящим вдоль ущелья р. Ксани, западное крыло которого приподнято на несколько сот метров, и, с другой стороны, эрозионным действием р. Ксани.

Следует также отметить, что меловые и эоценовые породы, в пределах тектонического полуокна, в южной части трансгрессивно перекрывают байосскую порфиритовую свиту и лейасовые сланцы и слатая вместе с ними более нижнюю тектоническую чешую надвинуты к югу на миоценовые образования Грузинской глыбы, по Орхевскому (Ксанско-Аркальскому) надвигу. Итак, в составе Ксанско-Аркальского параавтохтона можно выделить две самостоятельные чешуи. Северная из них — Коринтская чешуя, сложенная в основном песчано-сланцевой толщей верхнего лейаса и байосской порфиритовой свитой, к западу прослеживается почти до ущелья р. Лехура, а затем полностью перекрывается Жинвальско-Пховельским покровом (см. рис. 1). На востоке она также непрерывно прослеживается до ущелья р. Арагви и на ее левом склоне также уходит под Жинвальско-Пховельский надвиг (см. рис. 1 и 19). В восточной части, в пределах этой чешуи наблюдается несколько опрокинутых к югу складок, сложенных в основном лейасовыми породами, а также порфиритовой свитой байоса (см. рис. 19).

Обнажающаяся в ущелье р. Ксани в виде тектонического полуокна в северной чешуе более южная Циркольско-Аранисская чешуя, сложенная в основном меловыми и палеогеновыми породами, к востоку, на наш взгляд, вновь появляется из-под надвинутой Коринтской чешуи. Здесь в окрестностях с. Тонча и в ущелье р. Аркала, как отмечалось, выходят терригенные отложения верхнего эоцена и олигоцена, которые, по-видимому, представляют наиболее южные фации Ксанско-Аркальского параавтохтона. К этой же чешуе относятся верхнеэоценовые и олигоценовые отложения окрестностей с. Белоти, которые также надвинуты на миоценовые отложения Грузинской глыбы и, в свою очередь, как к западу, так и востоку тектонически перекрываются Жинвальско-Пховельским шарьяжем (см. рис. 1 и 12).

Особо следует рассмотреть т. н. Аргунский покров. Проведенные нами исследования показали, что меловые отложения окрестностей с. Аргуни в общем образуют синклинальную структуру с незначительным антиклинальным прогибом в южной части и безусловно расположены на верхнеэоценовых отложениях Ксанско-Аркальского параавтохтона и сарматских отложениях Грузинской глыбы (см. рис. 19).

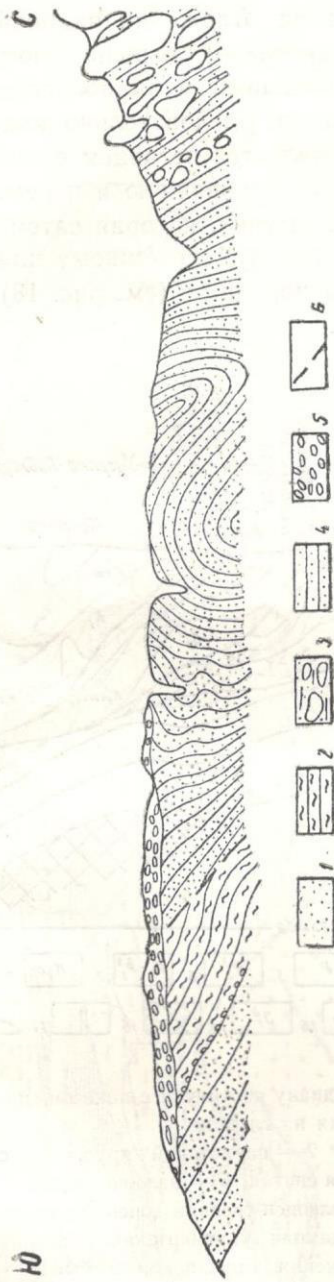


Рис. 17. Схематический профиль по правому берегу р. Алеура (правый приток р. Ксани).
 1 — песчаники верхнего лейаса, 2 — сланцеватые карбонатные глины верхнего эоцена с базальными конгломератами в основании, 3 — базальная часть верхнего эоцена (длкий флиш), 4 — чередование песчаников и битуминозных глин (верхний эоцен зоны флиша), 5 — аллювиальные отложения, 6 — надвиг

Вряд ли можно сомневаться в том, что они находятся во вторичном залегании. Вместе с тем, фациальный характер этих отложений, определенное сходство в низах со свитами укугмарты и ананури, указывает на их более северное происхождение. Принимая во внимание непосредственное расположение этих отложений на порфиритовой свите байоса, которая вместе с ними также смещена к югу, мы склонны считать эти образования происшедшими из наиболее северной части Ксанско-Аркальского параавтохтона. Следовательно, как нам представляется, Аргунская пластина не является останцем единого тектонического покрова, а представляет собой сорванную и перемещенную Жинвальско-Пховельским надвигом пластину, которая затем испытала гравитационное соскальзывание по склону, сложенному пластичными верхнеэоценовыми и олигоценовыми породами (см. рис. 18).

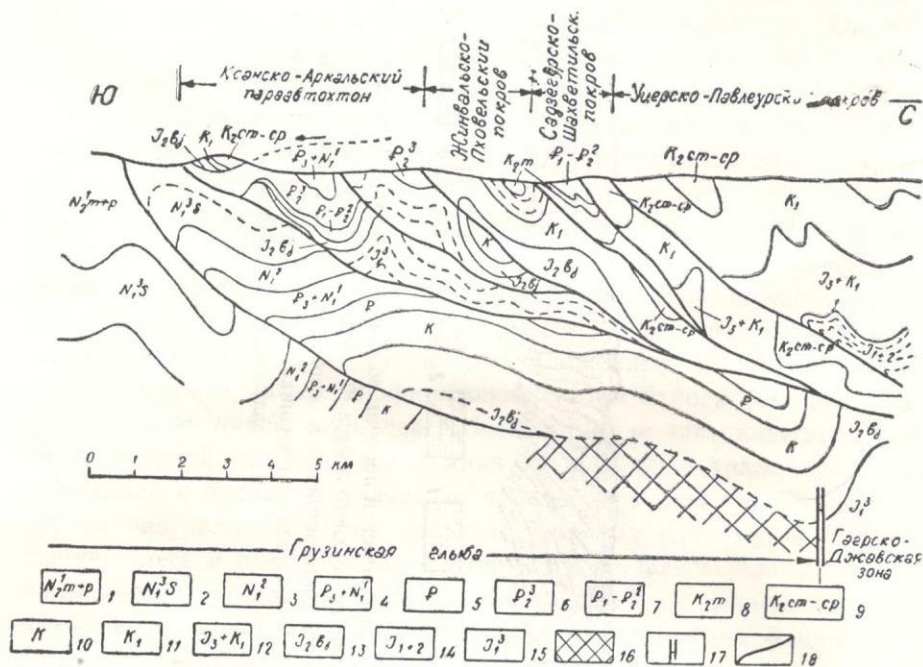


Рис. 18. Геологический профиль по меридиану с. Аргуни с показом предположительного строения на глубине.

