

**Ф.Д. МАЙСАДЗЕ**

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ  
И  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ  
ГРУЗИИ  
В ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ**

**Р**

**F.D. MAISADZE**

**PALEO GEOGRAPHY  
AND  
GEOLOGICAL DEVELOPMENT  
OF GEORGIA  
IN THE PALEOGENE TIME**

**Тбилиси \* Tbilisi  
1999**

*ედღვნება*  
*ჩემი მასწავლებლის*  
*აკადემიკოს*  
*პეტრე გამყრელიძის*  
*ხსოვნას*



*Посвещается памяти*  
*моего учителя*  
*академика*  
***Петра Дианозовича***  
***Гамкрелидзе***



*To*  
*the Memory of my Teacher*  
*Academician*  
***Petre Gamkrelidze***  
  
*(1903 - 1979)*

ს ა ქ ა რ თ ვ ე ლ ო ს მ ე ც ნ ი ე რ ე ბ ა თ ა ა კ ა დ ე მ ი ა  
ა ლ . ჯ ა ნ ე ლ ი ძ ი ს ს ა ხ . ბ ე ო ლ ო ბ ი უ რ ი ო ნ ს ტ ი ტ უ ტ ი

შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 111

ფერანდო მაისაძე

საქართველოს

კალეოგეოგრაფია

და

ბეოლოგიური განვითარება

კალეოგენურ დროში

თ ბ ი ლ ი ს ი ❀ 1999

В работе, на основании нового фактического материала, с учетом данных бурения, детально восстановлена палеогеография и поэтапная история геологического развития Грузии в палеогеновый период. Составлены палеогеографические и литолого-фациальные карты для отдельных эпох палеогена.

В свете концепции новой глобальной тектоники восстановлены доскладчатые размеры палеогеновых флишевых и эпиконтинентальных бассейнов и, тем самым, установлены масштабы их сокращения в результате складчатости и покровообразования. Рассмотрены общие закономерности проявления пиренейской эпохи тектогенеза для Кавказа в целом, а также установлено время, длительность и характер проявления новопиренейской фазы складчатости на исследованной территории. По-новому представляется строение Садзегурской синклинали Жинвальско-Гомборской подзоны. Впервые установлено наличие фаунистически охарактеризованных палеоценовых и нижнеэоценовых отложений в районе Квайсинского рудного поля. Обоснована ведущая роль Рачинско-Вандамской кордильерной зоны в снабжении терригенным материалом флишевого бассейна южного склона Большого Кавказа. Установлены палеогеографические и тектонические условия формирования верхнеэоценовых олистостромов южного склона Большого Кавказа и высказана мысль об их принадлежности к “событийным отложениям”.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.



Редактор - академик **И.П.Гамкрелидзе**

Рецензенты:

Доктор геол.-минер. наук, профессор **Н.С.Мревлишвили**

Доктор геол.-минер. наук, профессор **Р.А.Гамбашидзе**

**АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИИ**  
**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А.И.ДЖАНЕЛИДZE**

**Труды, нов. серия, вып. 111**

**Ф.Д. МАЙСАДZE**

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ**  
**И**  
**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ**  
**ГРУЗИИ**  
**В ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ**

**ТБИЛИСИ ♣ 1999**

The present book deals with detail reconstruction of paleogeography and history of geological evolution of Georgia in the Paleogene time on the base of new factual material and deep drilling data, the description being accompanied by a series of paleogeographic and lithological-facial maps compiled for different epochs of the Paleogene.

In the light of the concept of new global tectonics pre-folding dimensions of the Paleogene flysch and epicontinental basins were reconstructed that allowed to evaluate the degree of their contraction as a result of fold-and thrust formation. The work considers the general regularities of manifestation of the Pyrenean tectogenesis in the Caucasus on the whole including timing, duration and character of display of the Late Pyrenean phases on the study area. In the new light there has been presented the structure of the Sadzeguri syncline of the Jhinvali-Gombori subzone. For the first time the presence of the faunistically dated Paleocene and Lower Eocene sediments in the Kvaisa ore-bearing district has been established. There has been underlined the main role of the Racha-Vandam cordillera zone as a source of clastic material for the flysch basin of the Southern slope of the Greater Caucasus. Paleogeographic and tectonic conditions of deposition of the Upper Eocene olistostromes of the Southern slope have been defined and the idea of their attributing to the "eventual sediments" has been put forward.

The book is intended for broad sections of geologists.



Editor - Academician **I.Gamkrelidze**

Reviewers:

Dr. of geol.-miner. sciences, Prof. **N.Mrevlishvili**

Dr. of geol.-miner. sciences, Prof. **R. Gambashidze**

**ACADEMY OF SCIENCES OF GEORGIAN**

**A.DJANELIDZE GEOLOGICAL INSTITUTE**

**Proceedings, New series, Vol. 111**

**FERANDO D. MAISADZE**

**PALEOGEOGRAPHY  
AND  
GEOLOGICAL DEVELOPMENT  
OF GEORGIA  
IN THE PALEOGENE TIME**

**TBILISI ♣ 1999**

**СОДЕРЖАНИЕ**  
**CONTENTS**

ВВЕДЕНИЕ .....	9
<b>ГЛАВА 1</b>	
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ .....	11
<b>ГЛАВА 2</b>	
ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ	
Южный склон Большого Кавказа .....	22
Грузинская глыба ... ..	72
Артвинско-Болнисская глыба и Локско-Карабахская зона .....	84
<b>ГЛАВА 3</b>	
ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	
Палеоцен .....	88
Нижний эоцен .....	96
Средний эоцен .....	99
Верхний эоцен .....	111
Олигоцен .....	133
<b>ГЛАВА 4</b>	
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ .....	139
<b>ГЛАВА 5</b>	
О ПИРЕНЕЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НА КАВКАЗЕ .....	180
ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ .....	186
<b>PRINCIPAL STAGES IN THE GEOLOGIC HISTORY OF GEORGIA IN THE PALEOGENE .....</b>	<b>188</b>
ЛИТЕРАТУРА .....	201
REFERENCES	



## ВВЕДЕНИЕ

Территория Грузии - часть Кавказской складчатой области, характеризующаяся сложным тектоническим строением и не менее сложной историей геологического развития. Палеоген, особенно его вторая половина (поздний эоцен - олигоцен), является одним из переломных этапов в истории геологического развития не только Кавказа, но всей Альпийской складчатой системы в целом. В течение пиренейской эпохи тектогенеза начали формироваться основные морфоструктурные элементы, во многом предопределившие в дальнейшем современное строение рассматриваемого региона.

Восстановление палеогеографической картины и этапов истории геологического развития территории Грузии в течение палеогенового времени связано с определенными трудностями.

Во-первых - отложения в результате эрозии частично или полностью размыты, поэтому неодинаково представлены в разных геотектонических зонах, а иногда отсутствуют полностью (антиклинорий Главного Кавказского хребта).

Во-вторых - значительная их часть погребена под молодыми отложениями (Западная и Восточная зоны погружения Грузинской глыбы), а часть перекрыта аллохтонными образованиями (Местийско-Тианетская зона Южного склона Большого Кавказа).

Как известно, для правильного построения палеогеографических и литолого-фациальных карт необходима четкая корреляция разрезов. От степени литолого-фациальной и стратиграфической изученности рассматриваемых образований во многом зависит достоверность последующих выводов.

Возраст свит, слагающих палеогеновые образования рассматриваемой территории, относительно достоверен. Однако степень их стратиграфической и палеонтологической изученности намного выше литолого-фациальной. Исключения составляют лишь вулканогенно-осадочные образования Аджаро-Триалетской зоны.

В результате многолетних работ автором составлены детальные литолого-стратиграфические и структурные разрезы (за исключением Аджаро-Триалетской зоны, материалы по которой заимствованы из литературных источников) с учетом существующего фактического материала.

Установлены основные морфоструктурные элементы, в частности, области суши и осадконакопления, подводные поднятия, погруженные участки бассейнов и др.

Изучение литолого-фациального характера палеогеновых отложений позволило выявить закономерности их изменения в пространстве и во времени.

Микроскопически были изучены породы, в значительном количестве содержащие обломочный материал и терригенную примесь (псефитолиты, псаммитолиты), дающие наиболее ценную информацию для палеогеографических реконструкций.

В отдельных случаях установлен литологический характер и возраст пород, слагающих древние области размыва.

Результаты исследований нашли свое отражение на палеогеографических и литолого-фациальных картах (м-б 1:600 000), составленных для отдельных эпох палеогена. Это и закономерности изменения условий осадконакопления во времени и пространстве во многом будут способствовать проведению целенаправленных поисково-разведочных работ различных полезных ископаемых, особенно в тех районах, где палеогеновые отложения погребены под молодыми образованиями или перекрыты аллохтонными пластинами.

Учитывая, что с палеогеновыми образованиями связаны стратегические для Республики Грузия полезные ископаемые (нефть, газ, марганец), значимость проведенных работ для решения практических задач становится более очевидной.

Автор искренне благодарит за постоянные консультации академика И.П. Гамквелидзе, а также Д.Ю.Папова и Г.Ш.Надарейшвили, за ценные замечания при подготовке настоящей работы, и Н.Ш.Салуквадзе за совместные геологические наблюдения.

## Г Л А В А 1

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

На территории Грузии, за исключением Антиклинория Главного Кавказского хребта, палеогеновые отложения в той или иной степени развиты во всех геотектонических единицах (рис. 1.).

В наиболее сложных тектонических условиях они находятся в пределах Южного склона Большого Кавказа, где современные их выходы встречаются в Гагрско-Джавской и Местийско-Тианетской зонах. В последней, в связи с ее покровным строением, особенно затруднено установление первичной картины литолого-фациальной зональности и восстановление палеогеографической обстановки.

Как известно, покровное строение восточной части южного склона Большого Кавказа впервые было отмечено В.П.Ренгартенем (1924), который в своих трудах и в дальнейшем развивал эту идею (1932,1941). Для рассматриваемой зоны аналогичных выводов придерживался и Н.Б.Вассоевич (1930,1932, 1940<sub>1</sub>, 1940<sub>2</sub>,1941), достаточно убедительно показавший в своих исследованиях шарьяжное строение южного склона Большого Кавказа.

В последующие годы покровное строение рассматриваемой зоны отвергалось всеми исследователями, работавшими в данном районе (Кахадзе, Канделаки,1946; Джанелидзе,1950; Варенцов,1950; Адамия,1958; Шириашивили и др., 1959; Булейшвили,1960 и др.).

Возрождение концепции покровного строения южного склона Большого Кавказа связано с 60-ми годами, когда Г.Н.Хатискаци и Г.К. Чичуа (1967) в пределах Горной Кахетии подтвердили наличие там тектонических покровов. П.Д.Гамкрелидзе (1970) было высказано мнение об аналогичном строении других частей Местийско-Тианетской зоны, что подтвердилось работами И.П.Гамкрелидзе (1970), Ф.Д.Майсадзе (1970), Д.Н.Канделаки (1975), М.Г.Леонova (1975) и др.

В специальной работе, посвященной тектоническим покровам южного склона, выполненной П.Д.Гамкрелидзе и И.П.Гамкрелидзе (1977), дается обобщение всего существующего материала по этому вопросу и предложена новая схема расположения тектонических покровов южного склона Большого Кавказа. На южном склоне Большого Кавказа, как уже отмечалось, палеогеновые образования развиты в **Жинвальско-Гомборской подзоне Местийско -Тианетской зоны**. Здесь вместе с меловыми флишевыми отложениями они слагают отдельные покровы Южного склона.

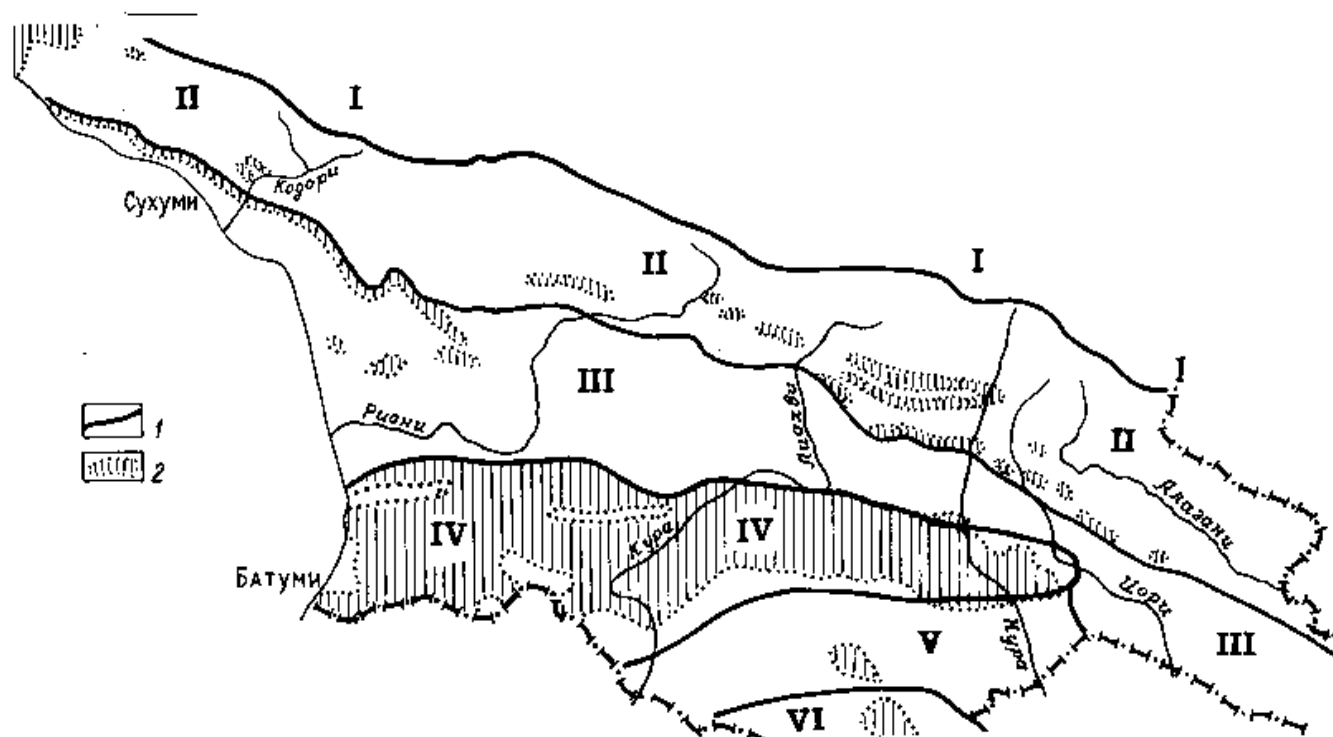
Жинвальско-Гомборская подзона, как и вся Местийско-Тианетская зона, характеризуется сложным тектоническим строением.

Самым северным покровом Жинвальско-Гомборской подзоны, где сохранились палеогеновые отложения является Алисисгорско-Чинчвельтский, обнаженный лишь в междуречье Арагви и Иори, восточнее конседиментационного разлома, проходящего примерно по линии современного ущ. р.Арагви (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе,1977).

По данным Г.Н.Хатискаци и Г.К.Чичуа (1967), в Алисисгорско-Чинчвельтском покрове выделяются три разобщенных эрозией покровов: Алисисгорский, Пантианский и Чинчвельтский. По нашим данным (И. Гамкрелидзе, Майсадзе, 1991), к этому же покрову относится и Бодавская (Лалаурская) чешуя. В рассматриваемом покрове представлены лишь палеоценовые отложения Кветерской и Шахветильской свит, сохранившиеся в мульдах синклиналей. Более молодые отложения в Алисисгорско-Чинчвельтском покрове отсутствуют, хотя можно допустить, что они отлагались в эоценовое время и были уничтожены последующей эрозией (П.Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977). Скорее всего здесь осадконакопление происходило в первой половине позднего эоцена, т.е. до начала проявления пиренейской складчатости, в результате которой Алисисгорско-Чинчвельтская структурно-фациальная зона становится областью размыва.

Основная часть палеогеновых флишевых образований развита в расположенном южнее Садзегурско-Шахветильском покрове. В его строении принимают участие палеоценовые кветерская и шахветильская, нижне- и среднеэоценовая квакеврискхевская и верхнеэоценовая ильдоканская свиты.

Рассматриваемый покров представлен Садзегурской синклиналью, которую до последнего времени считали асимметричной структурой, с опрокинутым



*Рис.1. Схема тектонического районирования Грузии  
(по П.Гамкредидзе, 1975, с упрощениями)*

*1 - граница тектонических единиц; 2 - естественные выходы палеогеновых отложений; I - Антиклинорий Главного Кавказского хребта, II - Южный склон Большого Кавказа, III - Грузинская глыба, IV - Аджаро-Триалетская складчатая зона, V - Артвинско-Болнисская глыба, VI - Локско-Карабахская слабоскладчатая зона*

на юг северным крылом. Однако наши исследования показали, что эта синклиналь осложнена внутривокровными надвигами, в результате которых значительная часть палеогеновых отложений северного крыла складки перекрыта надвинутыми меловыми и, частично, палеогеновыми же образованиями. Поэтому здесь из разрезов выпадают отдельные стратиграфические единицы палеогена (см. разрезы по рр. Алеура и Ксани).

Восточнее р.Арагви, в Кахетинской зоне, палеогеновые отложения Садзегурско-Шахветильского покрова почти полностью перекрыты более северными покровами (Уцерско-Павлеурским и Алисисгорско-Чинчвельтским). Их выходы на дневную поверхность впервые были отмечены еще Н.Б.Вассоевичем (1933) в тектонических окнах и полуокнах. Такая картина наблюдается в Иоланасхевском и Баканском тектонических окнах и Уканавельском тектоническом полуокне. В остальной части Кахетинской зоны наличие палеогеновых отложений Садзегурско-Шахветильского покрова под надвинутым Алисисгорско-Чинчвельтским покровом устанавливается лишь данными бурения (скв. Шуа-Гора I и др.).