1 — мэотис и понт (душетская свита), 2 — сарматский ярус, 3 — средний миоцен, 4 — олигоцен-нижний миоцен (майкопская свита), 5 — палеоцен-эоцен Грузинской глыбы, 6 — верхний эоцен флишевой зоны, 7 — палеоцен-средний эоцен флишевой зоны, 8 — маастрихт (орбитоидная свита), 9 — сеноман-кампан (укугмартская, маргалитскладская и эшмакисхевская свиты), 10 — меловые отложения Грузинской глыбы, 11 — нижний мел (панаурская, дгналльская, павлеурская, тетраховская и навтисхевская свиты), 12 — верхняя юра-нижний мел (карбонатный флиш), 13 — байосская порфиритовая свита, 14 — нижняя и средняя юра (сланцевая серия), 15 — верхний лейас (сорская свита), 16 — кристаллический фундамент Грузинской глыбы, 17 — глубинный разлом, 18 — надвиги

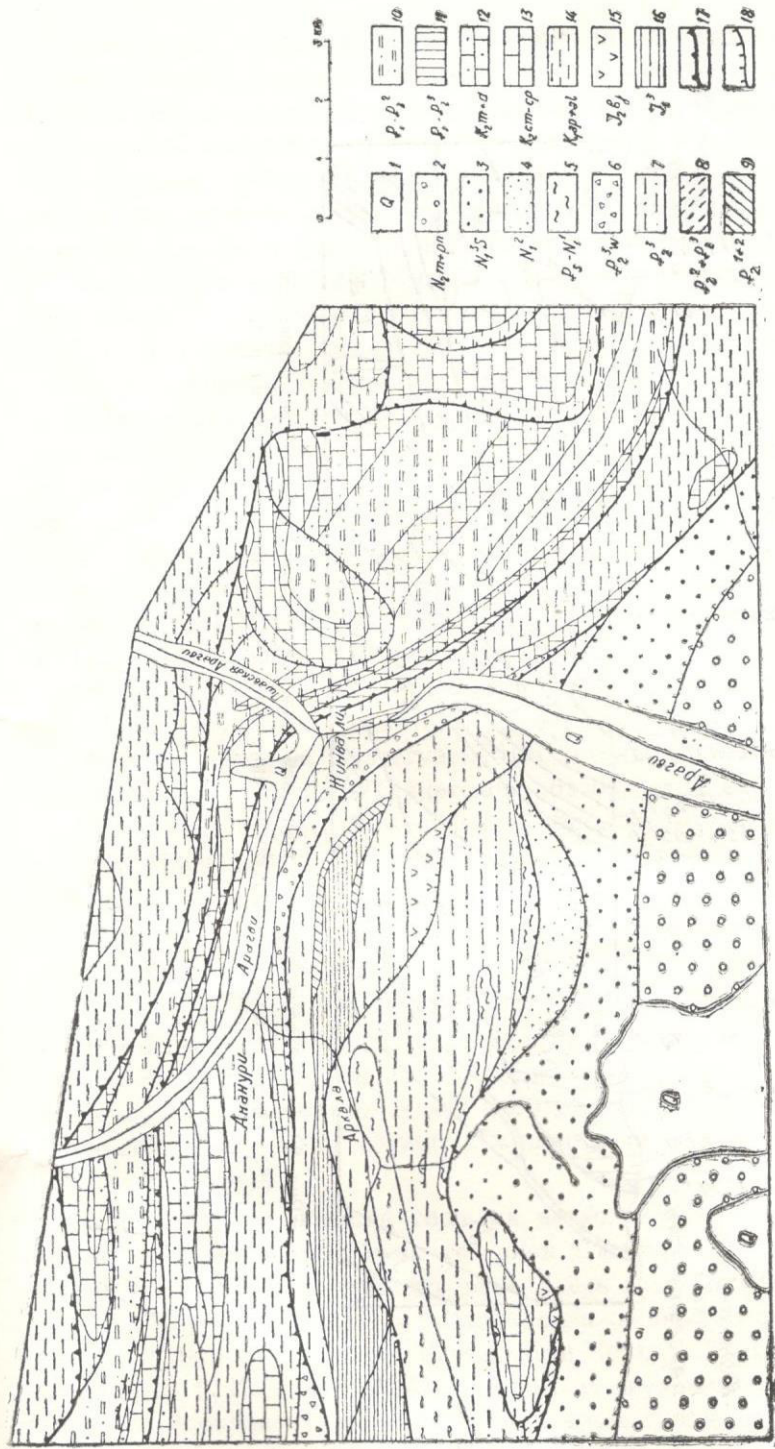


Рис. 19. Геологическая схема Живальско-Гомборского Узла.

— четвертичные отложения, 2 — душетская свита, 3 — сарматский ярус, 4 — средний миоцен, 5 — олигоцен-нижний миоцен (майкопская свита), 6 — верхний эоцен (дикий флиш), 7 — верхний эоцен (нормально-осадочная свита), 8 — средний и верхний эоцен (мергельская фация с. Аргуни), 9 — нижний и средний эоцен (аркальская фация); 10 — палеоцен-средний эоцен (шахветильская и квакверисхевская свиты), 11 — палеоцен-эоцен (без подразделения), 12 — орбитондная и надорбитондная свиты, 13 — верхний турон-кампан (маргалитгисладская, эшмакисхевская и джорчская свиты), 14 — сенман-нижний турон (укугмартская и анапурская свиты), 15 — байсская вулканогенная свита, 16 — верхний лейас (сорская свита), 17 — подошва шарьяжей, 18 — подошва чешуй

Жинвальско-Пловельский шарьяж — Садзееурско-Шахветильский шарьяж

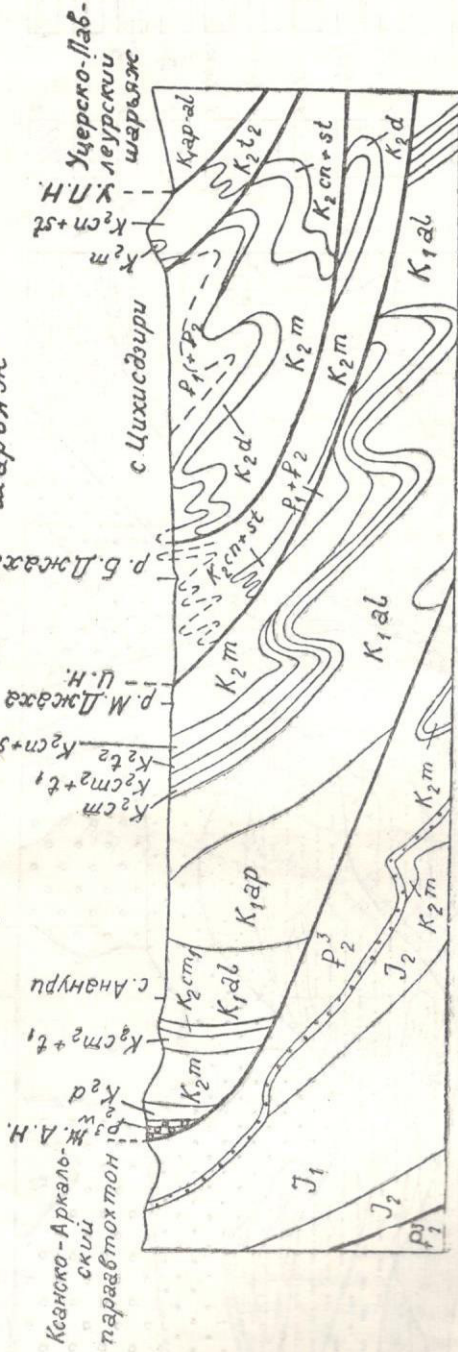


Рис. 20. Геологический профиль по правому склону р. Арагви с показом предполагаемого строения на глубине. Наименование стратиграфических единиц см. на рис. 18

Восточный — Кахетинский — сегмент полосы развития покровов на Южном склоне Большого Кавказа, как отмечалось, характеризуется полным перекрытием и даже переползанием более северных структурно-фациальных зон через южные. Переходя к характеристике тектонического строения восточной (Кахетинской) части описываемого региона, необходимо отметить, что выделенный нами Уцарско-Павлеурский покров Шовско-Пасанаурской подзоны соответствует Мтиулетской зоне В. П. Ренгартена (1932). Жинвальско-Гомборская подзона охватывает Тианети-Кахетинскую и Кахетино-Вандамскую зоны по Г. К. Чичуа (1975). В пределах последней этим автором выделяются Ксанско-Аркальский и Кинта-Пххвельский параавтохтоны, которые нами объединяются под одним названием — Ксанско-Аркальский параавтохтон. Следует здесь же заметить, что Кахетино-Вандамская зона в последнее время всеми исследователями кахетинских покровов (Хатискаци, Чичуа, 1967; Чичуа, Татаришвили и др., 1973; Чичуа, 1975) неверно относится к Грузинской глыбе. Как уже отмечалось, данная зона представляет собой восточное погружение Гагрско-Джавской зоны, безусловно являющейся частью складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Алисигорско-Чинчвельтский покров соответствует Алисигорскому, Пантианскому и Чинчвельтскому покровам указанных авторов. Примечательно, что авторы также считают их отдельными частями единого покрова. Садзегурско-Шахветильский покров в общем соответствует Садзегурско-Тианетской подзоне этих авторов, а Кахетинская подзона является по существу восточным продолжением Жинвальско-Пххвельского покрова.