Расположенный южнее Жинвальско-Пховельский покров, в основном, сложен меловыми флишевыми отложениями. Палеогеновые же образования сохранились лишь в виде небольших выходов в мульдах синклиналей и представлены породами палеоцен-среднеэоценового возраста. В западной части покрова (с.Зонкари, гор.Орбодзала, гор.Рехи) присутствуют и верхнеэоценовые олистоостромы, однако, как предполагает Д.Н.Канделаки (1975), они находятся во вторичном залегании. Эту точку зрения разделяем и мы и считаем, что их настоящее местонахождение обусловлено ретронадвигом тектоно-гравитационного происхождения.

В Кахетинском сегменте восточным продолжением Жинвальско-Пховельского покрова является Кахетинская зона, местами полностью перекрывающая Ксанско-Аркальский паравтохтон. Отложения последнего в виде свиты кинта в упомянутой зоне выступают на поверхность в тектонических окнах и полуокнах.

В Кахетинской зоне Г.Н.Хатискаци и Г.К.Чичуа (1967) выделили Цивгомборский покров, в который объединяют отдельные чешуи.

Эта зона представляет собой единую пластину, эрозией расчлененную на Ананурско-Сионскую (западная), Цивгомборскую (центральная) и Даралавско-Пховельскую (восточная) (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе. 1977).

Ксанско-Аркальский паравтохтон, расположенный в самой южной части Жинвальско-Гомборской подзоны, выделяется специфическими особенностями.

В отличие от покровов Жинвальско-Гомборской подзоны, в строении которых принимали участие флишевые образования, в Ксанско-Аркальском паравтохтоне присутствуют уже субплатформенные отложения. Однако по характеру истории геологического развития эта часть Южного склона имеет много общего с остальными частями Жинвальско-Гомборской подзоны. В частности, она с аптского времени (до этого являвшаяся северной частью Гагрско-Джавской зоны) также вовлекается в погружение и становится наиболее южной частью Жинвальско-Гомборской подзоны (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977).

В северной части Ксанско-Аркальского паравтохтона, наряду с нормально-осадочными отложениями палеогена развиты верхнеэоценовые олистостромы, находящиеся с ними в тектоническом контакте. Исключение составляют отдельные их выходы, развитые севернее надвига флишевых отложений (с.Зонкари, гор.Орбодзала, гор.Рехи). Некоторые исследователи олистостромы относили к образованиям дикого флиша и считали их частью Жинвальско-Пховельского покрова (Леонов,1975; П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977 и др.). Однако, как будет показано далее, они представляют собой северную фацию Ксанско-Аркальского паравтохтона и являются восточным продолжением аналогичных образований Гагрско-Джавской зоны (междуречье Риони и Лиахви).

Нормально-осадочные отложения в рассматриваемом паравтохтоне в основном средне- и верхнеэоценового и, в меньшей степени, палеоцен - и нижнеэоценового возраста.

В Кахетинской зоне в строении Ксанско-Аркальского паравтохтона, наряду с олистостромами, принимают участие породы свиты кинта, обнажающиеся в тектонических окнах и полуокнах.

**В Гагрско-Джавской зоне** обнажается часть палеогеновых отложений в виде небольших изолированных выходов в Абхазской, Северной и Амзарско-Мухурской подзонах.

**А б х а з с к а я п о д з о н а** охватывает горную Абхазию и восточное окончание Адлерской депрессии. Как известно, о геотектонической природе данной подзоны нет единого мнения среди исследователей. М.С.Эристави (1961) эту подзону считал переходной от глыбы к геосинклинали. Е.Е.Милановский и В.В.Хаин (1963) всю Адлерскую впадину рассматривают как периферический участок межгорной впадины, наложенной на мегантиклинорий Большого Кавказа. П.Д.Гамкрелидзе (1966) и Д.Ю.Папава (1966) ее полностью относят к складчатой системе Южного склона, Ш.А.Адамия (1977) - к Грузинской глыбе.

Рассматриваемая подзона является восточным окончанием Новороссийско-Лазаревского синклинория, большая часть которой находится за пределами Грузии. В ней палеогеновые отложения представлены двумя фациями: флишевой и субплатформенной. Первая из них развита севернее антиклинали Ахцу-Кацирха, в верхних течениях рр.Псоу и Бзыбь.

Развитая южнее субплатформенная фация занимает большую часть Абхазской подзоны и слагает восточное окончание Адлерской депрессии. Литологически она представлена маломощными эпиконтинентальными карбонатными отложениями (палеоцен-низы верхнего эоцена) и сравнительно мощной молассоидной фацией предгорного прогиба (верхний эоцен-олигоцен).

**В С е в е р н о й п о д з о н е** рассматриваемые образования в виде незначительных изолированных выходов сохранились в междуречье Риони и Лиахви, а также в среднем течении р.Кодори, где представлены карбонатными субплатформенными породами палеоцен-эоценового возраста. Среди них выделяются верхнеэоценовые олистостромы, развитые вдоль надвига флишевых образований в междуречье Риони и Лиахви. В депрессионных частях и в мульдах синклиналей сохранились сравнительно мощные отложения майкопской серии (олигоцен-нижний миоцен).

В Амзарско-Мухурской подзоне краевых дислокаций, расположенной южнее вышеотмеченной подзоны, развиты те же фации палеогена, что и в Северной подзоне. Здесь они обнажаются в виде узкой полосы и слагают северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали.

Как известно, эта синклинали, расположенная в междуречье Джоноула и Лухунисцкали, охватывает две геотектонические единицы. Северная часть синклинали расположена в Гагрско-Джавской зоне, а южная - на Грузинской глыбе (Окрибско-Хреитская зона). Границей между ними служит глубинный разлом, проходящий под флексурным северным крылом Рачинско-Лечхумской синклинали (И.Гамкрелидзе, 1969). Если в фациальном отношении эта граница не улавливается, то в структурном отношении она выражена довольно четко.

Западная часть синклинали имеет широкую мульду, которая к востоку суживается, а затем постепенно вновь расширяется. Мульда синклинали заполнена неогеновыми отложениями. В строении же обоих крыльев складки, наряду с меловыми породами, принимают участие палеогеновые отложения. Последние в пределах Лечхуми представлены всеми ярусами палеогена, а на востоке - в Раче - в основном средним эоценом и олигоценом.

Таким образом, в пределах южного склона Большого Кавказа палеогеновые образования представлены флишевой, флишеидной и субплатформенной фациями.

На Грузинской глыбе палеогеновые отложения в основном встречаются в Западной зоне погружения, где они в виде узких полос окаймляют депрессионные участки или же обнажаются в антиклинальных структурах.

На территории Абхазии они развиты в Очамчирской и Гудаутской депрессиях.

В Самегрело рассматриваемые отложения встречаются в основном в пределах Одишского блока и отчасти в Асхском и Абашском блоках, принимая участие в строении Уртинской, Экской, Нокалакевской и Абедатской антиклиналей и Комианетской, Нокалакевской и Центрально-Мегрельской синклиналей.

Выходы палеогеновых отложений встречаются также в Сатанджойской и Цхемискарской антиклинальных структурах и Дихазурской синклинали. Восточнее они слагают южное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали. На остальной части Западной зоны погружения присутствие палеогеновых отложений, погребенных под неоген-четвертичными образованиями, устанавливается данными бурения.

В Окрибско-Хреитской зоне рассматриваемые отложения развиты в Асхском, Шаорском и, отчасти, в Окрибском блоках.

В Восточной зоне погружения Грузинской глыбы палеогеновые отложения обнажаются в основном по южной периферии Мухранско-Тирифонского блока, вдоль его границы с Аджаро-Триалетской зоной, а на остальной части погребены под мощными неоген-четвертичными образованиями, вместе с которыми слагают Куринскую впадину.

Информацию о характере и глубине погруженных частей Западной и Восточной зон погружения, перекрытых мощными неоген-четвертичными образованиями можно получить с помощью буровых и геофизических данных, в частности, методом преломления волн. Несмотря на то, что этот метод позволяет получить характеристику осадочного чехла лишь в первом приближении, он все же

дает возможность судить о глубинном строении этих погребенных участков (Н.Гамкредидзе, 1988).

В пределах Верхне- и Среднекуруинского прогибов молодые молассовые образования залегают на различных горизонтах нижнего и среднего палеогена и, отчасти, на верхнемеловых породах (в Картли, в Алазанской депрессии).

Отрывочные данные о характере палеогеновых отложений в восточной части Верхнекуруинского прогиба имеются по междуречью Иори и Куры на территории Азербайджана. Там в антиклинальных структурах (Саждагорская, Таредальская и др.) под постплиоценовыми и олигоценными отложениями бурением вскрыты верхнеэоценовые породы. Палеоцен и эоцен представлен карбонатными глинами, мергелями и алевролитами с прослоями и пачками песчаников и брекчии типа “конгломератов запутанного напластования” (Мгеладзе, 1991).

Аджаро-Триалетская зона, в которой широко развиты палеогеновые образования, по схеме тектонического районирования Грузии (П.Гамкредидзе, 1975) подразделяется на северную, центральную и южную части. Как показали дальнейшие исследования, кроме поперечной зональности, по характеру и степени дислоцированности пород, наблюдается различие и в латеральном направлении, что обусловило подразделение этой зоны на западный, центральный и восточный сегменты (И.Гамкредидзе, 1976).

Западный сегмент, охватывающий западную и центральную части Месхетского (Аджаро-Имеретинского) хребта, полностью сложенный палеогеновыми образованиями, характеризуется сравнительно несложной тектоникой.

Севернее Месхетского хребта развита Гурийская синклиналиная депрессия, охватывающая Гурийскую и Чаквинско-Саирмскую подзоны.

Примечательной чертой большинства развитых здесь структур является их погружение в сторону Черного моря.

Центральный сегмент, включающий в себя восточную часть Месхетского хребта и Триалетский хребет (за исключением его восточного окончания), выделяется более сложным тектоническим строением. В нем четко выражено центральное блоковое поднятие, в пределах которого обнажаются наиболее древние члены палеогена и мела. Севернее и южнее этого поднятия развиты кулисообразно замещающие друг друга протяженные складки (И.Гамкредидзе, 1976).

Еще южнее расположена Ахалцихская депрессия, которая характеризуется своеобразной тектоникой, отличающейся от смежной, северной части. В частности, если на севере, в пределах Месхетского хребта развиты протяженные складки, то для Ахалцихской депрессии характерны короткие, не выходящие за пределы депрессии складки.

Сурамско-Гокцихурский надвиг, проходящий на границе Аджаро-Триалетской зоны с Грузинской глыбой, представляет собой сочетание разного типа тектонических нарушений. В частности, в центральном сегменте он носит направленный к северу взбросо-надвиговой характер, к западу переходящий в сдвиго-надвиг, а еще западнее - в Сакраульский тектонический покров с горизонтальной амплитудой до 15 км. В западном сегменте рассматриваемое нарушение



имеет северо-восточное складчато-чешуйчатое строение с горизонтальной амплитудой тектонического покрова в 11 км (Башалейшвили и др., 1982).

Для восточного сегмента характерно общее погружение складок на восток и их выполаживание. Характерная для Аджаро-Триалетской зоны поперечная зональность, здесь выражена слабо.

На Артвинско-Болнисской глыбе, характеризующейся блоковым строением, палеогеновые отложения распространены весьма ограниченно, встречаясь в восточной ее части, в пределах Болнисского блока, на границе с Аджаро-Триалетской зоной. По фаціальным и структурным признакам они являются переходными между глыбой и складчатой зоной и принимают участие в строении несложных пликативных структур.

Более широко палеогеновые образования развиты в Локско-Карабахской слабоскладчатой зоне. Развитые к югу и юго-западу от Локского массива, они характеризуются моноклиальным юго-западным падением и несложной тектоникой.

**Орхевский надвиг.** Рассмотрение этого надвига обусловлено тем, что в ряде работ (Копп и др., 1989, Адамия и др., 1991) его возраст - доакчагыльский - определяется по-новому как четвертичный.

Учитывая научную и практическую значимость данного вопроса, нам представляется интересным рассмотрение тех аргументов и фактического материала, которые позволили вышеупомянутым исследователям прийти к данному заключению.

Однако прежде необходимо вкратце коснуться и Главного флишевого надвига, т.к. нет единого определения этих двух крупных структур южного склона Большого Кавказа.

Главный надвиг флишевых образований впервые был выделен Н.Б.Вассоевичем (1931, 1933) под названием Ильдоканского надвига.

Восточнее р. Диди Лиахви от данного надвига была отделена южная его ветвь, известная как Орхевский надвиг. Сам Ильдоканский надвиг, по Н.Б.Вассоевичу, проходил между Чиаурской и Кахетинской зонами.

В результате последующих исследований, существующие ранее представления о тектоническом строении южного склона Большого Кавказа, в том числе и о Местийско-Тианетской зоне частично или полностью изменились. В частности, выяснилось, что Кахетинская зона, которую Н.Б.Вассоевич (1931) относил к флишевым отложениям, представляет собой паравтохтон и складывается субплатформенными образованиями (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977). Она начинается восточнее р. Диди Лиахви и охватывает Азербайджанскую территорию и выделена под названием Ксанско-Аркальского (Кинта-Пховельского) паравтохтона.

Как известно, фронтальная линия шарьяжного комплекса южного склона Большого Кавказа представляет собой тектоническую поверхность в подошве разных шарьяжных пластин, а не единую надвиговую плоскость. В западной части она соответствует подошве Уцерско-Павлеурского шарьяжа, вдоль которой находится в тектоническом контакте с Гагрско-Джавской зоной (междуречье Риони и Лиахви). Восточнее флишевые образования представлены Жинвальско-

Пховельским (междуречье Лиахви и Пшавская Арагви) и Алисисгорско-Чинчвельтским (Кахетинский регион) покровами, которые перекрывают соответственно Ксанско-Аркальский паравтохтон и Грузинскую глыбу.

Чтобы избежать недорозумения, связанного с наименованием подошвы шарьяжа, выходящей на поверхность в тектонических окнах и полуокнах в различных географических пунктах, Главный надвиг флишевых отложений на отдельных отрезках развития был выделен по наименованию соответствующих тектонических пластин (Уцерско-Павлеурский, Садзегурско-Шахветильский, Жинвальско-Пховельский, Алисисгорско-Чинчвельтский надвиги). Что же касается надвига, ограничивающего с юга паравтохтон, то он выделен как Ксанско-Аркальский (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977).

Здесь встает вопрос, что же представляет собой Орхевский надвиг, который частично потерял свое первоначальное определение. Если учесть, что данный термин широко укрепился в литературе, то по нашему мнению, желательно было бы его оставить в употреблении синонимом Ксанско-Аркальского надвига.

Таким образом, Ксанско-Аркальский (Кинта-Пховельский) паравтохтон с обеих сторон ограничен разломами - с севера Главным надвигом флишевых отложений, а с юга - Орхевским (Ксанско-Аркальским) надвигом (рис.2). С помощью последнего субплатформенные отложения паравтохтона надвинуты на мезокавказско-понтические (ширакская свита) и более древние молассовые образования Грузинской глыбы. Главный надвиг флишевых отложений, который моложе Орхевского надвига, часто полностью перекрывает Ксанско-Аркальский паравтохтон, в следствие чего флишевые отложения в этих местах находятся в тектоническом контакте непосредственно с отложениями Грузинской глыбы (рис.2).

Обе эти разломные структуры в свою очередь трансгрессивно перекрываются алазанской серией (акчагыл-апшерон), что зафиксировано в разных местах Кахетинского региона (Булейшвили, 1960; Чичуа, 1975; П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977 и др.). Это позволило ученым сделать заключение о доакчагылском возрасте покровообразования на южном склоне Большого Кавказа.

Однако, как уже отмечалось, в последнее время появилась иная точка зрения на возраст Орхевского надвига.

В результате полевых наблюдений в окр. г.Манависциви и дешифровке аэро- и космических снимков, М.Л.Копп с соавторами (1989) пришли к выводу, что Орхевский надвиг нельзя считать "запечатанным" алазанской серией. По их наблюдениям, между ширакской и алазанской толщами отсутствует серьезное угловое несогласие и алазанская серия погружается под сильно дислоцированную свиту кинта (олигоцен-нижний миоцен).

По нашим наблюдениям, в районе г.Манависциви и прилегающих его участках, непосредственный контакт между этими разновозрастными образованиями не обнажается. Здесь, в северной полосе развития алазанской серии, вблизи свиты кинта, там где можно измерить углы падения, они всегда имеют южное падение, что зафиксировано и на геологических картах разных авторов (Сепашвили, Папава, Чичуа). Это скорее всего указывает на перекрытие свиты кинта алазанской серией, а не наоборот, как это представляют указанные авторы.

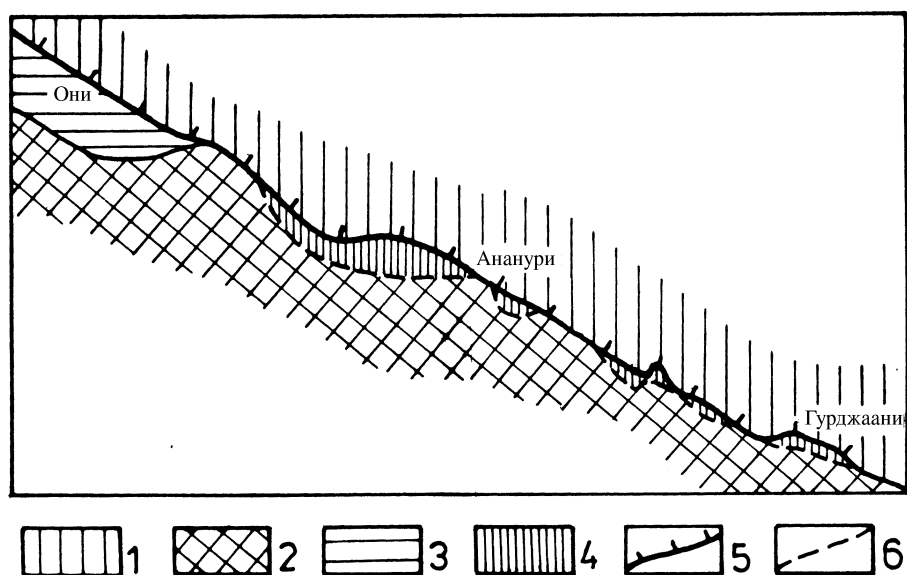


Рис. 2. Схема распространения Орхевского надвига.

1 - Местийско-Тианетская зона; 2 - Грузинская глыба; 3 - Гагрско-Джавская зона; 4 - Ксанско-Аркальский паравтохтон; 5 - главный надвиг флишевых отложений; 6 - Орхевский (Ксанско-Аркальский) надвиг.

В районе строящейся плотины на р.Лакбе Ш.А.Адамия с соавторами (1991) пришли к выводу о четвертичном возрасте Орхевского надвига. Такое заключение в основном основывается на анализе буровых данных и результатах полевых наблюдений.

По их мнению свита кинта надвинута с севера на алазанскую серию, хотя в природе непосредственный контакт между этими разновозрастными образованиями не обнажается (см. рис.13).

Скважина (<sup>1</sup> 10), заложенная в алазанской серии, в 250-300 м южнее от предполагаемого контакта свиты кинта и алазанской серии, прошла 1200 м (не дойдя до подошвы). Если учесть, что мощность свиты кинта возможно составляет 1200-1400 м, то заключение авторов о том, что алазанская серия погребена и упирается в плоскость разлома (Орхевского), является естественным, т.к. на небольшом расстоянии (250-300 м) подошва алазанской серии не может выйти на дневную поверхность.

Другая буровая скважина (<sup>1</sup> 11), южнее с.Кодамо, после прохождения свиты кинта (220 м), вскрыла отложения мела, а затем - конгломераты, которые датируются акчагыл-апшероном.

Таким образом, вышеприведенный материал однозначно указывает на четвертичный возраст Орхевского надвига.

Но здесь встает вопрос, насколько достоверен акчагыл-апшеронский возраст конгломератов и глин, вскрытых буровыми скважинами.

Этот вопрос в свою очередь связан с проблемой - можно ли по керновому материалу (взятого через большие промежутки), в котором отсутствует фауна, различить друг от друга фациально схожие молассовые образования алазанской и ширакской свит или более древние аналогичные отложения.

Ширакская свита и алазанская серия достаточно хорошо изучены (Булейшвили, 1960; Чичуа, 1975; Чубинишвили, 1982 и др.). Хотя они в латеральном и вертикальном направлении характеризуются заметной изменчивостью, в естественных обнажениях по ряду характерных для них признаков их можно различить. В частности, в конгломератах ширакской свиты (занимающих верхнюю часть) присутствуют обломки вулканогенных пород основного состава, в то время как в алазанской серии они отсутствуют. Алазанская серия в основном сложена гальками меловых карбонатных пород и сравнительно слабо сцементирована.

Как видно из приведенной общей характеристики этих двух образований, несмотря на существующие между ними различия, они в целом представлены одинаковой фацией - конгломератами и глинами.

Если учесть, что в материалах скважин фаунистические данные отсутствуют и что эти образования литологически и петрографически не изучены, то по нашему мнению, различить эти разновозрастные образования по керновому материалу не представляется возможным. Соответственно, какие-либо существенные геологические заключения, основанные на них, неприемлимы.

Геологическая картина у строящейся плотины на р.Лакбе (см. рис. 13), по нашему мнению, не позволяет утверждать или отрицать наличие там разлома между свитой кинта и алазанской серией. Однако с полной уверенностью можно сказать, что в четвертичном периоде там, в полосе соприкосновения алазанской серии и свиты кинта, происходили тектонические движения, выразившиеся в вертикальном расположении слоев обоих образований.

Учитывая, что в Кахетинском регионе в разных местах алазанская серия незначительными углами падения трансгрессивно перекрывает более древние отложения, в том числе и свиту кинта, нам кажется более вероятным, что существующая в настоящее время геологическая картина на р.Лакбе является исключением и она носит локальный характер.

Существующий фактический материал, по нашему мнению, не позволяет пересмотреть вопрос о возрасте Орхевского надвига. Следовательно, представление о том, что на южном склоне Большого Кавказа завершение покровообразования связано с роданской фазой тектогенеза (до акчагыла), по всей вероятности, остается в силе.

## ГЛАВА 2

### ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

#### ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Как уже отмечалось, в пределах южного склона Большого Кавказа палеогеновые образования развиты в двух тектонических зонах: Местийско-Тианетской и Гагрско-Джавской.

#### Местийско-Тианетская зона

В Местийско-Тианетской зоне интересующие нас отложения встречаются лишь в Жинвальско-Гомборской подзоне.

#### Жинвальско-Гомборская подзона

В рассматриваемой подзоне палеогеновые образования распространены широко и представлены флишевой (Алисисгорско-Чинчвельтский, Садзегурско-Шахветильский и Жинвальско-Пховельский покровы) и субплатформенной (Ксанско-Аркальский паравтохтон) фациями.

Описание разрезов для Жинвальско-Гомборской подзоны приводится по фациям.

#### **Флишевая фация**

#### Ущ. р.Патара Лиахви

Разрез составлен в основном вдоль автомобильной дороги по правому берегу р.Патара Лиахви.

Юго-восточнее с.Ацерисхеви, в балке правого притока р.Патара Лиахви с северо-востока на юго-запад наблюдается следующая последовательность пород (рис. 3):

1. Спорадические обнажения белых пелитоморфных известняков и зеленых мергелей.
2. Ритмичное чередование турбидитов и пелагических (фоновых) отложений. Последние представлены карбонатными алевритовыми аргиллитами (30-35 см). Турбидиты слагаются карбонатными граувакково-кварцевыми песчаниками (50-10 см), характеризующимися полосчатой текстурой. В нижней части толщи (слои опрокинуты на юг и разрез составлен стратиграфически по восходящему направлению) среди глинистых сланцев присутствуют несколько прослоев доломита, мощность одного из которых достигает 0,5 м.

В песчанике нижней части толщи была обнаружена микрофауна верхнего эоцена *Globigerina bulloides* Orb., *Globigerapsis index* (Finl.), *Globigerapsis tropicalis* (Benn. et Blow).<sup>1</sup> Аз. пад.  $15-20^{\circ} \angle 35^{\circ}$  ... 80 м.

Перерыв ... 160-170 м.

Продолжается разрез вдоль новой автомобильной дороги, проходящей по правому склону р.Патара Лиахви от с.Верхний Зонкари к с.Ацерисхеви.

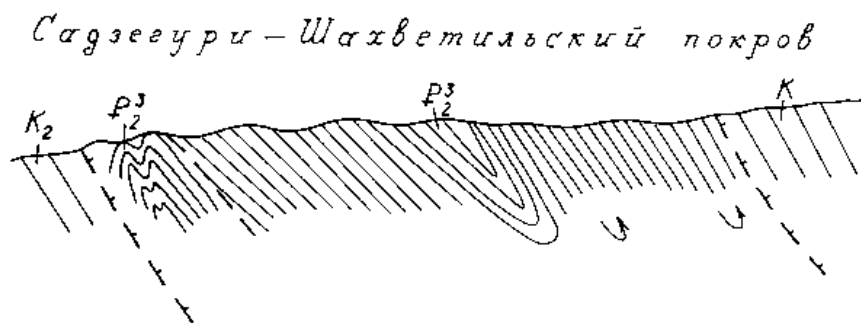


Рис. 3. Схематический профиль флишевых отложений по ущ. р.Патара Лиахви

3. Чередование пелагических карбонатных песчаных аргиллитов (20-30 см), плотных, частично рассланцованных мергелей (7-15 см) и карбонатных кварц-граувакковых песчаниковых турбидитов (10-15 см). Последние присутствуют в подчиненном количестве и характеризуются хорошо выраженной сланцеватостью. Отдельные прослои (3-5 см) мелкообломочных конгломератов и гравелитов придают толще облик грубого флиша. Гравеллиты по нисходящему разрезу постепенно переходят в песчаники, тем самым указывая на опрокинутое залегание слоев.

В нижней части толщи в песчаниках была обнаружена микрофауна: *Marginulina* sp., *Saracenaria* sp., *Anomalina* sp., *Brotsenella taurica* (Samoil).

В средней части толщи содержатся *Cibicides* sp., *Asterigerina* sp., *Globigerina* sp., *Globigerapsis index* (Finl.).

Приведенная фауна характерна для среднего и верхнего эоцена, поэтому содержание ее в турбидитах указывает на переотложенный характер и датирует толщу верхним эоценом. ... 25-30 м.

Перерыв ... 180-200 м.

4. Чередование карбонатных кварц-граувакковых песчаниковых турбидитов (30-40 см) и пелагических мергелей. Последние, в свою очередь, представлены двумя разновидностями - плотными песчаными мергелями (25-35 см) и сильно рассланцованными мергелями (10-20 см). Присутствуют также прослои глинистых сланцев (15-20 см) и песчаных известняков (40-50 см).

<sup>1</sup> Микрофауна флишевых отложений Жинвальско-Гомборской подзоны в шлифах определена Г.С.Годердзишвили

В песчаниках определены *Cibicides lobatulus* W. et L., *Cibicides dutemples* Orb., *Alabamina* sp., *Globigerina* sp., *Asterigerina* sp., в известняках - *Anomalina* sp., *Brotzenella taurica* (Samoil.), *Cibicides* sp., *Rotalina* sp., *Nonion* sp., *Globigerapsis index* (Finl.).

По перечисленным формам микрофауны возраст толщи определяется верхним эоценом. ... 30-32 м.

5. Фоновые отложения с ритмичным чередованием глауконитовых известняков (7-10 см) и мергелей, представленных плотными (30-40 см) и сильно рассланцованными (10-15 см) разновидностями.

В толще присутствуют отдельные прослои карбонатных песчаниковых турбидитов (5-7 см). . . . . 30-35 м.

Перерыв . . . 120 м.

Разрез продолжается в русле правого притока р.Патара Лиахви.

6. Чередование глауконитовых песчаных известняков (7-20 см) и мергелей (10-15 см). В начале обнажения (2-3 м) слои сильно смяты в мелкие складки, а затем имеют моноклиальное северное падение. . . . 6-8 м.

7. Чередование песчаных известняков (10-15 см) и бескарбонатных глинистых сланцев (10-25 см) с прослоями мергелей (6-8 см). В средней части толщи наблюдается опрокинутая на юг небольшая антиклинальная складка. . . . 30-35 м.

8. Фоновые отложения, представленные плотными сланцеватыми мергелями с прослоями (7-10 см) песчаных известняков и бескарбонатных аргиллитов. В известняках определены *Guroides* sp., *Anomalina* sp., *Anomalina affinis* (Hant.), *Cibicides* sp., датирующие отложения верхним эоценом. . . . 10 м.

9. Чередование плотных сланцеватых (пелагических) мергелей (20-25 см) и карбонатных плагиоклаз-кварцевых песчаниковых турбидитов (10-15 см). В виде прослоев присутствуют песчаные известняки (5-10 см). Мергели заметно преобладают над песчаниками и составляют примерно 80 % от всей толщи. . . . 47-50 м.

10. С тектоническим контактом в виде взброса небольшой амплитуды следует толща, состоящая из плотных и более мягких пелагических мергелей (20-30 см), с которыми чередуются карбонатные плагиоклаз-кварцевые и граувакково-кварцевые песчаниковые турбидиты (15-20 см). В нижней части толщи (30-35 м) наблюдаются мелкая складчатость и разрывные нарушения с небольшими амплитудами, плоскость которых падает в разные стороны. В значительном количестве содержится детрит органического вещества. . . . 35 м.

11. С четко выраженным тектоническим контактом взбросо-надвигового характера, плоскость которого падает на север под углом  $40^{\circ}$ , следует толща, представленная турбидитами, состоящими из плотных карбонатных кварц-граувакковых песчаников (10-12 см) и карбонатных сланцеватых глин (15-20 см). . . . 40 м.

12. Толща, макроскопически с более темной окраской и состоящая из чередования слабокарбонатных аргиллитов, алевролитов и глинистых сл-

анцев. Аргиллиты и глинистые сланцы, являющиеся фоновыми отложениями, часто содержат детрит органического вещества. Алевролитовые турбидиты характеризуются полосчатой текстурой и заметно рассланцованы. . . . 25-

27 м.

13. Плотные бескарбонатные черные аргиллиты с пачкой глинистых сланцев. Аз. пад.  $15-20^{\circ}$ ,  $\angle 65^{\circ}$ . . . . 40-45м.

После небольшого перерыва в обнажении (30-40 м) вдоль автомобильной дороги уже наблюдаются спорадические обнажения меловых флишевых пород.

Толща 1 датируется верхним мелом, толщи 2-13 - верхним эоценом. Возраст последних подтверждается как приведенными выше микрофаунистическими данными (толщи 2,3,4,6,8), так и нуммулитовой фауной (Канделаки, 1975).

Мощность верхнеэоценовых отложений р.Патара Лиахви, слагающие мульду Садзегурской синклинали, составляет 500-600 м. Они являются составной частью Садзегурско-Шахветильского покрова, который с северо-востока частично перекрыт Уцерско-Павлеурским покровом. В свою очередь, Садзегурско-Шахветильский покров надвинут на Жинвальско-Пховельский покров.

Отсутствие в Садзегурско-Шахветильском покрове палеоцен-среднеэоценовых отложений объясняется, по-видимому, их перекрытием северным надвигом.

#### Ущ. р.Меджуда

В басс. р.Меджуда флишевые образования, в том числе и палеогеновые, развиты широко и занимают самую большую площадь в пределах южного склона Большого Кавказа.

Однако в рассматриваемом разрезе палеогеновые отложения обнажаются прерывисто, что затрудняет как выделение отдельных структур, так и установление фациальной зональности.

Разрез составлен с северо-востока на юго-запад вдоль автомобильной дороги. Северо-восточнее с.Квемо Вильда обнажается следующая последовательность пород (рис. 4) :

Светло-серые опрокинутые на юг пелитоморфные известняки с хорошо выраженной слоистостью. Аз. пад.  $40-45^{\circ}$ ,  $\angle 45^{\circ}$

С четко выраженной границей под известняками без каких-либо следов несогласия непосредственно следует толща пелагических отложений в виде темных карбонатных глинистых сланцев, среди которых присутствуют прослой более плотных слабокарбонатных песчаных аргиллитов и карбонатных плагиоклаз-кварцевых песчаниковых турбидитов. Слои опрокинуты на юг. . . . 45-50 м.

Толща тех же опрокинутых на юг карбонатных глинистых сланцев, в которых, наряду с аргиллитами и песчаниками, появляются прослой плотных доломитов, один из которых достигает мощности до 0,5 м. . . . 20 м.



С а д з е з у р и - Ш а х в е т и л ь с к и й п о к р о в

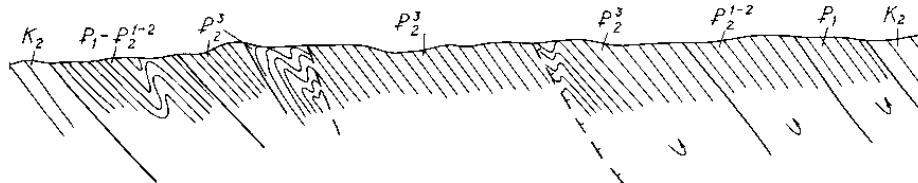


Рис. 4. Схематический профиль флишевых отложений по ущ. р. Меджуда

Южнее с.Квемо Вилда, у правого притока р.Меджуда обнажается небольшой выход следующих пород :

4. Фоновые отложения, представленные ритмичным чередованием плотных известняков (10-15 см) и мергелей (10-20 см). Среди них встречаются прослой темных карбонатных аргиллитов (5-10 см). . . .30-35 м.  
Перерыв . . .350-400 м.
5. Севернее левого притока р.Меджуда, напротив развалин древней крепости обнажается толща, представленная чередованием плотных алевроитовых аргиллитов, карбонатных граувакково-кварцевых песчаников и менее плотных карбонатных аргиллитов. Первые два члена толщи представляют турбидиты, а аргиллиты являются фоновыми образованиями. . . .45 м.
6. Фоновые отложения, представленные чередованием плотных карбонатных аргиллитов, щепковидно-оскольчатых аргиллитов и глинистых сланцев с зернами глауконита. В виде прослоев встречаются песчаные глауконитовые известняки, в которых обнаружены *Valvulinerina sp.*, *Cibicides lobatulus W. et L.*, *Cibicides dutempli Orb.*, *Rotalia sp.*, *Bolivina carinatiformis M.Katsch.* Аз. пад.  $55^{\circ}$ ,  $\angle 35-40^{\circ}$  . . . 20 м.  
Перерыв . . . 80-85 м.
7. Чередование зеленовато-серых мергелей (10-20 см) и плотных песчаных глауконитовых известняков (3-7 см), в которых нередко наблюдается полосчатая текстура. В известняках обнаружены верхнеэоценовые *Globigerina bulloides Orb.*, *Globigerapsis index (Finl.)*, *Globigerapsis tropicalis (Bain et Blow)*. . . 18-20 м.  
Перерыв . . . 600-800 м.

В районе с.Чалис Убани, у левого притока р.Меджуда, вдоль автомобильной дороги обнажаются :

8. Чередование пелагических мергелей, карбонатных аргиллитов и карбонатных граувакково-кварцевых песчаниковых турбидитов. Последние на выветрелой поверхности характеризуются желтовато-серой окраской. В мергелях наблюдается полосчатая текстура и вкрапленники пирита. В верхней части толщи развита мелкая складчатость. . . .40-42м.

9. Чередование плотных алевроитовых мергелей (10-15 см) и карбонатных кварц-плагиоклазовых песчаниковых турбидитов (35-40 см). В подчиненном количестве присутствуют прослои песчаных известняков (5-10 см). В песчаниках наблюдаются вкрапленники глауконита. Мергели характеризуются полосчатой текстурой. В песчаниках обнаружены *Globigerina sp.*, *Globigerapsis index* (Finl.), *Globigerapsis tropicalis* (Bain et Blow), в известняках - *Globigerina bulloides* Orb., *Globigerapsis index* (Finl.), *Globigerapsis tropicalis* (Bain et Blow).

По приведенной фауне описываемая толща датируется верхним эоценом.

... 30-32 м.

10. Ритмичное чередование сланцеватых известняков (5-15 см) и рассланцованных мергелей (15-20 см). В виде прослоев присутствуют карбонатные аргиллиты (3-10 см).

.. 140-150 м.

Перерыв ... 10 м.