Структурная характеристика отдельных единиц Кахетинской части развития покровов приводится нами с использованием данных перечисленных выше авторов.

Уцарско-Павлеурский покров. Этот покров, известный в Горной Кахетии и в междуречье Арагви-Алазани под названием Мтиулетской зоны, подразделяется здесь на две структурно-фациальные подзоны: Джабурскую на севере и Бодалхевскую на юге (Чичуа, 1975). Границей между ними служит Джиджетский надвиг (Хатискаци, Чичуа и др., 1969).

Бодалхевская подзона сложена несколько сокращенными в мощности, по сравнению с более северной Джабурской подзоной, отложениями апта, альба и верхнего мела. Здесь развито множество опрокинутых к югу изоклинальных складок, осложненных чешуйчатыми надвигами и мелкими покровами. В частности Чертала-Бодалхевский покров, по данным Г. К. Чичуа (1975), состоит из двух изолированных денудационных тел (покровов). Черталинский покров, сложенный отложениями апта и альба, мощностью до 300 м, залегает на породах коньяка-сан-

тона, слагающих т. н. Сакараульскую синклинали. Бодалхевский покров залегает в той же синклинали, сложен осадками от альба до сантона включительно и на востоке перекрывается отложениями акчагыльского яруса (Хатискаци, Чичуа, 1969) (см. рис. 21 в приложении). Горизонтальная амплитуда этих покровов, по мнению Г. К. Чичуа (1975), не превышает 2 км.

В ущелье р. Ильто Уцерско-Павлеурский покров (Мтиулетская зона) резко погружается в Алазанскую депрессию, где перекрывается мощным чехлом акчагыльских, апшеронских и четвертичных образований (см. рис. 21, 22). По данным бурения в Алазанской долине покров характеризуется относительно спокойным строением (Чичуа, Татаршвили и др., 1973) (см. рис. 22).

К западу от р. Пшавская Арагви Джиджетский надвиг сливается с Уцерско-Павлеурским, именуемым в Кахетии Идракосхевским надвигом, и Бодалхевская подзона как таковая далее не прослеживается (Чичуа, 1975).

Уцерско-Павлеурский покров в Кахетинском сегменте обладает весьма значительной горизонтальной амплитудой, так как безусловно полностью перекрывает корневые зоны Алисисгорско-Чинчвельтского и Садзегурско-Шахветильского покровов (см. рис. 22). В междуречье Арагви-Иори Уцерско-Павлеурский покров непосредственно перекрывает уже перемещенный к югу и в свою очередь расположенный на Садзегурско-Шахветильском покрове Алисисгорский покров (см. рис. 19, 20).

Алисисгорско-Чинчвельтский покров. Этот покров впервые был выделен и описан Н. Б. Вассоевичем (1933), который считает его гравитационно сползшим из более северных фациальных зон складчатой системы Южного склона.

Аллохтонное залегание меловых и палеогеновых отложений, слагающих Алисисгорско-Чинчвельтский покров, не вызывает сомнения и легко устанавливается как непосредственными наблюдениями, так и в буровых скважинах (см. рис. 22). В целом покров сложен флишевыми отложениями в основном позднего мела и раннего палеогена, которые в настоящее время находятся намного южнее своего первоначального залегания, перекрывая в разных своих частях совершенно разные структурно-фациальные зоны (см. рис. 1, 21). На основании анализа фации меловых и палеогеновых отложений Алисисгорско-Чинчвельтский покров представляется нам северной частью Жинвальско-Гомборской подзоны геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. Как отмечалось, в настоящее время корни Алисисгорско-Чинчвельтского аллохтона перекрыты Уцерско-Павлеурским покровом (Мтиулетской зоной).

Алисисгорско-Чинчвельтский покров представлен тремя разобщенными эрозией, останцами: Алисисгорским, Пантианским и Чинчвельтским.

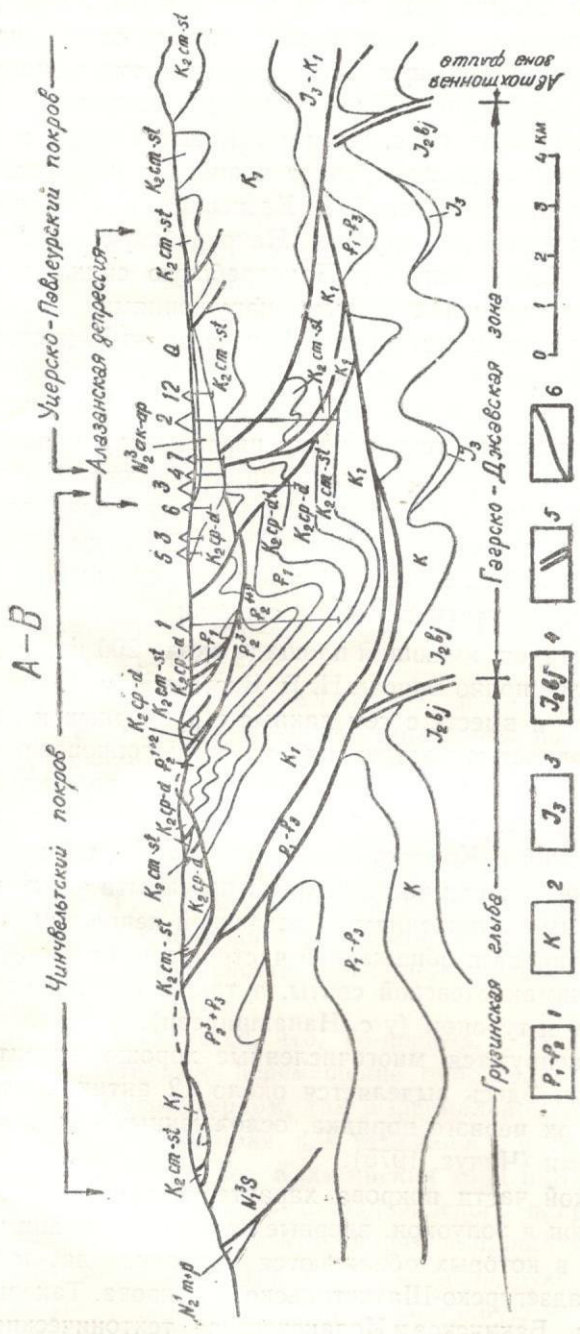


Рис. 22. Геологический профиль к рис. 21 с показом предполагаемого строения на глубине.
 1 — палеогеновые отложения Грузинской глыбы, 2 — меловые отложения Грузинской глыбы,
 3 — верхняя юра (рифовая фация), 4 — байоская порфировая свита, 5 — глубинные
 разломы, 6 — надвиги. (Остальные обозначения см. на рис. 25)

Алиссигорская часть покрова четко очерчена в природе не только тектонически, но и морфологически и состоит из двух чешуй, сложенных флишевыми отложениями от альба до сантона включительно (см. рис. 19). Альбские отложения покрова по дугообразной линии выхода поверхности шарьирования (Алиссигорско-Чинчвельтского надвига) полностью перекрывают сложенную палеогеновыми отложениями Долошскую синклинали Садзегурско-Шахветильского покрова.