11. Грубый флиш, состоящий в основном из конгломерат-брекчий, который подстилается и перекрывается пачками слоистых фоновых пород, представленных чередованием глауконитовых и песчаных известняков и карбонатных аргиллитов. Мощность нижней пачки равна 4, верхней - 6м. Сами конгломерат-брекчии мощностью 15-16 м состоят в основном из обломков известняков (80 %). Остальную часть включений составляют вулканиты основного состава (3-10 см). Обломки известняков мелового флиша не только преобладают количественно, но и характеризуются более значительными размерами и, в среднем, в поперечнике достигают 20-40 см, а в отдельных случаях и больших размеров (до 1 м). Основная часть включений носит следы переработки, особенно мелкие обломки.

Пространство между большими обломками заполнено крупнообломочными гравелитами, цементом которых являются слабокарбонатные пелитолиты.

Процентное соотношение обломков и матрикса в конгломерат-брекчиях составляет 40 на 60 %.

В верхней части слоистых пород, перекрывающих конгломерат-брекчии, в известняках обнаружены верхнеэоценовые *Saraceneria sp.*, *Cibicides sp.*, *Nonion sp.*, *Globigerina sp.* Аз.пад.215<sup>0</sup>, ∠70<sup>0</sup>... .. 25 м.

Учитывая, что углы падения толщ 10 и 11 противоположные, надо предполагать существование между ними тектонического контакта взбросового характера, который в природе не обнажается. Наличие здесь антиклинальной складки исключается по той причине, что конгломерат-брекчии отсутствуют в толще 10.

В описанном разрезе толща 1 принадлежит к мелу, толщи 2,3 - к палеоцену, 4 - к среднему эоцену, 5-7 - к верхнему эоцену северного крыла Садзегурской синклинали, 8-11 - к верхнему эоцену южного крыла синклинали.

Разделение верхнеэоценовых отложений на северную и южную фации (соответствующих северному и южному крыльям Садзегурской синклинали) обусловлено как их фаціальным анализом, так и корреляцией с разрезом р.Алеура, где это различие, как это будет показано далее, выражено наиболее четко.

В верхнеэоценовых отложениях северного крыла (толщи 5-7) преобладают фоновые отложения (мергели, карбонатные аргиллиты, известняки), определяющие флишеидный характер этой части ильдоканской свиты. В южном же крыле возрастает роль турбидитов (толщи 8-11). В свите присутствуют также отдельные пачки грубого флиша (толща 11), занимающие верхнюю ее часть.

Между этими фациями проходит надвиг, в результате чего северное крыло синклинали частично перекрывает мульдую складки.

Что же касается надвига между Уцерско-Павлеурским и Садзегурско-Шахветильским покровами, то он проходит внутри верхнемеловых флишевых отложений. Этим, по-видимому, можно объяснить тот факт, что в разрезе р.Меджуда палеоцен-среднеэоценовая часть северного крыла Садзегурской синклинали сохранилась и не перекрыта меловым флишем.

Южнее вышеприведенного разреза на расстоянии 2400-2600 м обнажаются интенсивно дислоцированные меловые флишевые отложения Жинвальско-Пховельского покрова, в которых развиты опрокинутые на юг асимметричные складки.

Затем, вдоль автомобильной дороги, наблюдается следующее обнажение:

1. Светло-серые пелитоморфные известняки (20-30 см) с прослоями мелкообломочных гравелитов (3-5 см). Аз.пад.  $30-35^{\circ}$ ,  $\angle 70^{\circ}$  . . . 4-5 м.
2. Четко выраженный тектонический контакт в виде зоны смятия мощностью 1,5-2 м, после которого следует чередование плотных карбонатных аркозово-кварцевых песчаников (30-40 см) и песчаных слабокарбонатных аргиллитов (10-20 см). . . 12 м.
3. Чередование темных бескарбонатных аргиллитов (15-20 см) и карбонатных аркозово-кварцевых песчаников (10-20 см). . . 25 м.
4. Чередование плотных плагиоклаз-кварцевых песчаниковых турбидитов и более мягких слабокарбонатных песчаных аргиллитов. Песчаники, мощностью 30-40 см, преобладают над аргиллитами, представленными пачками мощностью 20-30 см. . . 17 м.
5. Интенсивно дислоцированная толща, представленная ритмичным чередованием плотных плагиоклаз-граувакково-кварцевых песчаниковых турбидитов, тефротурбидитов и темных аргиллитов. Встречаются отдельные прослои (в верхней части толщи) мергелей. Песчаники, в среднем мощн. 15-20 см, часто бескарбонатны. Тефротурбидиты мелкообломочны и в основном состоят из обломков вулканогенных пород. Мощность их колеблется в пределах 5-15 см.  
Развита мелкая складчатость, осложненная взбросами небольшой амплитуды, плоскости которых большей частью падают на север.  
В песчаниках нижней части толщи обнаружены *Marginulina sp.*, *Anomalina sp.*, *Anomalina affinis* (Hant), в тефротурбидитах - *Saracenaria sp.*, *Marginulina sp.*, *Lagena sp.*, *Bolivina sp.*, *Nonion sp.* . . 44 м.
6. С тектоническим контактом следует толща, в которой развита мелкая складчатость и взбросы незначительной амплитуды. Сама толща состоит из ритмичного чередования плотных граувакково-кварцевых песчаниковых турбидитов и пелагических известняков и аргиллитов. Присутствуют от-

дельные прослои мергелей. Песчаниковые турбидиты преобладают в нижней части толщи, достигая в отдельных случаях мощн. 0,5 м. В верхней части преобладают известняки мощн. 20-30 см, содержащие терригенную примесь. Аргиллиты играют подчиненную роль и равномерно распределены по всей толще, имея мощн. 10-15 см. Они в основном бескарбонатны.

В одном слое песчаника нижней части толщи обнаружены *Marginulina sp.*, *Anomalina sp.*, *Brotzenella taurica* (Brotz.), *Rotalia georgina* M.Katsch., в другом - *Marginulina sp.*, *Saraceneria sp.*, *Anomalina sp.*, *Rotalia georgina* M.Katsch., датирующие эту толщу верхним эоценом..

Длина обнажения . . .23-25 м.

7. Тектонизированная зона, представленная пелагическими будинированными известняками, карбонатными аргиллитами и турбидитами, слагаемыми мелкообломочными гравелитами. В известняках содержатся *Anomalina sp.*, *Cibicides sp.*, *Rotalia sp.* . . . 4,5 м.

8. С тектоническим контактом следует толща, макроскопически четко отличающаяся от толщи 7 и предствленная светлыми пелитоморфными известняками.

Толща 1 относится к верхнему мелу, толщи 2-7 - к верхнему эоцену, 8 - к верхнему мелу. Принадлежность толщ 2-7 к ильдоканской свите подтверждается не только фаунистически, но и литологически. В частности, они обогащены турбидитами (песчаниками, гравелитами), что так характерно для ильдоканской свиты, особенно ее верхней части.

Вышеописанный выход ильдоканской свиты представляет собой небольшую чешую, с обеих сторон ограниченную надвигами. Влияние тектоники особенно хорошо выражено в южной части обнажения, где развита интенсивная мелкая складчатость и разрывные нарушения взбросового характера.

К югу на расстоянии 900-1000 м продолжается обнажение меловых флишевых пород.

Южнее слияния руч.Бикарисхеви и р.Меджуда наблюдается следующее обнажение:

1. Ритмичное чередование турбидитов, слагаемых карбонатными полевошпатово-кварцевыми и аркозово-кварцевыми песчаниками (10-15 см) и пелагических карбонатных аргиллитов с прослоями мергелей. В песчаниках нижней части толщи обнаружены *Giroidina sp.*, *Globigerina sp.*, *Globigerapsis index* (Finl.), в мергелях - *Anomalina sp.*, *Globigerina sp.*, *Globigerapsis sp.*, *Globanomalina miera* (Col.), датирующие толщу верхним эоценом. Аз. пад. 20-30<sup>0</sup>, <60-70<sup>0</sup>. . . 45-50 м.
2. Ритмичное чередование песчаных мергелей и карбонатных аркозово-кварцевых песчаниковых турбидитов. Среди них встречается несколько прослоев (5-10 см) лито-кристаллокластических туфов, большая часть которых заметно карбонатизирована. . . 110 м.

Толща 1 относится к низам верхнего эоцена, а толща 2 - к среднему эоцену. Возраст последней обоснован лишь наличием прослоев туфов, которые в других разрезах как южного склона Большого Кавказа, так и Грузинской глыбы присутствуют лишь в среднеэоценовых отложениях.

Что же касается нижней части палеогенового флиша южного крыла Садзегурской синклинали разреза р.Меджуда, то она детально описывается в работе Д.Н.Канделаки (1975), где приводятся и фаунистические данные, указывающие на палеоцен-эоценовый возраст пород.

#### Ущ. р.Ксани

На левом берегу р.Ксани, вдоль автомобильной дороги между сс.Цхавати и Садзегури, у родника с севера на юг наблюдается следующая последовательность пород (рис. 5) :

1. Светлые пелитоморфные слоистые (5-10 см) известняки.  
Аз. пад.  $15-20^{\circ}$ ,  $\angle 50-55^{\circ}$ .
2. Грубослоистые (5-6 м) мелкообломочные конгломераты и гравелиты с карбонатным цементом, по нисходящему разрезу (слои находятся в опрокинутом положении) постепенно сменяющимися карбонатными аркозово-кварцевыми песчаниками. Конгломераты состоят в основном из обломков известняков, реже с включениями кремня, песчаника и мергеля. По гранулометрической сортировке материала четко устанавливается опрокинутое залегание слоев.  
... 15 м.

Перерыв ... 140-150 м.

3. Ритмичное чередование темно-серых плотных карбонатных песчаных аргиллитов (30-35 см) и песчаных известняков (5-7 см). Количество последних заметно возрастает и в нижней части (стратиграфически в верхней части) толщи переходит уже в чередование с аргиллитами. Среди них присутствуют прослой карбонатных полевошпатово-кварцевых песчаниковых турбидитов (5-7 см) и песчаных известняков (5-10 см). Вся толща, имеющая моноклиальное северное падение, находится в опрокинутом положении.  
Аз. пад.  $70-75^{\circ}$ , ... 14 м.
4. Чередование бескарбонатных сланцеватых аргиллитов и песчаных известняков, среди которых присутствуют прослой карбонатных полевошпатово-кварцевых песчаниковых турбидитов. В средней части толщи фиксируется мелкая складчатость.  
... 40-45 м.

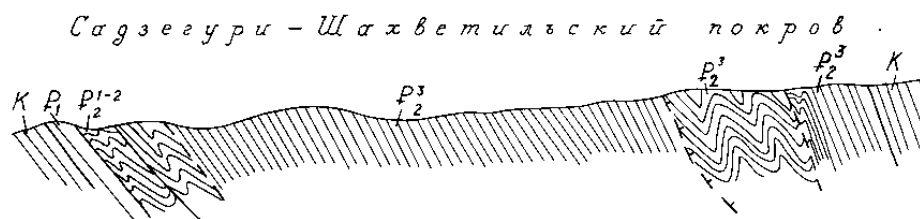


Рис. 5. Схематический профиль флишевых отложений по ущ. р.Ксани

5. Чередование темных бескарбонатных глинистых сланцев и песчаных известняков (20-25 см). В нижней части толщи глинистые сланцы заметно преобладают. . . . 55-60 м.
6. Тектонически раздробленная зона мощн. 3-4 м, в которой синклинальная складка с обеих сторон ограничена разрывами.
7. Фоновые отложения, представленные чередованием карбонатных глинистых сланцев (30-40 см) и песчаных известняков (10-15 см). Известняки в основном сланцеватые с множеством прожилков кальцита. В нижней части толщи наблюдаются отдельные слои доломитов (15 см) и сланцеватых мергелей. . . . 25 м.  
Перерыв . . . 480-500 м.
8. Породы вновь обнажаются севернее с. Садзегури-Пирвели, где проходит, ведущая к селению тропинка, параллельная автомобильной дороге. Здесь обнажается чередование зеленых сланцеватых мергелей (20-30 см) и желтовато-зеленых плотных доломитов (30-35 см). Присутствуют также прослой (10-15 см) карбонатных полевошпатово-кварцевых песчаниковых турбидитов. В рассматриваемой толще четко выражен кливаж. Слои имеют нормальное залегание . . . 100 м.
9. Рассланцованные карбонатные алевролитовые турбидиты и карбонатные аргиллиты. В нижней части толщи присутствует плотный слой известковистого доломита (40-50 см). . . . 45 м.  
Перерыв . . . 18-20 м.
10. Чередование черных слабокарбонатных сланцеватых аргиллитов и более плотных зеленых карбонатных аргиллитов. Мощность последних пачек 30-40 см, а черных аргиллитов - 20-30 см. В нижней части толщи появляются доломиты мощн. 50-60 см, которые чередуются с аргиллитами. Доломиты в отдельных случаях бескарбонатные. Из-за большей (по сравнению с аргиллитами) плотности они характеризуются положительным рельефом и четко выделяются в обнажении (рис. 6).
11. Ритмичное чередование зеленых мергелей (30-40 см) и темно-серых сланцеватых карбонатных аргиллитов (30-60 см). Встречаются прослой песчаных мергелей с *Cibicides sp.*, *Globigerina locaena* Guemb., *Bolivina carinatiformis* M.Katsch. В толще хорошо выражен кливаж. . . . 80-90 м.
12. Чередование черных бескарбонатных или слабокарбонатных сланцеватых аргиллитов (40-60 см) . Встречаются карбонатные граувакково-кварцевые песчаниковые турбидиты и пачки глинистых сланцев.  
В песчаниках обнаружены *Giroidina sp.*, *Anomalina sp.*, *Valvulineria palmarealensisiformis* M.Katsch., *Globigerapsis tropicalis* (Bain et Blow), *Bolivina antegressa* Subb., *Bulimina sp.* . . . 220-230 м.  
Перерыв . . . 50-6 м.
13. В районе восточного окончания с. Садзегури-Пирвели обнажается толща заметно рассланцованных темно-серых и темных пелагических мергелей. Среди них присутствуют прослой карбонатных алевролитовых (15-20 см) и аркозово-кварцевых песчаниковых турбидитов (3-5 см) . . . 80-85 м.

Перерыв . . 300-340 м.

14. На южном окончании с.Садзегури-Пирвели, в одной из балок левого притока р.Ксани обнажается ритмичное чередование плотных карбонатных аргиллитов и темных глинистых сланцев. Среди них встречаются прослой карбонатных аркозово-кварцевых песчаниковых турбидитов. . . . 30 м.  
На расстоянии 15-20 м наблюдаются спорадические выходы тех же пород.

15. В районе нового кладбища с.Садзегури-Пирвели обнажается чередование сланцеватых мергелей с прослоями песчаных известняков (3-5 см) и карбонатных полевошпатово-кварцевых песчаниковых турбидитов.

. . . 30-32 м.

Перерыв . . . 12 15 м.

16. Чередование рассланцованных аркозово-кварцевых и полевошпатово-кварцевых карбонатных песчаниковых турбидитов (30-50 см) и плотных доломитов. Последние мощн. 40-60 см часто бескарбонатны. В толще встречаются также отдельные пачки пелагических карбонатных аргиллитов и известняков. . . . 150-160 м.

17. Чередование турбидитов и фоновых отложений. Последние представлены сильно рассланцованными алевритовыми мергелями, а турбидиты - сланцеватыми карбонатными аркозово-кварцевыми песчаниками (10-15 см). Мергели более темной окраски и представлены пачками 20-25 см.

. . . 65 м.

Перерыв . . . 70-80 м.

18. Разрез продолжается вновь вдоль автомобильной дороги, где наблюдается чередование сланцеватых пелагических мергелей и глинистых известняков. В известняках также развита сланцеватость. В виде отдельных прослоев встречаются карбонатные песчаниковые турбидиты. . .

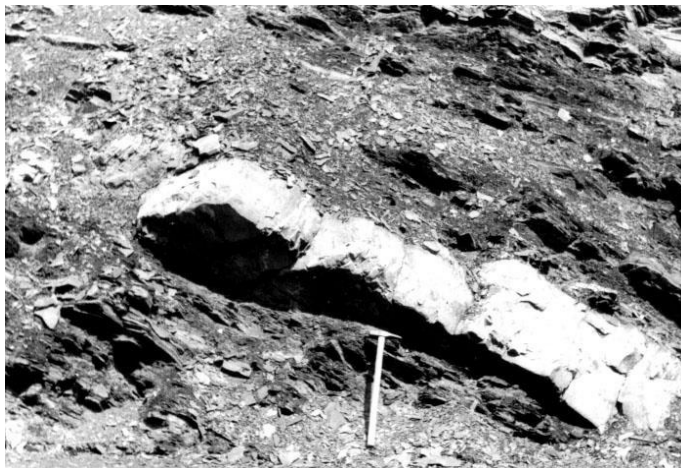
. . 60-70 м.

Перерыв . . . 100-110 м.

19. Южнее на 180-200 м от родника обнажаются турбидиты, состоящие из сланцеватых карбонатных аркозово-кварцевых песчаников и бескарбонатных глинистых сланцев. Среди них присутствуют прослой (3-5 см) песчаных известняков. В толще в заметном количестве встречается углистое вещество. В целом толща тектонизирована и в ней наблюдается множество мелких разрывных нарушений. . .

. . 50-60 м.

Перерыв . . . 40-50 м.



*Рис. 6. Линза доломита в ильдоканской свите  
(р.Ксани)*

20. Аркозово-кварцевые песчаниковые турбидиты двух разновидностей. С одной стороны, это более плотные карбонатные песчаники (5-30 см), с другой - рассланцованные бескарбонатные песчаники темной окраски. В верхней части толщи развита мелкая складчатость. . . 25 м.  
Перерыв . . . 6 м.

21. Фоновые отложения, состоящие из чередования плотных сильно песчаных известняков (10-30 см) и алевритовых мергелей (5-10см). Присутствуют также отдельные прослои карбонатных аргиллитов. В верхней части толщи фиксируется несколько хорошо выраженных опрокинутых на юг складок. . . 90-10 м.  
Перерыв . . . 110-120 м.

22. Ритмичное чередование песчаных известняков и мергелей. Известняки по простиранию местами замещаются полевошпатово-кварцевыми карбонатными песчаниками. . . 50-55 м.

23. Интенсивно дислоцированная толща чередования плотных песчаных известняков и бескарбонатных сланцеватых глин. Присутствуют отдельные пачки мергелей. Длина обнажения . . . 60-65 м.

В описанном разрезе толща 1 относится к верхнему мелу, толщи 2-7 - к верхнему эоцену (северное крыло синклинали), 8-21- к верхнему эоцену (южное крыло), 22,23 - к нижнему и среднему эоцену.

Толщи 2-7 представляют северное крыло Садзегурской синклинали, которые тектонически перекрывают северную часть ильдоканской свиты и, частично, мульду данной синклинали.

Обнажающаяся часть ильдоканской свиты в основном имеет монокли-нальное северное падение и не осложнена складчатостью (за исключением мелкой складчатости отдельных толщ) или разрывными нарушениями и ее мощность должна составлять 1400-1500 м.



Южнее (700-750 м) описанного разреза среди верхнемеловых флишевых образований наблюдается небольшой выход.

1. Чередование окремненных аргиллитов и карбонатных аркозово-кварцевых песчаников с прослоями алевролитов. Окремнена в основном верхняя часть толщи, где присутствуют прослои и чистого кремня.

Аз.пад.  $10^{\circ}$ ,  $\angle 445^{\circ}$  . . . 90-95 м.

2. Ритмичное чередование слабокарбонатных глинистых сланцев и аргиллитов, среди которых присутствуют прослои карбонатных кварц-плагиоклазовых турбидитов (3-10 см). Толща интенсивно дислоцирована и в ней развиты опрокинутые на юг складки второго порядка.

Длина обнажения . . . 200 -210 м.

Затем вновь следуют верхнемеловые флишевые отложения.

По литолого-фаціальным признакам породы вышеописанного обнажения должны принадлежать палеоцен-нижнему эоцену.

#### Ущ. р.Алеура

Один из интересных и полных разрезов палеогеновых флишевых образований обнажается в ущ. р.Алеура (левый приток р.Ксани).

Разрез составлен с севера на юг, в основном вдоль автомобильной дороги (рис. 7).

Южнее с. Гду меловые флишевые породы с севера надвинуты на палеогеновые. Непосредственно этот тектонический контакт в природе не обнажается.

У правого притока р.Алеура наблюдается следующая последовательность пород:

1. Интенсивно тектонизированная толща, представленная песчаниковым флишем, слагающимся чередованием большей частью бескарбонатных алевритовых аргиллитов и граувакково-кварцевых и аркозово-кварцевых песчаниковых турбидитов. В толще развито множество разрывных нарушений. В ней фиксируются также опрокинутые на юг мелкие складки. В нижней части толщи развиты карбонатные аргиллиты и песчаные известняки. Встречаются также слои доломита.

В песчаниках обнаружены *Anomalina affinis* Hant., *Brotzenella taurica* (Samoil), *Valvulineria palmareansiformis* M.Katsch., *Cibicides lobatulus* (W. et L), *Heterolepa pugmea* (Hant.), в известняках - *Giroidina* sp., *Globigerina corpulenta* Subb., *Globigerapsis index* (Finl.), *Bulimina* sp., *Bolivina* sp.

Длина обнажения . . . 36 м.

Перерыв . . . 7-8 м.

2. С тектоническим контактом взбросового характера следует толща чередования бескарбонатных или слабокарбонатных алевролитовых (10-15 см), граувакково-кварцевых песчаниковых турбидитов (3-10 см) и аргиллитов (5-10 см). Среди них встречаются отдельные пачки сланцеватых глин. В алевролитах содержатся *Stilosfomella* sp., *Anomalina umbilicata* (Brotz), *Valvulineria palmarealsiformis* M.Katsch., *Globigerina eoceana* Guemb., *Globigerapsis index* (Finl.), *Bulimina* sp., а в аргиллитах - *Anomalina affinis* (Hant.),

*Brotzanella taurica* (Samoil), *Gavelinella planta* M. Katsch., *Valvulineria palmarealensisformis* M.Katsch., *Globigerina sp.*, *Bulimina sp.*, *Anomalina sp.* В песчаниках определены *Cibicides sp.*, *Anomalina granosa* (Hant.), *Globigerina officinalis* Subb.

Вышеприведенная фауна датирует толщу верхним эоценом.

Аз. пад.  $0^{\circ}$ ,  $\angle 50-55^{\circ}$  ... 12-14 м.

С а д з е г у р и - Ш а х в е т и а в с к и й п о к р о в

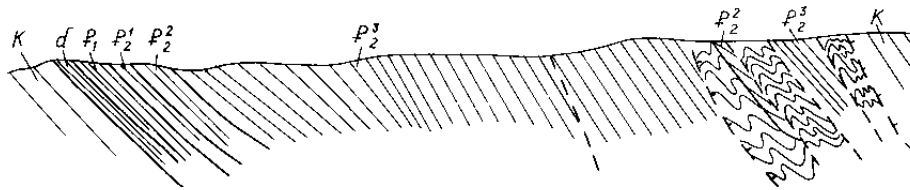


Рис. 7. Схематический профиль флишевых отложений по уц. р. Алеура

3. С угловым несогласием следуют фоновые отложения, состоящие из чередования опрокинутых на юг сланцеватых глин (30-40 см), аргиллитов (5-10 см) и известняков (5-7 см). В виде редких прослоев встречаются турбидиты аркозово-кварцевых песчаников и алевролитов. В нижней части толщи просматриваются прослойки угля (1-2 см). Толща в целом карбонатная. В непосредственном контакте с толщей 2 наблюдается тектонизированная зона мощн. до 1 м. ... 19-20 м.
4. Песчаниковый флиш с ритмичным чередованием турбидитов, слагаемых плотными зеленовато-серыми аркозово-кварцевыми песчаниками (30-70 см) и сланцеватыми глинами (20-25 см). Между ритмами наблюдаются отдельные прослои фоновых алевролитовых известняков. Сланцеватые глины и песчаники большей частью бескарбонатные. В песчаниках часто содержится детрит растений. Встречаются также отдельные прослойки угля (1-3 см). ... 35-40 м.
5. Сланцеватые (5-7 см) бескарбонатные аркозово-кварцевые песчаниковые турбидиты, содержащие множество детрита растений. Наблюдаются отдельные слои карбонатных алевролитов (10-15 см). ... 20 м.
6. Турбидиты, представленные чередованием сильно рассланцованных карбонатных аргиллитов и более плотных сланцеватых карбонатных аркозово-кварцевых песчаников (15-20 см). Алевролиты представлены пачками мощн. 0,7-1 м. Среди них присутствуют отдельные прослои фоновых сланцеватых аргиллитов. Фиксируется несколько незначительных разрывных нарушений взбросового характера. ... 14 м.  
Интенсивно дислоцированная толща, состоящая из чередования карбонатных аркозово-кварцевых песчаниковых турбидитов (15-20, реже до 40 см) и песчаных мергелей (20-30 см). В них развиты асимметричные опрокинутые на юг складки.

В песчаниках обнаружены верхнеэоценовые *Gyroidina sp.*, *Brotzenella taurica* (Samoil.), *Cibicides lobatulus* W. et L., *Stilostomella sp.*, *Asterigerina sp.*, *Nonion sp.*, *Bolivina sp.*

Описанная толща представляет собой небольшую чешую, ограниченную с обеих сторон разрывами. Длина обнажения . . . 22 м.

8. Фоновые отложения, представленные чередованием песчаных мергелей (5-7 см) и карбонатных алевролитовых аргиллитов (20-25 см). Среди них встречаются редкие прослои песчаных известняков и угля. Толща представляет также небольшую чешую, в подошве которой развита мелкая складчатость. . . 12 м.

9. Интенсивно дислоцированная толща чередования пелагических сланцеватых песчаных мергелей (2-10 см) и песчаных известняков (40-50 см) с прослоями турбидитов, слагаемых сильно рассланцованными карбонатными полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками и карбонатными глинистыми сланцами. В толще развиты опрокинутые на юг асимметричные складки, в которых антиклинали характеризуются крутым южным и более пологим северным крыльями. В известняках содержится микрофауна верхнего эоцена: *Marginulina sp.*, *Saracenaria sp.*, *Spiroplectamina sp.*, *Valvulineria palmarealensisformis* M.Katsch., *Bolivina sp.*, *Bolivina antegressa* Subb. Длина обнажения . . . 90 м.

Перерыв . . . 11-13 м.

10. Фоновые отложения, представленные менее плотными породами. Они состоят из чередования песчано-глинистых известняков (2-3 см) и рассланцованных мергелей (3-7 см). В нижней части толщи присутствуют прослои мелкозернистых полевошпатово-граувакковых карбонатных песчаников.

В известняках содержится микрофауна, из которой под бинокляром определены *Acarinina bulbreek* (Bolli.), *Globigerina boweri* Bolli (определены Е.А.Цагарели), а в шлифах - *Acarinina pseudotopilensis* Subb., *Globorotalia sp.* С помощью этой фауны толща датируется средним эоценом. Толща должна представлять собой небольшую чешую, расположенную в верхнеэоценовых отложениях. . . 95 м.

11. Макроскопически четко отличающаяся толща, представленная в верхней части (4-5 м) темно-серыми и черными бескарбонатными пелагическими сланцеватыми аргиллитами, в которых присутствуют прослои аркозово-кварцевых песчаниковых и алевролитовых турбидитов. В нижней части толщи среди аргиллитов появляются прослои мергелей и известняков. В верхней части толщи присутствует два прослоя конгломерат-брекчии мощн. 0,4 и 1,2 м, представляющих собой грубый флиш. Первый из них более мелкообломочный. Второй характеризуется более пестрым составом обломков: мергели, известняки и алевролиты. Цемент представлен бескарбонатным пелитолитом. Размеры обломков в поперечнике равны 5-7, редко - 10-15 см. Большая часть их носит следы переработки, особенно мелкие обломки. В одной из включений известняка обнаружена микрофауна : *Valvulineria sp.*, *Cibicides sp.*, *Bulimina sp.*, *Globigerapsis index* (Finl.).

- Слои в основном моноклиналильного северного падения. В средней части толщи фиксируется несколько опрокинутых на юг складок. . . 25 м.
12. Чередование сланцеватых карбонатных алевролитов (15-20 см), глинистых известняков (5-7 см) и карбонатных сланцеватых аркозово-кварцевых песчаниковых турбидитов (7-10 см). В нижней части обнажения появляются прослои мергелей (20-25 см) и карбонатных аргиллитов (10-15 см). Песчаники, представляющие собой турбидиты, становятся более заметными и представлены слоями мощн. 30-40 см. В целом вся толща интенсивно смята в складки, которые имеют южную вергентность. На отдельных участках обнажения хорошо выражен кливаж.  
Длина обнажения . . . 55 м.  
Перерыв . . . 120-140 м.
13. Макроскопически четко отличающиеся породы с ритмичным чередованием зеленовато-серых плотных карбонатных песчаников (10-30 см), карбонатных алевролитов (10-15 см) и зеленых мергелей (5-30 см), слагающих циклотемы второго порядка, где первые два члена представляют собой турбидиты, а третий (мергели) - фоновые отложения. Песчаники в начале имеют полевошпатово-кварцевый состав. В нижней части толщи наблюдается уменьшение их роли и они уже представлены аркозово-кварцевыми разновидностями мощн. 40-60 см. По гранулометрической дифференциации материала четко устанавливается нормальное залегание слоев, что указывает на нисходящий характер разреза.  
Аз. пад. 20-30<sup>0</sup>,  $\angle$  35-40<sup>0</sup> . . . 60-65 м.
14. Чередование мергелей, карбонатных аргиллитов и карбонатных песчаников с преобладанием первых двух, являющихся фоновыми отложениями. Они представлены пачками мощн. 1-1,5 м. Песчаниковые турбидиты аркозово-кварцевого состава имеют мощн. 10-15 см. . . 42-45 м.
15. Грубый флиш, состоящий из псефитовых-псаммитовых пород. В нем хорошо выражена гранулометрическая дифференциация материала, указывающая на нормальное залегание пород и нисходящий характер разреза. Сверху вниз наблюдается следующая последовательность пород: карбонатный алевролит (1,2 м), карбонатный аркозово-кварцевый песчаник (0,8 м), гравелит граувакково-кварцевого состава (0,3 м), мелкообломочный конгломерат (0,2 м), постепенно переходящий в крупнообломочный (4 м). Эти последние состоят из хорошо окатанных обломков, среди которых преобладают темные до черного мергели, достигающие в поперечнике до 0,3-0,4 м. В них обнаружена микрофауна среднего эоцена : *Acarinina conico-truncata* Subb., *Globorotalia* sp.  
Наряду с мергелями присутствуют гальки известняков, карбонатных слюдястых песчаников и алевролитов размером 2-15 см в поперечнике. В некоторых обломках наблюдается значительное ожелезнение. В цементирующей массе конгломератов, представленной карбонатным алевролитом, обнаружена верхнеэоценовая микрофауна : *Globigerina* sp., *Globigerapsis tropicalis* Bain. et Blow. Соотношение матрикса и включений составляет 30 на 70 % . . . 6,5 м.

16. Чередование зеленовато-серых алевроитовых мергелей, карбонатных аркозово-кварцевых песчаников и карбонатных аргиллитов с преобладанием последних. Аргиллиты и мергели, являющиеся фоновыми отложениями, характеризуются сланцеватостью и представлены пачками мощн. 0,5-1,5 м. Мощность песчаниковых турбидитов в среднем 5-30 см, редко до 1 м. В нижней части толщи присутствует слой карбонатного песчаника (0,3 м), вверх переходящий в песчаный известняк, в котором обнаружен комплекс верхнеэоценовой микрофауны: *Dentalina sp.*, *Eponides subexcavatus* M.Katsch., *Anomalina affinis* Hant., *Virgulina subreibergina* Gzyzek, *Bolivina sp.*  
... 40-45м.
17. Чередование тех же пород с увеличением роли песчаников и, частично, мергелей (рис. 8). В нижней части толщи присутствуют песчаниковые флюксотурбидиты мощн. 0,8-1 м. В подошве одного из них наблюдается переход в мелкообломочный конгломерат (10-15 см). В цементе последнего обнаружены *Marginulina sp.*, *Saracenaria sp.*, *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerina sp.*, датирующие эти образования верхним эоценом.  
... 38 м
18. Грубый флиш с элементами дикого флиша (рис. 9), сложенного псефитолитами и псаммитолитами. Как и в пачке 14, здесь также хорошо выражена гранулометрическая дифференциация материала. Литологически толща подразделяется на три части. Верхняя мощн. 1 м складывается карбонатными алевролитами, постепенно переходящими вниз по разрезу в флюксотурбидиты, представленные аркозово-кварцевыми песчаниками. Последние в свою очередь также постепенно сменяются мелкообломочными конгломератами и гравелитами (10-15 см). Среднюю часть толщи представляет крупнообломочный конгломерат мощн. 3 м. Обломочный материал здесь представлен хорошо окатанными карбонатными алевролитами, аргиллитами и известняками размером в среднем 5-10 см. Цементом служат сланцеватые мергели и карбонатные аргиллиты. Самую нижнюю часть толщи мощн. 7 м представляют олистостромы, размеры обломков которых колеблются в пределах 0,3-1,2 м. Обломки представлены черными бескарбонатными аргиллитами, карбонатными песчаниками, известняками и темными мергелями. В последних обнаружены *Globigerina sp.*, *Bulimina sp.*, *Gumbelina sp.*
- Приведенная фауна характерна для средне-верхнего эоцена. В одном из



Рис. 8. Песчаниковый флиш верхней части ильдоканской свиты (р.Алеура)

включений известняка определена верхнеэоценовая микрофауна: *Valvulineria sp.*, *Cibicides sp.*, *Bulimina sp.*, *Bolivina sp.*, *Globigerapsis index* (Finl.).

Цемент в брекчия-конгломератах представлен аргиллитами. В целом, рассматриваемая толща тектонически переработана. В нижней части толщи обломки расположены по длинной оси параллельно напластованию..

... 11 м.

19. Чередование сланцеватых карбонатных аргиллитов и карбонатных песчаниково-алевролитовых турбидитов. Аргиллиты, представляющие собой фоновые отложения, имеют мощн. 30-40 см, в отдельных случаях достигают 10 м. Турбидиты представлены аркозово-кварцевыми, реже - полевошпатово-кварцевыми песчаниками мощн. 10-25 см, реже до 1-1,2 м. Алевролиты играют более подчиненную роль и встречаются в виде тонких прослоев (3-5 см).

В рассматриваемой толще наблюдается две пачки грубого флиша, представленных конгломератами. Первая из них встречается в верхней части толщи и имеет мощн. 2 м. Хорошо окатанные обломки в ней представлены мергелями, карбонатными песчаниками, алевролитами и вулканитами (порфириды, спилиты). Размер обломков в поперечнике в среднем составляет 3-10 см. Вверх по разрезу эти конгломераты постепенно сменяются толстослоистыми аркозово-кварцевыми карбонатными песчаниками мощн. 2,5 м.

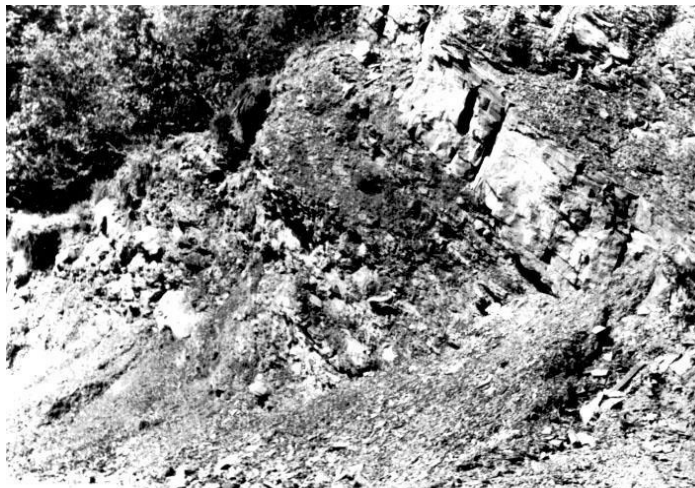
Второй конгломератовый слой небольшой мощности (5-10 см) наблюдается в самой нижней части толщи, где он вверх по разрезу постепенно сменяется песчаником граувакково-аркозового состава мощн. 1,5 м.