Алиссигорская покровная пластина, имея максимальную мощность не более 500 м, интенсивно дислоцирована и смята в множество складок. В теле Алиссигорского покрова Г. В. Хатискаци, Г. К. Чичуа и др. (1969) выделяют сравнительно крупные Накохребскую и Варцлинскую антиклинали и Корумийскую и Накохребскую синклинали. Эти складки осложнены мелкими надвиговыми нарушениями.

Следующим эрозионным останцем Алиссигорско-Чинчвельтского покрова является Пантианский, сохранившийся по левому берегу р. Иори, в 4 км к юго-востоку от пос. Тианети. Отложения коньяк-сантона, слагающие покров на востоке, тектонически перекрывают палеогеновые осадки Садзегурско-Шахветильского покрова, а на юге и западе — нижнемеловые отложения Жинвальско-Пховельского покрова. Пантианская часть покрова занимает площадь около 3 кв. км и мощность ее не превышает 300—350 м. Меловые отложения, слагающие эту покровную пластину, также смяты в мелкие складки.

Чинчвельтский останец, имеющий площадь около 200 кв. км и мощность до 1 км, наиболее полно описан Н. Б. Вассоевичем. Новые геологические исследования и вместе с тем данные структурных и параметрических скважин полностью подтвердили природу покрова, охарактеризованную Н. Б. Вассоевичем. Чинчвельтский покров, полностью перекрывая Садзегурско-Шахветильский покров, частично переползает и на Жинвальско-Пховельский и Ксанско-Аркальский покровы (см. рис. 21, 22). На северо-востоке тыловая часть покрова перекрыта верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями Алазанской депрессии (см. рис. 1, 21). В основании покрова в обнаженной части залегают литографско-го типа известняки эшмакисhevской свиты, а также небольшие чешуи, сложенные сеноманом и туроном (у с. Нанахширеви). В чинчвельтском останце покрова фиксируются многочисленные хорошо развитые линейного типа складки. Здесь выделяется около 12 антиклинальных и синклинальных складок первого порядка, осложненных более мелкими складками и надвигами (Чичуа, 1975).

Для чинчвельтской части покрова характерно также существование тектонических окон и полуокон, впервые подробно описанных Н. Б. Вассоевичем (1933), в которых обнажаются отложения дат-палеоцена и эоцена в фациях Садзегурско-Шахветильского покрова. Таковыми являются, в частности, Бакинское и Иолаисхевское тектонические окна и Уканавельское тектоническое полуокно. В Иолаисхевском окне под эшмакисhevской свитой обнажаются отложения свиты квакеврис-хеви, вы-

раженные в флишевой фации Садзегурско-Шахветильского покрова, а в указанном полуокне в сложных тектонических условиях вскрываются слои ильдоканской и квакеврисхевской свит.

Как отмечалось, наличие Чинчвельтского покрова подтверждено данными бурения. К примеру, в одном случае (скв. № 1) под коньяк-сантонскими отложениями этого покрова на глубине 955 м вскрыты осадки эоцена, а далее палеогена и даний-маастрихта Садзегурско-Шахветильского покрова, а в другом (структурн. скв. № 16) под отложениями маастрихта на глубине 50 м — отложения альба и апта Жинвальско-Пховельского покрова (Хатискаци, Чичуа и др., 1969). Аналогичный скв. № 1 разрез палеогеновых отложений Чинчвельтского покрова был вскрыт и скважиной № 4 (Чичуа, 1975) (см. рис. 22).

В настоящее время нет данных для установления истинной амплитуды горизонтального перемещения Алисисгорско-Чинчвельтского покрова. На востоке чинчвельтская часть этого покрова, как указывалось, полностью перекрывает Садзегурско-Шахветильский покров, устанавливаемый лишь в тектонических окнах (Иолаисхевском и Баканском), а также в буровых скважинах, где хорошо вырисовывается ее синклиальная структура (см. рис. 22). Вместе с тем Чинчвельтская покровная пластина частично перекрывает и более южные покровы (Жинвальско-Пховельский и Ксанско-Аркальский). Следовательно, видимая амплитуда перекрытия по Алисисгорско-Чинчвельтскому покрову достигает 12 км.

Жинвальско-Пховельский покров. В восточном (Кахетинском) сегменте развития тектонических покровов непосредственное восточное продолжение Жинвальско-Пховельского покрова представляет Кахетинская подзона Г. Н. Хатискаци и Г. К. Чичуа (1967), которая также всюду является аллохтонной и местами полностью перекрывает Ксанско-Аркальский параавтохтон. Несмотря на это, Г. Н. Хатискаци и Г. К. Чичуа (1967) Кахетинскую зону не выделяют в качестве единого покрова и таковыми считают лишь отдельные чешуи, сорванные с ее поверхности, объединяя их под названием Цивгомборского покрова.

Нам представляется, что, во-первых, обособленность этих чешуй и их самостоятельное перемещение обосновано не всюду, во-вторых, все они как в структурном, так и фациальном отношении относятся к Кахетинской зоне, которая, как отмечалось, в свою очередь полностью аллохтонна. Поэтому вся Кахетинская зона нами считается восточной частью крупного Жинвальско-Пховельского покрова. Здесь он достигает в длину 100 км. Вся эта единая в прошлом покровная пластина расчленена эрозией на три части — западную, Ананурско-Сионскую, центральную — Цивгомборскую и восточную — Дарадавско-Пховельскую (см. рис. 1). Во всех частях покров сложен в основном молодыми терригенными и терригенно-карбонатными флишевыми отложениями, в том числе диким флишем маастрихта, чем и отличается в основном от

сстальных покровов. Покров почти полностью перекрывает Ксанско-Аркальский параавтохтон и в некоторых частях непосредственно и южное ограничение последнего — Ксанско-Аркальский, или Орхевский надвиг. Он характеризуется наличием множества тектонических окон и полуокон, в которых обнажаются в основном отложения свиты кинта. Все части покрова интенсивно дислоцированы и сложены в сильно сжатые линейного типа складки, которые осложнены многочисленными более мелкими складками и надвигами, а также оползнями. К этому надо добавить и сильную трещиноватость всех толщ, слагающих покров.

Самая западная Ананурско-Сионская часть покрова, длиной около 25 км, расположена на верхнеэоценовых отложениях свиты кинта Ксанско-Аркальского покрова, а в районе с. Ноджикети и западнее — полностью перекрывая его, непосредственно на сарматских отложениях молассовой зоны Грузинской глыбы. Выше, от с. Сиони до с. Леловани, по ущелью р. Иори в покрове фиксируется ряд четко выраженных складок в меловых отложениях, часть из которых протягивается до с. Ананури. В с. Ноджикети и в особенности по ущелью р. Иори в покрове фиксируется несколько складок первого порядка, в частности синклинали Алоти и Бокона и разделяющая их антиклиналь Джихо, а в Ноджикетском районе — синклиналь Ноджикети и антиклиналь Хеоба. В данной части покрова развиты два крупных тектонических окна — Кохское и Кинтисхевское, а на юге обнажается Гохинское тектоническое полуокно (см. рис. 1). Следует отметить, что в Кохском и Кинтисхевском скнах в пределах окон и в покрове наблюдается резко различный план складчатости.

Цивгомборская часть Живвальско-Пховельского покрова в виде непрерывной полосы прослеживается на расстояние почти 30 км, начиная от с. Орхеви на западе и до с. Тетрицклеби на востоке. Во всех частях покрова четко наблюдается налегание отложений мелового флиша на отложения свиты кинта. Выше сс. Русиани, Гомбори и Верона и на самом Гомборском перевале, где выходят дислоцированные отложения свиты кинта, гипсометрически и структурно выше в виде непрерывных скальных обнажений, залегают апт-альбские, сеноманские и турон-сенонские отложения. Эти последние собраны в синклинальную складку Саннтерио, ось которой проходит по линии г. Цивгомбори — с. Тетрицклеби. Во всей этой полосе четко видно как меловые отложения и в этой части покрова перекрывают гипсоносные глинисто-песчаные отложения верхнего эоцена-олигоцена, обнажающиеся по ущ. р. Турдо. В районе сс. Кобадзе и Тетрицклеби часть покрова осложнена оползнями, которые некоторыми исследователями ошибочно считались главной причиной залегания мела на палеогене.