В цементе конгломерата определены: *Eponides sp.*, *Globigerina sp.*, *Globigerapsis index* (Finl.). Гранулометрическая дифференциация материала

указывает на нормальное залегание слоев и на нисходящий характер разреза.

.. . . . 135-140 м.

Перерыв . . . 35 м.



*Рис. 9. Грубый флиш с элементами дикого флиша в верхней части ильдоканской свиты (р.Алеура)*

20. Карбонатные аргиллиты и карбонатные аркозово-кварцевые песчанниковые турбидиты с прослоями карбонатных алевролитов. Встречаются также отдельные пачки мергелей мощн. 30-40 см. . . . 70-75 м.
21. Макроскопически четко отличающаяся толща глинисто-алевролитового флиша (рис. 10), представленного чередованием темно-серых и черных пород. Слагают эту толщу пачки расланцованных слабокарбонатных алевролитовых турбидитов мощн. 30-40 см. Среди них встречаются также прослой карбонатных аркозово-кварцевых песчанниковых турбидитов (5-10 см) и мергелей (5-7 см). . . . 85-90 м.  
Перерыв . . . 35 м.
22. Те же породы, отличающиеся заметным увеличением песчанниковых турбидитов и появлением отдельных прослоев доломитов мощн. 50-60 см. В целом, толщи 21 и 22 отличаются от предыдущих толщ как макроскопически, так и меньшей карбонатностью.  
Аз. пад.  $30-40^{\circ}$ ,  $\angle 40-45^{\circ}$  . . . 60-65 м.
23. Прерывистые выходы пород, представленных чередованием турбидитов и фоновых отложений. Первые слагаются карбонатными аркозово-кварцевыми песчаниками и карбонатными алевролитами, а вторые - слабокарбонатными аргиллитами, которые местами щепковидно-оскольчатые. В песчаниках и алевролитах развита сланцеватость. Среди аргиллитов встречаются отдельные слои доломитов. . . . 190-200 м.

24. Фоновые отложения, представленные карбонатными алевролитами с прослоями доломитов (5-10 см) и карбонатные полевошпатово-кварцевые песчанниковые турбидиты (40-50 см). Реже встречаются сланцеватые карбонатные аргиллиты темного цвета. . . . 65 м.
25. Чередование турбидитов и фоновых отложений. Турбидиты представлены карбонатными песчаниками (5-15 см) и карбонатными алевролитами (10-25 см). Фоновые отложения представляют собой бескарбонатные сланцеватые глины (3-5 см) с линзами доломитов (40-50 см). . . . 85-90 м.
26. Ритмичное чередование фоновых зеленых мергелей (5-10 см) и карбонатных граувакково-кварцевых песчанниковых турбидитов (10-15 см). Наблюдается более светлая пачка (с желтовато-зеленой окраской) мощн. 2 м, состоящая из чередования лито-кристаллокластических туфов (5-20 см) дацитового состава (рис. 11) с прослоями туфопесчаников и туффитов (3-5 см). . . . 30 м.
27. Ритмичное чередование турбидитов, представленных слабокарбонатными граувакково-полевошпатовыми песчаниками и более плотными бескарбонатными аргиллитами, часть которых заметно окремнена. Песчаники на выветрелой поверхности имеют желтовато-зеленую окраску и характеризуются сланцеватостью. В толще присутствует пачка мощн. 35-40 см, представленная туфами и туфоаргиллитами. В последних развита сланцеватость. . . . 10 м.



*Рис. 10. Глинисто-алевролитовый флиш нижней части ильдоканской свиты (р.Алеура)*

28. Карбонатные полевошпатово-кварцевые песчанниковые турбидиты, плотные карбонатные аргиллиты (часть окремнена) и более мягкие глины. Последние составляют примерно 10 % от всей толщи и представляют собой фоновые отложения. Встречаются также отдельные прослои кремня (7-10 см) и



выветрелых пород, возможно являющихся сильно измененными туфоаргиллитами и туфами. . . . 40-45 м.

Перерыв . . . 20-30 м.

Далее разрез продолжается по левому берегу русла р.Алеура :

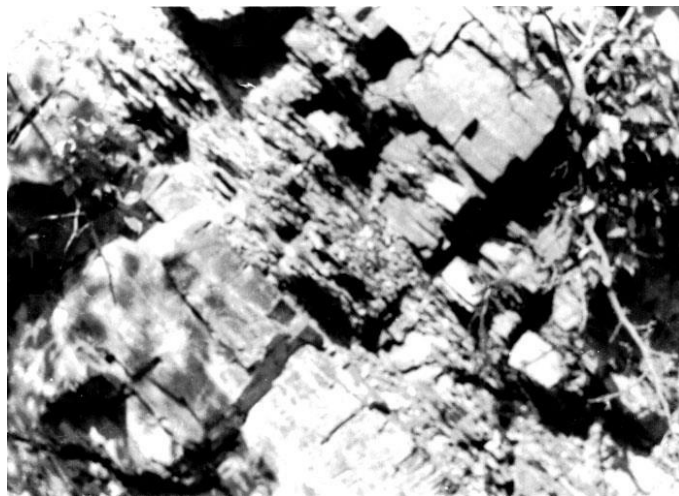
29. Чередование граувакково-кварцевых и аркозово-кварцевых песчаниковых турбидитов, мощность которых варьирует в пределах 10-50 см и плотные сланцеватые аргиллиты. Встречаются также отдельные прослои карбонатных алевролитовых турбидитов. В целом толща менее карбонатна, чем толща 28. В средней части фиксируется сброс небольшой амплитуды, где слои изогнуты и наклонены в противоположные стороны от плоскости сброса. . . 120 м.

30. Чередование темных сланцеватых аргиллитов и бескарбонатных алевролитовых турбидитов. Последние частично окремнены. Встречаются прослои чистого кремня, один из которых достигает мощн. 1м

Видимая мощн. . . 22-24 м.

Затем обнажение прерывается на несколько десятков метров, после чего на дневную поверхность выступают флишевые отложения мелового возраста.

По фаунистическим данным, литолого-фациальным признакам и стратиграфическому положению толщи 1-9 относятся к верхнему эоцену, 10 - к среднему эоцену, 11-24 - к верхнему эоцену, 25-27 - к среднему эоцену, 28 - к нижнему эоцену, 29-30 - к палеоцену.



*Рис.11. Толща туфов и туфоаргиллитов в среднеэоценовой части квакеврисхевской свиты (р.Алеура).*

Толщи 1-12 представляют собой отложения северного крыла Садзегурской синклинали, сложенные верхнеэоценовыми породами ильдоканской свиты, в которых в виде небольшой чешуи присутствуют породы среднего эоцена (толща 10). В целом, эти отложения слагают самостоятельную тектоническую чешую, надвинутую с севера и перекрывающую частично верхи ильдоканской свиты

южного крыла. В свою очередь отложения северного крыла также перекрыты надвинутыми с севера меловыми флишевыми отложениями, в результате чего на дневную поверхность выходит лишь часть палеогеновых отложений северного крыла Садзегурской синклинали.

В фациальном и структурном отношении породы ильдоканской свиты северного и южного крыльев заметно отличаются друг от друга. В частности, северное крыло складывается карбонатными аргиллитами, алевролитами, мергелями, известняками и песчаниками, представляющими собой, с одной стороны, пелагические отложения (мергели, известняки, аргиллиты), а с другой - турбидиты (песчаники, алевролиты), соотношение между ними 60 к 40 %, что позволяет отложения северного крыла отнести к флишеидным образованиям.

Отложения южного крыла ильдоканской свиты литологически можно разделить на две части. Нижнюю часть мощн. 400 м представляет темный до черного слабокарбонатный тонкоритмичный глинисто-алевролитовый флиш, в котором песчанниковые турбидиты присутствуют в подчиненном количестве. Фонowymi отложениями здесь в основном являются мергели и глины (толщи 21-24). Верхняя часть свиты представлена карбонатным алевролитово-песчанниковым флишем, в котором наряду с обычными турбидитами появляются характерные для ильдоканской свиты флюксотурбидиты. На отдельных уровнях верхней части свиты появляются толщи грубого флиша (толщи 11,15,18).

В ильдоканской свите южного крыла соотношение между фонowymi и турбидитовыми образованиями составляет 35 к 65 %. Мощность этой части ильдоканской свиты равна 700-800 м. В целом свита битуминозная.

В южном крыле по характеру градационной слоистости четко устанавливается нормальное залегание слоев, указывающее на моноклиальное северное падение всего южного крыла Садзегурской синклинали.

Для палеоценовой части описанного разреза (квтерская и шахветильская свиты) соотношение между фонowymi и турбидитными образованиями составляет 33 к 67 %, а для ниже- и среднеэоценовой части (квакеврисхевская свита) - 18 к 82 %.

В описанном разрезе мощность палеоцена 140-150 м, нижнего эоцена (нижняя часть свиты квакеврисхеви) - 50-60 м, среднего эоцена (верхняя часть свиты квакеврисхеви) - 130-140 м, верхнего эоцена (ильдоканская свита южного крыла) - 1100-1200 м.

Следует отметить интересный факт о характере структурных взаимоотношений, наблюдаемых в разрезе р.Алеура между меловыми и палеогеновыми флишевыми образованиями, слагающими южное крыло Садзегурской синклинали. В частности, в меловых отложениях наблюдаются опрокинутые на юг интенсивно дислоцированные складки, характерные для флишевых отложений южного склона Большого Кавказа. В палеогеновых отложениях же южного крыла Садзегурской синклинали наблюдается лишь моноклиальное залегание слоев. Непосредственный переход между этими структурами не обнажается.

Аналогичное явление отмечается и в работе Д.Н.Канделаки (1975) в пределах Рехской синклинали, гор.Орбодзала и в других синклиальных складках.

Там отложения палеогена хотя и повторяют черты меловых структур, местами резко отделяются от них и образуют наложенные структуры.

П.Д.Гамкрелидзе и И.П.Гамкрелидзе (1977) указывают на существование “горизонтов дисгармонии”, способствующих возникновению срыва при надвигании аллохтонных масс. По их мнению эти горизонты возникают между комплексами с различной степенью складчатости в некоторых пропластах и пачках.

В структурном отношении сравнительно правильная трактовка строения разреза р.Алеура дана в работе М.Г.Леонова (1975), в которой отмечается, что северное крыло Садзегурской синклинали сорвано по надвигу и верхнеэоценовые толщи тектонически перекрыты породами мел-палеогенового флиша.

#### Ущ. р.Пшавская Арагви

В басс. р.Пшавская Арагви палеогеновые флишевые отложения присутствуют в основном в Шахветильско-Садзегурском покрове, где они сохранились в мульдах небольших синклиналей и принимают участие в строении отдельных чешуй.

Одно из таких обнажений наблюдается вдоль автомобильной дороги Живнали-Магароскари, где севернее слияния рр.Пшавская Арагви и Саканапесхеви с севера на юг обнажаются породы опрокинутые на юг:

1. Олисторомы, состоящие в основном из олистолитов верхнеюрских рифогенных и меловых флишевых известняков с преобладанием первых. Размеры верхнеюрских известняков в среднем 15x20 см, а меловых -10x30 см. Олистолиты большей частью окатаны. Матрикс олистором представлен мергелями, где присутствуют орбитойды.  
Видимая мощн. . . . 2,5 м.
2. Над размытой поверхностью олистором непосредственно следует толща пелагических отложений, представленная чередованием плотных карбонатных аргиллитов (15-20 см) и окремненных пород (10-15 см). Присутствуют и прослой чистого кремня, а также граувакково-кварцевых песчанниковых турбидитов, большая часть которых карбонатная. .  
Аз. пад.  $40^{\circ}$ ,  $\angle 55^{\circ}$ . Видимая мощн. . . .6 м.  
Перерыв . . . 20-25 м.
3. Толща темно-серых до черного сланцеватых бескарбонатных аргиллитов (25-30 см) с прослоями слабокарбонатных аркозово-кварцевых песчанников (10-25 см). . . 10-12 м.
4. Литологически аналогичная толща, но более светлой окраски. В ней наряду с песчаниками встречаются и прослой карбонатных алевролитов (5-10 см). . .15м.
5. С четко выраженным тектоническим контактом сбросового характера следует толща фоновых отложений, представленная темными плотными бескарбонатными аргиллитами (15-20 см) и более светлыми слан-

- цеватыми слабокарбонатными аргиллитами (20-25 см). Залегание слоев нормальное, направление разреза нисходящее . . . 12 м.
6. Ритмичное чередование зеленых мергелей (25-30 см) и плотных слабокарбонатных аргиллитов (10-20 см). Наблюдаются слои (5-10 см) плотных бескарбонатных песчаных аргиллитов. В целом толща имеет пеструю окраску и макроскопически хорошо выделяется от ниже - и вышележащих толщ. . . . 35 м.
  7. Чередование турбидитов и фоновых отложений. Последние представлены темно-серыми бескарбонатными щепковидно-оскольчатыми аргиллитами (30-40 см), а турбидиты - темно-серыми бескарбонатными аркозово-кварцевыми песчаниками (10-15 см). Присутствуют также прослой карбонатных алевролитов и песчаников с детритом органики.  
Видимая мощн. . . . 25-30 м.  
Перерыв . . . 65-70 м.
  8. Чередование окремненных аргиллитов (50 %), песчаных известняков (30 %) и кремней (20 %). В них наблюдается множество прожилков кальцита и мелкая складчатость. Длина обнажения . . . 20 м.
  9. Толща зеленовато-серых и зеленых сланцеватых мергелей с прослоями карбонатных аргиллитов. Видимая мощн. . . . 5 м.

Толща 1 (сабуеская свита) датируется маастрихтом, толщи 2 (квтерская свита), 3,4 (шахветильская свита) - палеоценом, 5,6 (квакеврисхевская свита) - нижним и средним эоценом, 7 (шахветильская свита), 8 (квтерская свита) - палеоценом, 9 (сабуеская свита) - маастрихтом.

В синклинальной складке, осложненной сбросом (между толщами 4 и 5), наблюдается структурное и фаціальное различие между северным и южным крыльями складки. В частности, в северном крыле (толщи 1-4) слои опрокинуты на юг, а в южном (толщи 5-9) - нормального залегания.

В фаціальном отношении различие наблюдается в маастрихтских и, частично, в датских отложениях. В частности, в северном крыле маастрихт представлен олистостромами, а в южном - мергелями.

#### Ущ. р.Иори

В басс. р.Иори, как и во всей Кахетинской зоне ограниченное количество палеогеновых флишевых отложений сохранились в виде небольших изолированных выходов. Один из таких обнажений наблюдается в 2,5 км южнее с.Тианети, где среди меловых флишевых отложений на дневную поверхность спорадически обнажается нижнеэоценовая часть свиты квакеврисхеви. Здесь она представлена чередованием турбидитов (карбонатные граувакково-аркозовые и аркозово-кварцевые песчаники) и фоновых отложений (песчаные мергели). Среди них присутствуют также прослой алевролитовых пелитолитов. Песчаники выделяются плотностью и имеют мощн. 10-20 см. Мергели сильно рассланцованы. Видимая мощность этих отложений составляет 50-60 м.

Другой выход палеогеновых образований наблюдается южнее вышеописанного, юго-восточнее с.Алоти, где вдоль автомобильной дороги по нисходящему разрезу обнажаются:

1. Плотные бескарбонатные алевролитовые аргиллиты, слагающие пачки мощн. 0,5-0,7 м. Среди них присутствуют прослои плотных бескарбонатных аркозово-кварцевых песчаных турбидитов (5-10 см) и пачки сильно рассланцованных мергелей (20-30 см). Часть аргиллитов окремнена и содержит детрит органики.

Аз. пад.  $20^{\circ}$ ,  $\angle 70-75^{\circ}$ . Видимая мощн. . . 60-70 м.

2. Толща сильно окремненных аргиллитов (15-20 см) и кремней (4-10 см).  
. . . 12 м.

3. Чередование известняков и мергелей. Среди них присутствуют несколько горизонтов с включениями. Последние содержат в основном обломки верхнеюрских известняков и байосских вулканитов. Присутствуют также включения мергелей, известняков и аргиллитов.

Длина обнажения . . . 120-130 м.

Толщи 1,2 относятся к палеоцену (шахветильская и кветерская свиты), 3 - к маастрихту.

### Субплатформенная фация

Ущ. р.Патара Лиахви

В басс. р.Патара Лиахви палеогеновые образования в субплатформенной фации представлены породами верхнего эоцена и обнажаются в Белотском тектоническом полуокне.

На восточном окончании с.Белоти в балке правого притока р.Патара Лиахви с севера-востока на юго-запад обнажается следующая последовательность пород :

1. Чередование карбонатных полевошпатово-кварцевых песчаных (10-15 см) и карбонатных глинистых сланцев (50-60 см).

Аз. пад.  $75^{\circ}$ ,  $\angle 50^{\circ}$ . . . 30-35 м.

Перерыв . . . 150 м.

2. Чередование плотных карбонатных аркозово-кварцевых песчаных (15-20 см) и слабокарбонатных черных сланцеватых глин (30-40 см). . . 15 м.

Перерыв . . . 900-950 м.

Разрез продолжается в русле р.Патара Лиахви, около крепости с.Белоти.

3. Горизонт с включениями, состоящий из обломков песчаных, известняков, мергелей, пелитолитов и вулканитов. Песчаные представлены аркозово-кварцевыми разновидностями с карбонатным цементом. Размеры отдельных включений 0,8x1,2 м. Известняки, мергели и пелитолиты характеризуются меньшими размерами и в среднем равны 0,3x0,7 м. Вулканиты размером 0,2x0,3 м большей частью представлены лавами основного состава.

Обломки, составляющие 70 % горизонта с включениями, большей частью несут следы переработки. На долю песчаных приходится 60 %, известняков и мергелей - 30 %, на остальные породы - 10 %. Пространство между

обломками заполнено средне- и крупнообломочными гравелитами, а цементом служит пелитовый и карбонатный материал. Верхнеэоценовый возраст горизонта подтверждается фауной, содержащейся в цементе (Д. Канделаки, 1975).

В нижней части горизонта наблюдаются прослои карбонатного кварц-грауваккового гравелита мощн. 0,7 м. . . . 6 м.

4. Чередование плотных карбонатных аркозово-кварцевых песчаников (10-15 см), щепковидно-оскольчатых аргиллитов (40-60 см) и кварц-граувакковых гравелитов (10-15 см). Последние преобладают в верхней части толщи, местами замещаясь мелкообломочными конгломератами.

. . . 23 м.

Перерыв . . . 30-35 м.

5. Чередование карбонатных полевошпатово-кварцевых и граувакково-кварцевых плотных песчаников и щепковидно-оскольчатых аргиллитов. Большая часть последних слабокарбонатная и представлена пачками мощн. 40-50 см. Песчаники составляют слои мощн. 10-15 см. В верхней части толщи появляются отдельные прослои песчаных известняков и мергелей.

. . . 25 м.

В западном направлении, около с.Хошури, где должна проходить тектоническая граница между верхнеэоценовыми и мио-плиоценовыми образованиями, из-за множества оползневых явлений обнажений коренных выходов не наблюдается. По мнению М.И.Варенцова (1950), эта граница должна проходить восточнее (0,5 км) с.Хошури.

В приведенном разрезе толщи 1-5 принадлежат к верхнему эоцену. В целом разрез р.Патара Лиахви характеризуется плохой обнаженностью, что затрудняет более детальное рассмотрение палеогеновых образований данного района.

Что же касается верхнеэоценовых олистостром, расположенных на меловых флишевых отложениях на правом берегу р.Патара Лиахви (с.Зонкари), то они плохо обнажаются и труднодоступны.

#### Ущ. р.Меджуда

Севернее с.Иврети, на левом берегу р.Меджуда наблюдается надвиг меловых флишевых отложений над верхнеэоценовыми образованиями, которые в свою очередь Орхевским (Ксанско-Аркальским) надвигом перекрывают северную часть развития миоценовых отложений.

Вдоль автомобильной дороги с севера на юг имеется следующий разрез :

1. Чередование вулканогенно-осадочных образований и бескарбонатных темных аргиллитов. Вулканиды мощн. 200 и 50 м представлены лито- и кристаллокластическими туфами и туффитами. Между ними расположены слоистые аргиллиты мощн. 40-50 м.

Аз. пад.  $30-35^{\circ}$ ,  $\angle 75^{\circ}$  . . . 300-350 м.

2. С хорошо выраженной границей тектонического контакта надвигового характера следует толща олистостромов, слагаемых преимущественно ол-

истолитами вулканитов (до 70 %), которые выделяются большими размерами и в среднем имеют 7-10 см в поперечнике. Один из олистолитов достигает в поперечнике 25 м. Остальную часть олистолитов представляют известняки мелового флиша, характеризующиеся меньшими размерами (5-10 см). Обломочный материал носит следы тектонической переработки. Цемент олистостромов представлен пелитовым веществом.

... 60 м.

3. Чередование рассланцованных слабокарбонатных аргиллитов и сланцеватых полевошпатово-кварцевых и граувакково-кварцевых песчаников. Толща заметно тектонизирована. В ней наблюдается множество зеркал скольжения разрывных нарушений, с падением плоскостей в основном на север.  
... 40-45 м.

К югу следуют миоценовые конгломераты, песчаники и глины Грузинской глыбы, на которые надвинуты вышеописанные отложения. Орхевский надвиг в ущ. р.Меджуда в рельефе хорошо выражен.

Толща 1 должна принадлежать к меловому флишу. Возраст толщи 2 дискуссионен. В частности, М.И.Варенцов (1950) относил эти олистостромы к среднему эоцену, а Д.Н.Канделаки (1975) - маастрихту. По нашим наблюдениям, олистостромы должны принадлежать к верхнему эоцену, т.к. их структурное положение и латеральное распространение указывают на идентичность с аналогичными образованиями верхнего эоцена, развитыми в других разрезах данного региона. Что же касается толщи 3, то ее верхнеэоценовый возраст установлен фаунистически (Д.Канделаки, 1975).

#### Ущ. р.Ксани

Севернее с.Коринта вдоль автомобильной дороги на левом берегу р.Ксани с севера на юг обнажаются следующие отложения :

1. Интенсивно дислоцированная толща, слагаемая карбонатными аргиллитами, мергелями и известняками. Наряду с опрокинутыми на юг складками в толще фиксируется множество дизъюнктивных нарушений в виде взбросов различной амплитуды.
2. Олистостромы, состоящие из включений верхнеюрских известняков, глинистых сланцев, песчаников и известняков мелового флиша. Верхнеюрские известняки количественно преобладают над остальными олистолитами и достигают размеров в несколько сотен кубических метров. Размер же меловых включений варьирует в пределах нескольких десятков сантиметров. Матрикс олистостромов представлен в основном бескарбонатными песчаными пелитолитами, в которых фиксируется множество зеркал скольжения и другие признаки тектонического воздействия.

Длина обнажения ... 420-460 м.

3. Толща бескарбонатных сланцеватых алевролитов с прослоями карбонатных полевошпатово-кварцевых песчаников (10-20 см). Последние также характеризуются сланцеватостью. В нижней части толщи прослой пес-

чаников становятся более заметными и отдельные их слои достигают мощн. до 50 см. Слои имеют нормальное залегание, разрез нисходящий. .

Аз. пад.  $20^{\circ}$ ,  $\angle 50-65^{\circ}$  Перерыв . . . 10-12 м.

4. Чередование темных сланцеватых глин, мергелей и карбонатных полевошпатово-кварцевых песчаников. Последние выделяются своей плотностью и представлены слоями мощн. 7-10 см. В толще развита мелкая складчатость. . . . 20-25 м.

Перерыв . . . 30 м.

5. Аналогичные породы с мелкой складчатостью. На поверхности напластования песчаников присутствуют налеты ярозита. . . 10-12 м.

Перерыв . . 15-20 м.

6. Чередование тонкослоистых бескарбонатных алевролитов (3-5 см), черных сланцеватых глин и более плотных полевошпатово-кварцевых песчаников (10-15 см). В толще фиксируется несколько опрокинутых на юг асимметричных складок. Рассматриваемая толща с угловым несогласием налегает на толщу 7. Аз. пад.  $250^{\circ}$ ,  $\angle 75^{\circ}$  . . . 12-15 м.

7. Чередование толстослоистых (1-1,5 м) плотных аркозово-кварцевых песчаников и глинистых сланцев. Аз. пад.  $10^{\circ}$ ,  $\angle 50-55^{\circ}$

Толща 1 принадлежит к меловому флишу, толщи 2-6 являются субплатформенными образованиями верхнего эоцена, возраст которых установлен фаунистически (Д.Канделаки, 1975), толща 7 принадлежит к лейасу. Толщи 2-5 являются паравтохтонными образованиями, надвинутыми на автохтонные отложения того же возраста (толща 6). Последние с угловым несогласием залегают на лейасовых породах.

#### Ущ. р.Алеура

Субплатформенные отложения в ущ. р.Алеура обнажаются у с.Квемо Алеви, где с севера на юг наблюдается следующая последовательность пород (рис. 12) :

1. Чередование слоистых известняков и мергелей с опрокинутыми на юг слоями.
2. Чередование слоистых алевролитов и сланцеватых глин с включениями известняков, карбонатных алевролитов и вулканогенных пород. Обломки в среднем размером 10-20 см в поперечнике и в основном окатаны. Внутри пачки фиксируется разрыв взбросового характера. С обеих сторон пачка ограничена разрывами. . . 40 м.
3. Олистостромы, состоящие, главным образом, из олистолитов верхнеюрских известняков, размеры которых в отдельных случаях достигают нескольких сот кубических метров. Кроме них, в основной массе присутствует множество включений известняков мелового облика и аркозово-кварцевых песчаников размером 15-25 см в поперечнике. Цемент представлен черными сланцеватыми глинами и аргиллитами, которые частично тектонизированы.



В начале олистостромы непрерывно обнажаются на расстоянии 40-50 м, затем на дневную поверхность выходят прерывисто в виде выступов верхнеюрских известняков. . . 250-300 м.

4. Чередование темно-серых и черных алевроитовых пелитолитов и сланцеватых аргиллитов, в основном бескарбонатных. Среди них встречаются прослой карбонатных олигомиктовых песчаников и алевролитов (3-10 см). В нижней части пачки наблюдается увеличение роли песчаников. В аргиллитах видны следы иероглифов и знаки ряби. В толще развиты антиклинальная и синклиальная складки, опрокинутые на юг. В самой нижней части толщи в темных аргиллитах развита зона дробления шириной 3 м. . . 50-55 м.

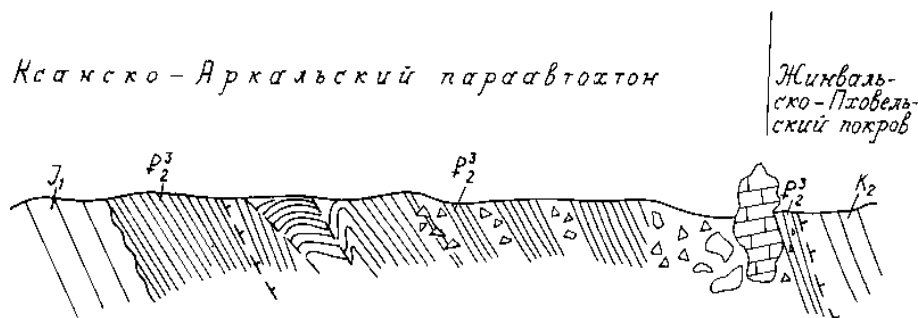


Рис. 12. Схематический профиль сублатформенных отложений по ущ. р. Алеура.

5. Чередование менее плотных бескарбонатных песчаных аргиллитов (30-40 см) и полевошпатово-кварцевых песчаников (5-10 см). Эти породы слагают сводную часть антиклинали, крылья которой с обеих сторон срезаны разрывами. Длина обнажения . . . 100 м.
6. Чередование карбонатных аргиллитов, глинистых сланцев и карбонатных аркозово-кварцевых песчаников. Последние выделяются своей плотностью и создают положительный рельеф. Встречаются отдельные прослойки угля. Аз. пад.  $30^{\circ}$ ,  $\angle 60-70^{\circ}$  . . . 30 м.
7. С азимутальным несогласием следуют более светлые и мягкие выветрелые породы, представленные чередованием слабокарбонатных аргиллитов, пелитолитов и олигомиктовых песчаников. . . 60-70 м.
8. Толстослоистые (1-2 м) аркозово-кварцевые карбонатные песчаники с прослоями глинистых сланцев (10-20 см). В кровле этих отложений наблюдается четко выраженная эрозионная поверхность.

Пачка 1 относится к верхнемеловому флишу, пачки 2-6 - к паравтохтонному верхнему эоцену, пачка 7 - к автохтонному верхнему эоцену, пачка 8 - к лейасу. Между пачками 6 и 7 проходит надвиг, по которому верхнеэоценовые паравтохтонные образования надвинуты на автохтонные осадки верхнего эоцена (см. рис.12).

Мощность паравтохтонной части верхнего эоцена в данном разрезе равна 430-450 м (из них 300-320 м приходится на олистостромы), автохтонной части - 60-70 м.

#### Ущ. р.Иори

Вдоль автомобильной дороги, не доезжая до с.Чекураантгора, обнажаются верхнеэоценовые олистостромы гохианского тектонического полуокна. Здесь с севера на юг наблюдается следующая картина :

1. Олистоцит туфо-брекчий.

Длина вдоль дороги . . .40 м.

2. Конгломерат-брекчий, представляющие основную массу олистостром, расположенные между олистолитами. В конгломерат-брекчиях преобладают обломки байосских вулканитов (до 80 %), большая часть которых окатана. Их размеры варьируют от 5-10 до 80-150 см в поперечнике. Вместе с ними присутствуют включения песчаников, известняков и алевролитов. В виде отдельных обломков встречаются также верхнеюрские известняки (0,8x1 м) и граниты (15-20 см). Последние идеально окатаны.

Все эти включения составляют примерно 10 % от всей массы конгломерат-брекчий, матрикс которой состоит из пелитового вещества, большая ее часть бескарбонатна. В основной массе присутствуют прослои туфогенных пород, имеющих аз. пад.  $330^{\circ}$ ,  $\angle 40-50^{\circ}$  . . . 10 м.

3. Олистостромы, состоящие из включений туфо-брекчий байосского возраста. Пространство между включениями заполнено пачками конгломерат-брекчий, аналогичных пачке 2. . . 38-40 м.

#### Ущ. р.Гомборула

Один из наиболее полных разрезов свиты кинта наблюдается в районе с.Гомбори. В западной части села вдоль автомобильной дороги Тбилиси-Гомбори обнажаются следующие породы :

1. Слоистые средне- и крупнозернистые карбонатные алевролиты мощн. 3-15 см. Часть алевролитов заметно рассланцована. Среди них присутствуют слои более плотных карбонатных песчаников полимиктового состава (15-20 см). Редко встречаются и прослои карбонатных пелитолитов.

Аз. пад.  $10^{\circ}$ ,  $\angle 55^{\circ}$  . . .25-27 м.

2. Чередование карбонатных мелко- и среднезернистых песчаников, карбонатных аргиллитов и конгломератов. Мощность слоев песчаников 20-25 см, аргиллитов - 30-60 см, иногда до 2 м. Конгломераты появляются в верхней части толщи и их мощность варьирует в пределах 15-50 см. Обломочный материал в конгломератах в основном представлен известняками, отдельные включения которых достигают до 10 см в поперечнике. Цемент представлен карбонатным алевролитом. В отдельных случаях хорошо выражен

постепенный переход от конгломератов в гравелиты, последних - в песчаники.

Видимая мощн. . . . 18 м.

Перерыв . . . 40-50 м.

Далее разрез продолжается в русле р.Гомборула.

3. Чередование карбонатных кварц-граувакковых мелко- и среднезернистых песчаников (10-30 см) и карбонатных аргиллитов, представленных пачками мощн. 2-4 м. Песчаники часто рассланцованы на тонкие пластинки (1-3 см). В аргиллитах содержится терригенная примесь.

. . . 13-15 м.

Перерыв . . . 100-120 м.

4. Чередование среднезернистых кварц-граувакковых бескарбонатных песчаников (10-15 см), крупнозернистых карбонатных алевролитов (5-10 см) и среднеобломочных гравелитов кварц-грауваккового состава с карбонатным цементом (15-25 см). На отдельных участках гравелиты переходят в мелкообломочный конгломерат, в которых, как и в гравелитах, ведущую роль играют включения осадочных пород (известняки, пелитолиты).

Видимая мощн. . . . 2,5-3 м.

Перерыв . . . 30-40 м.

5. Чередование глин, гравелитов и конгломератов. Глины в основном карбонатные и представляют собой рыхлые породы мощн. 2-4 м. Гравелиты большей частью кварц-грауваккового состава с карбонатным цементом. Они представлены слоями мощн. 0,4-0,5 м. Конгломераты в основном мелкообломочные, макроскопически в них выделяются обломки известняков (1-3 см). Цемент представлен карбонатным материалом. В толще часто наблюдается постепенный переход от гравелитов в конгломераты. В виде отдельных прослоев присутствуют песчаники кварц-грауваккового состава (15-20 см).

. . . 14-15 м.

Перерыв . . . 5-6 м.

6. Чередование карбонатных глин (5-19 см), алевритовых мергелей (3-6 см) и мелкозернистых карбонатных полевошпатово-кварцевых песчаников (10-20 см). В целом рассматриваемая толща отличается от ранее описанных тем, что породы в ней менее песчаны и отсутствуют гравелиты и конгломераты.

. . . 10-12 м.

Затем в пределах с.Гомбори на расстоянии 600-700 м породы не обнажаются. На дневную поверхность они вновь появляются на восточном окончании села.

7. Чередование рыхлых карбонатных полимиктовых песчаников (5-10 см) и карбонатных глин (2-3 см).

Видимая мощн. . . . 10 м.

Перерыв . . . 70-80 м.

8. Разрез продолжается в русле правого притока р.Гомборула, где представлено чередование карбонатных плотных песчаников кварц-грауваккового состава (15-20 см) и сланцеватых карбонатных песчаных глин (40-50 см).

Видимая мощн. . . . 15 м.

9. Чередование бескарбонатных или слабокарбонатных аркозово-кварцевых песчаников (10-30 см), карбонатных глин (30-50 см) и мергелей (20-30 см). В толще наблюдается мелкая складчатость.

Видимая мощн. . . . 45-м.

Перерыв . . . 60-70 м.

10. Толща плотных мергелей мощн. 5-10 см с прослоями плотных и рыхлых карбонатных песчаников кварц-грауваккового и полевошпатово-кварцевого состава. Мощность песчаников варьирует в пределах 7-25 см.

. . . 5-6 м.

По литолого-фациальным признакам описанные породы можно разделить на две части: нижнюю (пачки 1-5), в которой развиты более крупнообломочные терригенные породы, соответствующие верхнему эоцену, и верхнюю (пачки 6-10), где терригенная примесь псефитового размера почти отсутствует и относится к олигоцену, представляя нижнюю часть свиты кинта.

#### Окр. с.Верона

Описываемый разрез, составленный по восточному окончанию с.Верона, на правом берегу р.Гомборула, дополняет предыдущий разрез по р.Гомборула и дает полное представление о верхнеэоценовой части разреза. У родника в с.Верона по нисходящему разрезу обнажаются следующие отложения:

1. Чередование слоистых мелкообломочных конгломератов (20 см) и гравелитов (10 см), имеющих карбонатный цемент. Среди них встречаются горизонты с включениями (2-4 м), состоящие из хорошо окатанных обломков карбонатных алевролитов (0,7x0,5 м), кварц-аркозовых неравномернозернистых песчаников (10x15 см) и органично-детритовых известняков (5x10 см). Отдельные включения последних достигают размеров 0,7x1,5 м, как правило, хорошо окатаны. В целом, обломки известняков в количественном отношении преобладают.

В конгломератах и гравелитах обломочный материал представлен аналогичными породами с преобладанием известняков. В подчиненном количестве встречаются обломки вулканитов и кремней. Последние характеризуются меньшей степенью окатанности. В толще в виде отдельных прослоев и линз присутствуют карбонатные глины (2-3 см).