Под Цивгомборской частью покрова фиксируют также Вашлованское тектоническое окно и Русианско-Турдойское полуокно, которое на востоке почти непрерывно увязывается с Чаилури-Кисисхевским полуокном.

Отложения свиты кинта, обнажающиеся в окнах и полуокнах покрова, по всем признакам относятся к Ксанско-Аркальской структурно-фациальной зоне, большая часть которой, следовательно, и здесь перекрыта Жинвальско-Пховельским покровом.

Протяженность Дарадавско-Пховельской части покрова около 40 км. И здесь флишевые отложения, слагающие эту часть покрова, как тектонически, так и морфологически расположены выше отложений свиты кинта, принадлежащей Ксанско-Аркальской структурно-фациальной зоне. Меловые отложения в Дарадавско-Пховельской части Цивгомборского покрова также смяты в складки линейного типа, сильно осложненные более мелкими складками и нарушениями и широко развитыми здесь оползнями. Примечательно, что складки этой части покрова опрокинуты на север, в сторону Алазанской долины. Это весьма интересное явление должно быть вызвано поздним (постакчагыльским) поднятием части Кахетинского хребта и прогибанием Алазанской долины с общей вертикальной амплитудой 3,5—4 км. Из складок первого порядка в этой части покрова следует отметить на севере синклиналь Дарадави, а в осевой части антиклиналь Гомисцкали и сопряженную с ней синклиналь Череми. Структуры первого порядка представляют также антиклиналь Тхилис-хеви, синклиналь Зиари и антиклиналь Паприс-хеви, развитые в юго-восточной части покрова.

В Дарадавско-Пховельской части покровный характер Кахетинской зоны устанавливается также довольно четко на основании существования тектонических полуокон.

Пховельское полуокно расположено в юго-восточной части покрова, в верховьях р. Лакбе и ее притоков, где на площади около 8 кв. км обнажены отложения свиты кинта. С южной стороны полуокно перекрыто конгломератами алазанской серии (см. рис. 1).

Следующее полуокно Чаилури-Кисисхевское представляет, как отмечалось, восточное продолжение Турдойского. Восточная часть Чаилури-Кисисхевского полуокна, отделенная от основной его части узкой перемычкой отложений алазанской серии (см. рис. 1), Г. К. Чичуа (1975) выделяется в качестве Тхилисхевского тектонического окна. Здесь в очень сложных тектонических условиях обнажаются порфириты байоса, которые надвинуты на пологозалегающие осадки палеоцен-эоцена. В западной части этого полуокна обнажаются сильно дислоцированные отложения свиты кинта, шириной около 600 м. Гипсометрически выше, на участке между балками Навтис-хеви и Чалианис-хеви залегают сильно дислоцированные и раздробленные флишевые отложения нижнего мела. К отложениям свиты кинта в Черемском районе приурочены известные нефтewыходы, а к Чалианисхевским раздробленным нижнемеловым отложениям — интенсивные выделения горючего газа.

В верховьях р. Кисис-хеви имеется значительное по размерам поле развития свиты кинта. Как отмечают Г. Н. Хатискаци, Г. К. Чичуа и др. (1969), в русле реки выходит антиклинальная складка, сложенная

верхними горизонтами свиты кинта, которые в западном направлении уходят под отложения мела, слагающие высокий меридионального направления хребет от г. Дарадави до подножья г. Цивитуря. Этим хребтом разобщены выходы свиты кинта Чаилури-Кисисхевского и Турдойского полуокон.

Ксанско-Аркальский параавтохтон. Как отмечалось в Кахетинской части развития покровов Ксанско-Аркальский параавтохтон перекрыт различными покровами и лишь просвечивает сквозь них в отмеченных выше тектонических окнах и полуокнах, в которых из-под трансгрессивных отложений свиты кинта местами выступают палеогеновые и меловые образования, а также вулканогенные породы байоса. Вместе с тем, отчетливо видно, что Ксанско-Аркальский параавтохтон и на востоке сорван и надвинут на молассовую зону Грузинской глыбы. Ксанско-Аркальский (Орхевский) надвиг хорошо устанавливается в многочисленных пунктах. Наиболее отчетливо и наглядно, по данным Г. К. Чичуа (1975), он наблюдается в Гомборском районе на довольно большом расстоянии, начиная от самого селения и далее на восток, вплоть до Пховельского района. По всей этой линии хорошо видно налегание свиты кинта на опрокинутые на юг отложения сармата и мезотиса-понта. По мнению указанного автора, амплитуда перемещения Ксанско-Аркальского параавтохтона к востоку значительно уменьшается и в районе Пховели-Карданахи сходит на нет.

Доакчагыльский возраст шарьирования Ксанско-Аркальской покровной пластины наиболее наглядно устанавливается на Гомборском гребне, на горе Цивгомбори, где почти горизонтально залегающие конгломераты алазанской серии расположены на падающих на север верхнесарматских отложениях и надвинутых на них майкопских глинах олигоцена-нижнего миоцена свиты кинта.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ПОКРОВОВ

Вопросы механизма образования тектонических покровов были затронуты уже в трудах основоположников учения о шарьяжах М. Бертрана, Г. Шардта, М. Люжона, П. Термье. Они рассматривались также Л. Кобером (Kober, 1921), Р. Штаубом (Staub, 1924, 1954) и С. Бубновым (Bubnoff, 1921). Э. Арган (Argand, 1916, 1922) нарисовал изящную схему развития альпийских покровов (*la tectonique en mouvement*).

Все перечисленные исследователи, за исключением М. Люжона, основной причиной возникновения шарьяжей считают выжимание и расползание вещества, вызванное тангенциальным сжатием земной коры. Наряду с этим, широкое признание нашла и другая точка зрения — о гравитационном происхождении большинства альпийских шарьяжей (Lugeon, 1902, 1920; Schneegans, 1938; Goguel, 1944, 1952).

За последнее время в Средиземноморском складчатом поясе установлено развитие крупных, направленных на юг шарьяжей (Blumenthal, 1960—

1963); Rigo de Righi, Cortesini, 1964; Graciansky, 1967; Ilhan, 1967; Пейве, 1969; Хаин, 1969; Brunn et al., 1970; Казьмин, 1971; Книппер, 1971, 1974; Белов, 1973), представляющих результат движения к северу и пододвигания Африкано-Аравийской платформы и расположенных к северу от нее глыб континентальной коры под образующиеся складчатые зоны. Эта идея основывается главным образом на признании существования сложных подкоровых конвекционных течений (И. Гамкрелидзе, 1974, 1976).

За последнее время интересная сводка по вопросам механизма образования сорванных покровов опубликована С. В. Руженцевым (1971), который пришел к выводу, что среди сорванных покровов в Альпийском складчатом поясе преимущественно развиты покровы выжатые, образованные вследствие регионального бокового сжатия, покровы гравитационные и, особенно часто, покровы смешанного происхождения (выжатые пластины с наложением гравитационного эффекта).

В настоящее время вряд ли вызывает сомнение существование в природе шарьяжей обоих указанных типов. Однако конкретный механизм процесса перемещения горных пород на большие расстояния все еще остается неразгаданным. Следовательно, изучение строения и развития различных покровных структур все еще представляет большой интерес.

Н. Б. Вассоевич, один из первооткрывателей кавказских шарьяжей, наиболее полно изучивший покровные структуры Горной Кахетии, пришел к выводу о их гравитационном происхождении. По мнению Н. Б. Вассоевича, верхняя пластина смещается «из области усиливающегося поднятия в смежную депрессию. Движущим фактором является сила тяжести. Вертикальные движения, таким образом, приводят к тангенциальным, обуславливая образования покровов сползания... Такие покровы, в процессе свободного поверхностного движения по уже затронутому денудацией склону поднятия, дислоцируются» (Вассоевич, 1940). Важно подчеркнуть, что по Н. Б. Вассоевичу поднятия в рельефе образуют выдавленные вследствие сильного тангенциального сжатия тектонические пластины: «Это воздымание (воздымание Чиауро-Дибрарской зоны, И. Г.) сопровождается или обуславливается тангенциальным сжатием флишевых осадков, особенно значительным для более глубоко залегающих, т. е. для более древних слоев. Оно вызывает как бы отслаивание верхних, более компетентных, существенно-известняковых слит флишевой зоны от нижних, песчано-глинистых» (Вассоевич, 1940). Примечательно, что подобный механизм образования шарьяжей описывается и Л. У. де Ситтером (1960).

Таким образом, и для Н. Б. Вассоевича первопричина образования шарьяжей — региональное тангенциальное сжатие флишевой зоны Южного склона. Однако действительно ли основным движущим фактором «отслоенных» пластин является сила тяжести, как это представляется Н. Б. Вассоевичу? Анализ фактического материала по строению и раз-

витуию полосы распространения шарьяжей в пределах Рачи, Юго-Осетии и Мтиулетии противоречит такому допущению.

1. Возникновение изученных и описанных нами покровов не связано непосредственно с гравитационным соскальзыванием пластин горных пород с поднятий. Они представляют собой перемещенные из относительно низких уровней вверх по первично-волнистым поверхностям линзы. Поверхности надвигов в своих тыловых частях (а иногда также непосредственно во фронтальной части) становятся крутопадающими и погружаются под поднятие Главного Кавказского хребта, а не наоборот. Следовательно, они часто могут интерпретироваться как преобразованные первичные конседиментационные разломы.

2. При допущении «свободного поверхностного движения пластин» по склону очень трудно представить срыв и значительное перемещение по поверхности надвига уже дислоцированных громадных линз краевых частей автохтона (Ксанско-Аркальский параавтохтон и другие более мелкие тела).

3. Палеогеографические реконструкции и структурные построения вынуждают допустить надвигание относительно древних членов флишевого разреза и пород более глубоководных северных фаций, происходящих из наиболее прогнутой части флишевого синклинория. Указанное также противоречит их соскальзыванию из поднятий под действием силы тяжести.

4. Наблюдаемое во многих местах резкое срезание плоскостью надвига складчатых пород аллохтона указывает на скольжение по плоской поверхности скальвания уже деформированных (складчатых) толщ. Прекрасные примеры такого надвигания описаны Мансфилдом (Mansfield, 1927) и Ф. Кингом (1969) в юго-восточном Айдахо, Э. Баду, Ш. Меркантоном (Badoux, Mercanton, 1962) — в Средних Предальпах, Шабле и Вила (Vila, 1972) — в Алжире (Атласские горы), М. А. Камалетдиновым (1974) — на Урале.

5. Отсутствие перевернутого залегания крупных масс горных пород также указывает на отсутствие значительных по масштабу явлений гравитационного скольжения. Как известно, надвиговая чешуя не имеет перевернутого крыла, а при образовании покровов скольжения гравитация благоприятствует формированию подвернутого крыла, «поскольку в последнем случае конечным результатом скольжения является заполнение образовавшегося ранее прогиба» (Ситтер, 1960).

6. Допущению первичного гравитационного происхождения описанных шарьяжей противоречит также большая их протяженность (выдержанность по простиранию), т. к. скольжение обычно развивается локально — на определенных благоприятных участках, в частности в областях интенсивной эрозии в нижних частях склона. Они могут быть обусловлены другими, но также локальными неровностями рельефа.

Таким образом, приведенные факты, на наш взгляд, с очевидностью свидетельствуют о невозможности допущения первично гравитационного происхождения описанных покровов Южного склона Большого

Кавказа. Однако нами вовсе не исключается вторичное гравитационное соскальзывание по склону обособленных эрозией отдельных надвинутых пластин.

Ведущим механизмом образования изученных покровов нам представляется интенсивное боковое сдавливание складчатой системы Большого Кавказа, обусловленное, главным образом, продвижением к северу и пододвиганием под нее жесткой Грузинской глыбы, что вызвало образование множества пологих наклоненных к северу поверхностей скольжения, по которым и перемещались пластины горных пород различной величины.

На активное пододвигание Грузинской глыбы под образующуюся складчатую систему Южного склона, на наш взгляд, указывают постепенное сокращение амплитуды перемещения отдельных пластин с юга на север, а также явление перекрывания — «запечатывания» более северными покровами уже сорванных и надвинутых южных покровов. В частности Алисигорско-Чинчвельтский покров перекрывает уже шарьированные Жинвальско-Пховельский и Ксанско-Аркальский покровные пластины, а Уцерско-Павлеурский покров, в свою очередь, перекрывает на западе Алисигорско-Чинчвельтский покров и зону его корней. Примечательно, что общее движение масс к северу, в сторону складчатой системы Южного склона, устанавливается и в результате детального исследования характера деформации Аджаро-Триалетской складчатой зоны (И. Гамкредидзе, 1974, 1976).

Наблюдения показали, что в изученной области поверхности надвигов в большинстве случаев представляют собой пологие плоскости скольжения, секущие складчатые толщи и, следовательно, указывающие на перемещение по ним уже смятых в складки пород.

Как отмечалось, примеры надвигания по пологим секущим поверхностям скалывания описаны исследователями в различных областях. Проведенные П. М. Бондаренко и И. В. Лучицким (1969) исследования полей напряжений оптическим методом в плане изучения складок продольного изгиба показали, что при больших амплитудах складок и, соответственно, более крутых наклонах их крыльев, зоны скалывания вылаживаются и при более крутых падениях на крыльях приобретают почти горизонтальное направление. По мнению этих исследователей, указанные слабо изогнутые поверхности смещения близки к тем, которые считаются типичными для шарьяжей. Однако остается вопрос о г. н. механической парадоксальности больших горизонтальных перемещений по этим поверхностям: как известно, расчеты показывают, что в природных условиях надвигающиеся породы из-за недостаточной их прочности, фронтального сопротивления и большого трения в их основании не могут передавать напряжения на расстояния, соответствующие достоверно установленным во многих складчатых сооружениях амплитудам шарьяжных перекрытий.

Эта проблема на наш взгляд, успешно была решена М. К. Хаббертом

и В. В. Раби (Hubbert, Rabey, 1959), выдвинувшими гипотезу о влиянии давления поровых вод на величину трения в основании надвиговых покровов. Существующее аномально высокое давление повсеместно распространенных в горных породах поровых вод (обнаруженное, в частности, в буровых скважинах) оказывает «взвешивающее» влияние на аллохтонную пластину и в результате этого может устранить реактивное трение вдоль надвиговой плоскости, а также способствовать хрупкому разрушению пород. Возникающие при этом разрывы, в свою очередь, облегчают смещение аллохтонных пластин.

Согласно исследованиям Л. В. Белякова (1968), «действительная причина нейтрализации нормальных напряжений вдоль соприкасающихся поверхностей (в том числе и поверхностей формирующихся сколов) заключается в малой (сотые доли %) площади действительного по сравнению с площадью кажущегося контакта и свойстве воды проникать в мельчайшие трещинки».

Однако срыв и надвигание аллохтонных масс происходили не только по пологим поверхностям скальвания. Возникновению срыва способствовало также существование «горизонтов дисгармонии». Эти горизонты при сжатии возникают между комплексами с различной степенью складчатости в нескладчатых пропластах и пачках. Такие нескладчатые субгоризонтально залегающие пропласты, помещенные между складчатыми комплексами пород наблюдались нами во флишевых образованиях в ущельях рр. Большой и Малой Лиахви, Меджуда и в верховьях р. Ксани.

Плоскостями скольжения могли служить также поверхности стратиграфических несогласий, разделяющие резко различающиеся по составу породы и пластичные толщи. В частности, срыв и скольжения аллохтонных пластин в Шовско-Пасанаурской подзоне наиболее часто происходили, по всей вероятности, в пластичной толще аспидных сланцев средней юры, а в Жинвальско-Гомборской подзоне на границе флишевых отложений и расположенной ниже байосской порфиритовой свиты, а также в пластичных флишевых толщах нижнемелового возраста (дгнальская, тетраховская и навтисховская свиты), которые в этой зоне часто непосредственно были расположены на более древних породах Гагрско-Джавской зоны.

Вместе с тем, структуры срыва возникали и в пределах автохтона. Этому способствовали пластичные породы песчанисто-сланцевой толщи верхнего лейаса (Ксанско-Аркальский параавтохтон). Однако срывались, по-видимому, уже складчатые толщи автохтона, т. к. сам процесс срыва и надвигания, как нам представляется, обуславливается интенсивным сжатием автохтона.

В фронтальной части надвигавшихся аллохтонных пластин «смазкой» служили и более молодые образования расположенных ниже пластин и чешуй (свита кинта на востоке, сланцево-песчанистые образова-

ния верхнего эоцена на западе) и главным образом пластичные толщи сарматского возраста северного борта Грузинской глыбы.

Как указывалось, движение аллохтонных пластин по всем вышеуказанным поверхностям скольжения вызывались интенсивным боковым сжатием, причем наибольшее сжатие, на наш взгляд, испытывали породы Гагрско-Джавской зоны. Интенсивное сжатие автохтона и первичная дифференцированность флишевого бассейна на отдельные седиментационные зоны обусловили выдавливание обособленных пластин, превращение разделяющих их конседиментационных разломов в надвиги, переходящие в секущие поверхности скалывания или другие поверхности срыва и надвигания по этим поверхностям многочисленных аллохтонных пластин и чешуй, а вернее, поддвигание под отслоенные пластины расположенных ниже пород.

Часто несколько поверхностей скалывания, разделяющих отдельные чешуи, на глубине объединялись в одну поверхность срыва, по которой вся аллохтонная масса также испытывала общее перемещение (рис. 23).

Масштабы сжатия области и, следовательно, перемещения аллохтонных масс увеличивались с запада на восток: от нуля к западу от р. Риони до 50—60 км в области Кахетинского хребта.

Увеличение степени сжатия к востоку подчеркивается довольно резким увеличением интенсивности складчатости к востоку и в Хреитской зоне Грузинской глыбы, в восточной части которой в среднеюрских породах наблюдаются симметричные сильно сжатые складки, уходящие к востоку под среднемиоценовые отложения Грузинской глыбы. Эти соотношения суммируют, по-видимому, эффект всех предыдущих складчатостей и поднятий этого своеобразного участка (И. Гамкредидзе, 1969), но в западной части Хреитской зоны послесреднеюрские несогласия проявлены довольно слабо. Следовательно, досреднемиоценовые (штирийские) движения проявились в восточной части Грузинской глыбы и, думается, на Южном склоне Большого Кавказа довольно интенсивно. Не исключено, что в штирийскую фазу начались процессы наиболее значительного сжатия и формирования покровной структуры изученной полосы Южного склона. Сжатие и интенсивную складчатость на востоке, по нашему мнению, должны были испытывать не только комплексы пород Шовско-Пасанаурской подзоны, а и восточного продолжения Гагрско-Джавской зоны, т. е. автохтонные толщи Жинвальско-Гомборской подзоны.

Вместе с тем, уменьшение амплитуды горизонтального перемещения по надвигам в западном направлении может быть вызвано также существованием в этой части довольно значительного препятствия в виде высокоприподнятой Сванетской геоантиклинали.

Таким образом, как нам представляется, на востоке происходило наибольшее сжатие области: интенсивное сдавливание и складчатость автохтонных толщ Жинвальско-Гомборской и Шовско-Пасанаурской

подзон и максимальное продвижение к северу более жесткого фундамента Грузинской глыбы. Вместе с тем, в отличие от западной части, здесь существовали более благоприятные условия для перемещения к югу отслоенных аллохтонных масс. Суммарное горизонтальное перемещение покровов Жинвальско-Гомборской подзоны в восточной (Кахетинской) части Южного склона Большого Кавказа порядка 50—60 км.

Завершающей фазой покровообразования явилась среднеплиоценовая (роданская) фаза тектогенеза, с которой связано окончательное формирование покровной структуры Южного склона Большого Кавказа.

На поздних стадиях развития, при наличии соответствующего уклона и пластичной смазки, обособленные в виде изолированных пластин отдельные части некоторых покровов испытывали гравитационное перемещение, к примеру, Аргунский «блуждающий клипп», Бодавская чешуя и, возможно, отдельные пластины, сорванные с восточной части Жинвальско-Пховельского покрова (с Кахетинской подзоны).

Окончательное формирование современной структуры полосы развития тектонических покровов на Южном склоне Большого Кавказа происходит в позднеплиоценовое и четвертичное время.

ЛИТЕРАТУРА

- А д а м н я Ш. А. Материалы о геологическом строении предгорий Большого Кавказа между бассейнами р. Малой Лиахви и меридианом г. Душети (на груз. яз.). ГИН АН СССР, 1958.
- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, М., 1966.
- Б е л о в А. А. Тектоническое развитие Западного и Центрального Тавра в палеозое (Турция). «Геотектоника», № 1, 1973.
- Б е л я к о в Л. В. О роли давления поровых вод в механизме крупных надвиговых покровов. «Геотектоника», № 4, 1968.
- Б е н д у к и д з е Н. С. Верхняя юра. В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, геолог. описание. «Недра», М., 1964.
- Б о г д а н о в и ч К. И. Система Дибрара в Юго-Восточном Кавказе. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 26, 1906.
- Б о н д а р е н к о П. М., Л у ч и ц к и й И. В. О полях напряжения в складках, возникающих вследствие продольного изгиба. Докл. АН СССР, № 4 (т. 188), 1969.
- Б у л е й ш в и л и Д. А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Б у р т м а н В. С. Геология и механика шарьяжей. «Недра», М., 1973.
- В а р е н ц о в М. И. Геологическое строение и нефтеносность западной части Куринской депрессии. Изд-во АН СССР, 1950.
- В а с с о е в и ч Н. Б. Разведочные работы полевых партий Геолого-разведочного нефтяного института ГГРУ в 1928/29 гг. «Нефтяное хозяйство», № 3, Приложение, 1930.
- В а с с о е в и ч Н. Б. Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии. Произв. силы Юго-Осетии. Сб. II. Тр. Совета по изучению произв. сил, Изв. АН СССР, сер. Закавказская, вып. 4, 1932.
- В а с с о е в и ч Н. Б. Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии. «Техника да шрома», Тифлис, 1933.

- Канделаки Д. Н. Основные черты геологического строения и развития предгорья Большого Кавказа в пределах междуречья Лиахви и Иори. Грузинский ПИИ научно-техн. информации, № 8, 1973.
- Канделаки Д. Н. История геологического развития предгорья Большого Кавказа (междуречье Лиахви и Иори). Автореферат канд. диссертации, Тбилиси, 1975.
- Кинг Ф. Вопросы тектоники Северной Америки. Изд-во МГУ, 1969.
- Кириллова И. В., Сорский А. А. К вопросу о Баскальском покрове в Юго-Восточной Грузии. ДАН СССР, 83, № 5, 1952.
- Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. «Геотектоника», № 6, 1971.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области Юга Европы Западной Азии и Кубы. «Наука», М., 1974.
- Кокрашвили З. А. О конседиментационных поперечных дислокациях флишевого трога Южного склона Большого Кавказа в пределах Грузии. Сообщения АН ГССР, 81, № 1, 1976.
- Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. Труды ГИН АН СССР, вып. 199, 14. «Наука», 1975.
- Майсатзе Ф. Д. Палеогеографические и тектонические условия формирования эоценовых образований междуречья Риони и Лиахви. Автореферат кандидат. дис. «Мецниереба», Тбилиси, 1970.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», М., 1968.
- Мревлишвили Н. И. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе. Тр. ГИН АН ГССР сер. геол., т. X(XVI), 1957.
- Мчедlishvili К. М. К стратиграфии эоцена Душетского района. Сообщения АН ГССР, 55, № 2, 1969.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», № 4, 1969.
- Ренгартен В. П. Геологические исследования в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923 году. Изв. геол. ком., т. X, № 7, 1924.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин., вып. 148, 1932.
- Ренгартен В. П. Тектоника Большого Кавказа. Кн.: Геология СССР, т. X, ч. I, Геологическое описание, 1941.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. Тр. ГИН АН СССР, вып. 192, «Наука», М., 1968.
- Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. «Наука», М., 1971.
- Рябинин А. Н. К изучению геологического строения Кахетинского хребта. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 69, 1960.
- Ситтерде Л. У. Структурная геология. ИЛ, М., 1960.
- Хаин В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вестник МГУ, № 1, 1969.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», М., 1973.
- Хатискаци Г. Н. К вопросу геологического строения и перспектив нефтегазоносности Горной Кахетии в свете новых данных. Тр. ВНИГНИ, вып. 115, «Недра», М., 1971.
- Хатискаци Г. Н., Чичуа Г. К. О геологическом строении и нефтегазоносности Горной Кахетии. Тезисы докл. научн. сессии Груз. комплексн. лаборат. ВНИГНИ. «Мецниереба», Тбилиси, 1967.
- Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. Тр. Ин-та геол. и минер. АН ГССР, Монографии, № 5, 1954.
- Цагарели А. Л. Мезозой Картлийской впадины. Вопросы геологии Картлийской депрессии. «Мецниереба», Тбилиси, 1970.

- Чичуа Г. К. Новые данные о строении Чинчельского покрова. Матер. по геологии и нефтегазоносности Грузии. Тр. ВНИГРИ, вып. СХV. «Недра», М., 1971.
- Чичуа Г. К. Особенности тектоники Горной Кахетии в связи с ее нефтегазоносностью. Автореферат канд. дис., М., 1975.
- Чичуа Г. К., Татаршвили Л. И., Хатискаци Г. Н., Хананашвили В. С. О геологическом строении западной части Алазанской депрессии и Цив-Гомборского хребта. Сообщения АН ГССР, 70, № 3, 1973.
- Эристави М. С. Грузинская глыба в нижнемеловое время. Тр. Геолог. ин-та АН ГССР, сер. геол., т. VI(XI), 1952.
- Argand E. Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae geol. Helv.*, v. 14, n. 1, 1916.
- Argand E. La tectonique de l'Asie, 1922.
- Badoix H. Mercanton Ch. H. Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médians du Chablais. *Eclogae geol. Helv.* v. 55, n. 1, 1962.
- Benecio E. Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino Centrale e France sottomarine. *Bull. Serv. geol. Italia*, v. 78, 1956.
- Blumenthal M. Le système structural du Taurus Sud-Anatolien. — Livre a la mém. P. Fallot, t. 2, Paris, 1960—1963.
- Brunn J., Dumont J., Graciansky P., Gutnic M., Suteau Th., Lefèvre R., Marcoux S., Poisson A. Structures majeures et correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. — *Bull. géol. Soc. France*, sér. 7, t. XII, n. 3, 1970.
- Bubnoff S. Die Grundfragen in Deckentheorie in den Alpen. Stuttgart, 1921.
- Gignoux M. La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 5, v. 18, n. 8—9, 1948.
- Goguel I. La tectonique de la fond dans la zone externe des Alpes, *Bull. Soc. géol. France*, sér. C, v. 14 n. 1—9, 1944.
- Goguel I. *Traité de tectonique*. Paris, 1952.
- Graciansky P. Ch., de. Existence d'une nappe ophiolitique a l'extrémité occidentale de la chaîne sud-anatolienne: relation avec les autres unités charriées et avec les terrain autochtones (province de Mugla, Turquie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, Sér. D. t. 264, № 52, 1967.
- Günzler-Seifert H. Persistente Brüche in Jura der Wildhorn-Decke des Berner Obserlandes. *Eclogae geol. Helv.*, v. 34, n. 2, 1941.
- Günter-Seifert H. Alte Brüche im Kreide-Tertiär-Anteil der Wildhorn-Decke zwischen Rhone und Rhein. *Cel. Rundschau*. Bd. 40, H. 2. 1952.
- Hubbert M. K., Rabey W. The role of Fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 70, 1959.
- Illhan E. Toros-Zagros folding and its relation to Middle East oil fields. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, N 5, 1967.
- Kober L. *Der Bau der Erde*. Berlin, 1921.
- Lugeon M. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 4, v. 1, 1902.
- Lugeon M. Sur la géologie des Préalpe internes du Simmental. *Eclogae geol. Helv.*, v. 16, n. 1, 1920.
- Mansfield G. Geography, geology and mineral resource of southeastern Idaho. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 152, 1927.
- Rigo de Righi M., Cortesini A. Gravity tectonics in foothills structure belt of South-East Turkey. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, № 12, 1964.
- Schindler C. Zur geologie der Clärnisch. *Beitr. geol. Karte Schweiz*. n. F., Bd. 107, 1959.
- Schneegans D. La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. *Mém. Carte géol.*, France, n. 339, 1938.
- Staub R. *Der Bau der Alpen*. *Beitr. geol. Karte Schweiz.*, n. 1, Bd. 52, 1924.

Staub R. Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipiellen Bedeutung für die Alpengeologie, Glarus, 1954.

Vila J. M. Essai d'interpretation structurale d'un profil transversal du Nord-Est de la Berberie ente les regions d'Annaba (Bône) et de Guelma. Bull. Soc. géol. de France (7), XIII, 1972.



ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|----|
| ВВЕДЕНИЕ | 5 |
| СТРОЕНИЕ АВТОХТОННЫХ ЗОН | 8 |
| ГАГРСКО-ДЖАВСКАЯ ЗОНА | 8 |
| СЕВЕРНЫЙ БОРТ ВОСТОЧНОГО ПОГРУЖЕНИЯ ГРУЗИНСКОЙ ГЛЫБЫ (БАЗАЛЕТИ-ШИРАКСКАЯ ПОДЗОНА) | 14 |
| СТРОЕНИЕ АЛЛОХТОНА | 14 |
| ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ ПОКРОВОВ | 14 |
| Шовско-Пасанаурская подзона | 17 |
| Уцерско-Павлеурский покров | 18 |
| Жинвальско-Гомборская подзона | 20 |
| Алисисорско-Чинчвельтский покров | 20 |
| Садзегурско-Шахветильский покров | 22 |
| Жинвальско-Пховельский покров | 26 |
| Ксанско-Аркальский параавтохтон | 34 |
| СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЛОХТОНА | 41 |
| Западный сегмент (междуречье Риони-Арагви) | 42 |
| Восточный (Кахетинский) сегмент | 63 |
| МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ПОКРОВОВ | 70 |
| ЛИТЕРАТУРА | 76 |

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского Совета Академии наук
Грузинской ССР

Редактор издательства Т. П. Бокучава
Техредактор Э. Б. Бокериа
Корректор Л. К. Абжандадзе

Сдано в набор 18.2.1977; Подписано к печати 1.9.1977; Формат
бумаги 70×108¹/₁₆; Бумага № 1; Печатных л. 8,2; Уч.-издат. л. 7,5;
УЭ 01179; Тираж 600; Заказ 616;

Цена 1 руб. 05 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუშოვის ქ., 19
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუშოვის ქ., 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19