Аз. пад.  $40^{\circ}$ ,  $\angle 50^{\circ}$ . . . . 250-270 м.

Перерыв . . . 20-30 м.

2. Аналогичная толща чередования конгломератов и гравелитов с горизонтами включения. В этой части разреза преобладают слои конгломератов мощн. 10-20 см. Среди них появляются прослои алевритовых мергелей. Горизонты с включениями по мощности варьируют в пределах 3-7 м.

. . . 200-230 м.

В самом селении у правого притока р.Гомборула низы верхнего эоцена не обнажаются.

Таким образом, здесь мы имеем лишь образования верхнего эоцена, которые, как и по р.Гомборула, представлены несколько иной фацией, чем в турдойском тектоническом полуокне. В частности, если в последнем верхний эоцен представлен олистостромами, где превалируют олистолиты вулканитов бай-оской

порфиритовой серии, то в описанном обнажении, в основном развиты конгломераты и гравелиты и, отчасти, горизонты с включениями.

#### Ущ. р.Турдо

В турдойском тектоническом полуокне, восточнее с.Тетрицклеби, вдоль автомобильной дороги, у слияния правого притока Пантианисхеви с р.Турдо, обнажаются:

Чередование сильно выветрелых сланцеватых бескарбонатных глин (5-15 см), слоистых бескарбонатных алевритовых аргиллитов (3-8 см) и более плотных бескарбонатных полимиктовых песчаников (3-10 см). В последних местах содержится детрит органики.

Аз. пад.  $220^{\circ}$ ,  $\angle 45^{\circ}$ . Видимая мощн. . . . 19-21 м.

Чередование сланцеватых глин и полимиктовых песчаников, содержащих детрит органики. В глинах и песчаниках присутствуют прослой гравелитов (15-40 см) с карбонатным цементом. В верхней части толщи встречаются слои гравелита мощн. 1,5 м грауваккового состава. . . . 32 м.

Чередование бескарбонатных сланцеватых глин и бескарбонатных полимиктовых песчаников, в которых встречаются прослой мергелей и известняков и слой гравелита (20 см). Видимая мощн. . . . 30 м.

Перерыв . . . 40-50 м.

Песчаники и сланцеватые глины. Песчаники в основном бескарбонатны полимиктового состава и часто обогащены органическим веществом. Они главным образом мелко- и неравнозернисты, мощность слоев варьирует в пределах 5-20 см. Отдельные слои песчаников заметно рассланцованы. Сланцеватые глины играют подчиненную роль в составе толщи. Большая их часть бескарбонатна и характеризуется налетами ярозита.

Видимая мощн. . . . 25 м.

На расстоянии 100-120 м наблюдаются отдельные спорадические обнажения, представленные отложениями, аналогичными толще 4.

5. Чередование сланцеватых бескарбонатных глин и мелкозернистых полимиктовых песчаников, большая часть которых с карбонатным цементом. В песчаниках и глинах местами содержится значительное количество детрита органики.

Описываемая толща по литологическим признакам аналогична толще 4 и представляет собой южное крыло синклинали складки.

Аз. пад.  $10^{\circ}$ ,  $\angle 65^{\circ}$ . Видимая мощн. . . . 40 м.

Вдоль автомобильной дороги коренные выходы пород не обнажаются. Продолжение разреза прослеживается в ущелье правого притока р.Турдо-Пантианисхеви.

6. Олигостромы, на 85-90 % слагаемые из олистолитов вулканитов байосской порфиритовой серии, размеры которых в поперечнике варьируют от нескольких сантиметров до 0,7 м. Большая часть этих олистолитов носит следы переработки, особенно малых размеров. Из других составных частей

олистостром следует выделить олистолиты известняков, которые по макроскопическим признакам должны относиться к образованиям Гагрско-Джавской зоны. Известняки составляют примерно 8-10 % олистолитов и менее окатаны, чем вулканиты. Размеры отдельных известняков составляют 0,7x1 и 5x10 м. Цемент в олистостромах контактового типа и представлен пелитовым веществом.

Ввиду неполноты обнажения затруднено установление истинной мощности олистостром, но, по-видимому, она порядка нескольких сотен метров.

В приведенном разрезе, где развита асимметричная синклинальная складка, толщи 1-5 представляют олигоценовую часть свиты кинта, а толщина 6 относится к верхнему эоцену. Олистострымы слагают скалистую гору, на вершине которой расположены развалины крепости Пситианисцихе.

#### Ущ. р.Лакбе

Рассматриваемый разрез являлся объектом исследования многих геологов на протяжении долгого времени, что обусловлено как хорошей обнаженностью слагающих его отложений, так и его геологической позицией. Здесь, у строящейся плотины, проходит граница между южным склоном Большого Кавказа и Южнокавказским (Закавказским ) межгорным прогибом, представленным соответственно свитой кинта (олигоцен-нижний миоцен) и алазанской серией (акчагыл-апшерон).

Севернее шоссеиной дороги Тбилиси-Телави по р.Лакбе обнажаются отложения алазанской серии, представленные в основном чередованием конгломератов и глин, имеющих южное падение под углом 5-10°.

Не доезжая 150-200 м до строящейся плотины наблюдается следующая картина (рис. 13):

1. Среднеобломочные конгломераты с прослоями слабокарбонатных алевроитовых и песчаных глин коричневатого цвета (1-2 м). Конгломераты хорошо сцементированы карбонатными глинами и алевролитами и состоят в основном из хорошо окатанных обломков известняков (5-10 см).

Аз. пад. 170°, ∠ 30-35°

Затем, 80-100 м в северном направлении наблюдается значительное увеличение углов падения слоев, достигающих до 80-85°.

... 60-65 м.

Перерыв ... 35 м.

2. Глины с выцветами ярозита, в которых присутствуют прослой рыхлых алевролитов и песчаных глин (2-3 см). Толща характеризуется мелкой складчатостью.

Длина обнажений ... 25 м.

Перерыв ... 50 м.

3. Чередование желтовато-серых карбонатных мелкозернистых песчаников (0,8-1,2 м), алевролитов (0,3-0,5 м) и рыхлых карбонатных глин (0,1-0,3 м). В толще возможно присутствуют отдельные прослой измененных (пелитизированных) кристаллокластических туфов.

Аз. пад. 170°, ∠ 90° ... 6 м.

4. Чередование более плотных карбонатных алевролитов (0,7-1 м) и карбонатных рыхлых песчаных глин (0,3-0,5 м).

Аз. пад.  $170^{\circ}$ ,  $\angle 85-90^{\circ}$  ... 4-6 м.

5. Коричневато-серые глины майкопского типа с прослоями алевролитов и песчаников (5-10 см). Породы заметно дислоцированы и характеризуются опрокинутыми на юг складками второго порядка.

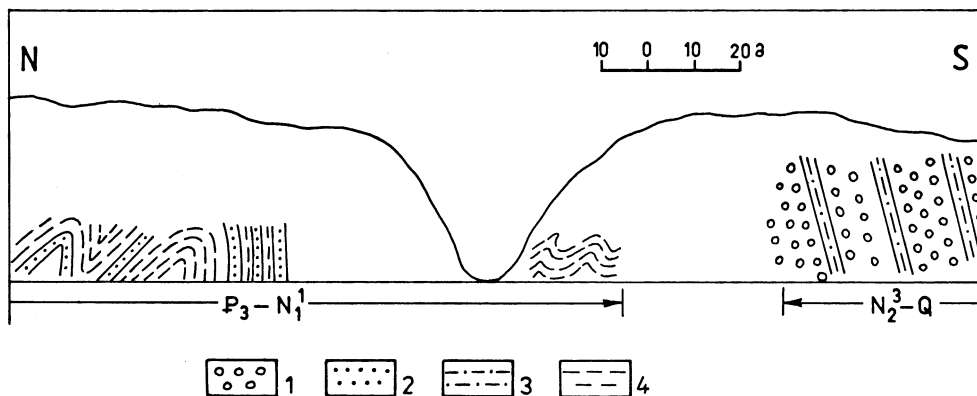


Рис. 13. Зона соприкосновения свиты кинта и алазанской серии (р.Лакбе).

1 - конгломераты; 2 - песчаники; 3 - песчаные глины; 4 - глины.

В описанном разрезе толща 1 принадлежит к алазанской серии, пачки 2-5 - к свите кинта, где пачка 2, по всей вероятности, находится во вторичном залегании. Пачки 3 и 4, по нашему мнению, возможно принадлежат к эоцену. К такому допущению кроме их литологического своеобразия, нас приводит факт наличия их обломков (диаметром 2 м) в виде включений в глинах свиты кинта в ущ. р.Чайлури.

Описанный разрез интересен еще и тем, что здесь наблюдается не типичная картина взаимоотношения между алазанской серией и свитой кинта. В частности, в приконтактной части слои обеих свит имеют большие углы падения, что носит локальный характер и обусловлен, по-видимому, наличием здесь приразломной зоны, о чем уже говорилось (глава 1).

#### Гагрско - Джавская зона

В отличие от Местийско-Тианетской зоны, где палеогеновые отложения развиты лишь в одной подзоне (Жинвальско-Гомборской), в Гагрско-Джавской зоне эти образования сохранились во всех подзонах и представлены разными фациями.

## Абхазская подзона

В рассматриваемой подзоне палеогеновые образования представлены двумя фациями: флишоидной (верховья рр. Псоу и Бзыбь) и субплатформенной (восточное окончание Адлерской депрессии)

### Флишоидная фация

#### Ущ. р. Арква

В ущелье правого притока р. Арква (правый приток р. Псоу) над верхнеюрскими известняками с перерывом в обнажении следуют:

- Щепковидно-оскольчатые темно-серые, местами зеленовато и коричневато-серые пелагические аргиллиты с прослоями турбидитов, представленных аркозово-кварцевыми алевролитами и плотными алевритистыми аргиллитами. Местами встречаются также прослойки мелкозернистых аркозово-кварцевых песчаных турбидитов. В аргиллитах часто наблюдается сферическое выветривание. Мощн. прослоев песчаных и алевролитов от 0,1 до 0,6 м. . . . . Аз. пад.  $340^{\circ}$ ,  $\angle 55^{\circ}$ . . . . . 45 м.  
Перерыв . . . . . 3 м.
2. Турбидиты, состоящие из серых аркозово-кварцевых плитчатых алевролитов. В нижней части последние постепенно переходят в мелкозернистые аркозово-кварцевые песчаные турбидиты. . . . . 2 м.
3. Чередование темно-серых щепковидно-оскольчатых аргиллитов и кварцево-слюдистых алевролитов. . . . . 4,5 м.  
Перерыв . . . . . 150-170 м.
4. На левом склоне отмеченного притока обнажаются щепковидно-оскольчатые темно-серые сланцеватые аргиллиты с прослоями серых карбонатных слюдисто-кварцевых алевролитовых турбидитов. . . . . 17 м.
5. Щепковидно-оскольчатые темно-серые аргиллиты с прослоями и линзами турбидитов в виде слюдисто-кварцевых песчаных (иногда карбонатных) алевролитов (25-35 см). . . . . 10-12 м.
6. Темно-серые, местами зеленовато-серые аргиллиты с прослоями и линзами слюдисто-кварцевых алевролитовых турбидитов. . . . . 3-4 м.
7. Тектонически сильно смятые зеленовато-серые сланцеватые аргиллиты и мергели с прослоями слюдисто-кварцевых алевролитов (5-10 см). . . . . 4-6 м.
8. Нижнемеловые известняки, находящиеся в четко выраженном тектоническом контакте с пачкой 7.

Расчленить эти образования на стратиграфические единицы очень трудно из-за скудности ископаемых организмов (к тому же плохой сохраненности). В аргиллитах ущелья вышеуказанного правого притока р. Псоу был обнаружен комплекс мелких фораминифер<sup>2</sup>: *Glomospiracharoides* (P. et I.), *Haplophragmoides*

<sup>2</sup> Для Абхазской подзоны мелкие фораминиферы определены М.В. Качаравой,



*sp.*, *Trochamminoides irregularis* Subb., характерных для палеоценовых осадков. Южнее, вдоль дороги Леселидзе-Айбга, найдены *Globigerinoides conglobatus* (Brady), встречающийся в верхней части среднего эоцена и в верхнем эоцене. Итак, описанные образования условно можно отнести к палеоцену-среднему эоцену.

В западном направлении описанные палеогеновые отложения протягиваются в виде узкой полосы, за пределами территории Грузии. На водоразделе рр.Псоу и Мзымта имеются отдельные обнажения палеогеновых пород, представленных в несколько иной фации, чем в басс. р.Арква.

#### Ущ. р.Бзыбь

Второй участок развития палеогеновых отложений в зоне флишоидных фаций расположен в верхней части басс. р.Пшица (правый приток р.Бзыбь) и в истоках левого притока р.Юпшара (южный склон хр.Анчо). Детальное изучение этих отложений, проведенное Н.Ш.Салуквадзе и автором настоящей работы (1973), дали возможность по-новому осветить ряд вопросов стратиграфии и литологии этих образований.

Сравнительно хорошо, рассматриваемые отложения представлены на водоразделе р.Пшица и левого притока р.Юпшара в истоке указанного притока. На отмеченном водоразделе севернее нижнемеловых (барремских) известняков после перерыва в обнажении развиты серые аркозово-кварцевые карбонатные песчаники и алевролиты, серые и темно-серые, иногда коричневато-серые песчаники и алевролитовые мергели и аргиллиты. В мергелях обнаружены *Acarinina bullbrooki* (Boli), *Globigerapsis index*, *Globigerina frontosa* Subb. Эта ассоциация фораминифер позволяет условно отнести вмещающие их слои к среднему эоцену. Определение точной мощности данной пачки из-за плохой обнаженности не представляется возможным.

Севернее этого участка, в истоке левого притока р.Юпшара с юга на север обнажены:

1. Темно-серые, реже коричневато-серые пелагические песчаные и алевролитовые мергели (0,5-1 м) с прослоями (0,4-1,2 м) серых, иногда зеленовато-серых карбонатных неравнозернистых граувакково-кварцевых песчаниковых турбидитов. Последние встречаются также в виде тонких прослоев (2-10 см). Местами они полосчатые. Мергели плитчатые, мягкие, реже массивные, плотные. Попадаются прожилки кальцита.

Аз. пад.  $10^{\circ}$ ,  $\angle 80^{\circ}$  . . . 37 м.

Перерыв . . . 25 м.

2. Серые, темно-серые и коричневато-серые плотные алевролитовые мергели (2,6-5 м) с прослоями (0,02-0,1 м) серых и темно-серых граувакково-кварцевых карбонатных песчаниковых турбидитов. В верхней части толщи среди мергелей наблюдается слой песчаника мощн. 0,9 м. В нижней части был

встречен тонкий прослой (3 см) алевроитового известняка.

... 17 м.

3. Чередование турбидитовых и пелагических отложений. Последние представлены темно-серыми и серыми плотными алевроитовыми мергелями, а турбидиты - серыми граувакково-кварцевыми карбонатными неравномернозернистыми песчаниками (5-15 см). Последние иногда характеризуются полосчатой текстурой. . . . . 12 м.  
Перерыв . . . 8 м.
4. Чередование темно-серых, иногда коричневатых серых мергелей, карбонатных аргиллитов (0,2-1,8 м) и серых, редко темно-серых карбонатных, преимущественно аркозово-кварцевых мелкозернистых песчаниковых турбидитов (10-60 см). Встречаются также прослои песчаных и глинистых известняков. Мергели и аргиллиты часто плитчатые, иногда алевроитовые, реже песчаные. Песчаники местами полосчатые. Наблюдаются прожилки кальцита. В песчаниках были найдены *Operculina sp.*, *Discociclyna sp.* . . 12,5 м.
5. Фоновые отложения, представленные зеленовато-серыми и серыми мергелями (местами песчаные и алевроитовые) с прослоями аргиллитов темного цвета. Турбидиты состоят из серых литокластических известняков (10-20 см). Наблюдаются прожилки кальцита. Мергели содержат *Acarinina cf. bullbrookii* (Bolli), *Ac. cf. rotundimarginata* Subb., *Globigerina frontosa* Subb., *Globigerina cf. eocaena* Gumb., *Globanomalina cf. micra* (Cole), а также переотложенные меловые *Globotruncana sp.* . . . 7 м.
6. Чередование зеленовато-серых и серых мергелей (иногда алевроитовых) и серых, местами розоватым оттенком песчано-глинистых литокластических известняков (5-20 см, редко до 90 см) (рис.14). Некоторые слои известняков переходят в гравелиты. В известняках были встречены *Nummulites anomalus* de la Harp, *N. distans* Desh., *N. globatus* Laym., *Discociclyna sp.*, *Operculina sp.* . . . 11 м.
7. Чередование щепковидно-оскольчатых серых, реже зеленоватых мергелей, серых, местами с зеленоватым оттенком глинисто-песчаных известняков (0,25-1,2 м). Известняки содержат плохо сохранившуюся фауну: *Nummulites sp.*, *Discociclyna sp.*, *Operculina sp.* . . . 6,5 м.  
Два слоя карбонатного средне- и крупнообломочного гравелита с *Nummulites sp.* . . . 1,6 м.
8. Чередование щепковидно-оскольчатых серых, редко зеленовато-серых мергелей (0,1-1 м) и серых, иногда темно-серых граувакково-кварцевых песчаниковых турбидитов (10-40 см) с *Nummulites sp.*, *Discociclyna sp.* В мергелях были найдены *Acarinina cf. bullbrookii* (Bolli), *Globorotalia Iensiformis* Subb., *Globotruncana sp.* (последние две формы переотложенные). . . 15-16 м.
9. Чередование зеленовато-серых и светло-серых плотных мергелей (10-50 см) и серых, местами с зеленоватым оттенком аргиллитов (30-80 см). Встречаются прослои серых песчано-глинистых известняков (0,1-1,4 м) и серых,

иногда темно-серых аркозово-кварцевых песчаников (0,1-1,1 м). В них найдены *Nummulites sp.*, *Operculina sp.* . . .52 м.

Из приведенного описания видно, что здесь отложения палеогена сравнительно бедны остатками организмов, пригодных для биостратиграфии. Установить возраст удастся лишь для зеленовато-серых мергелей и известняков (пачки 5,6). По перечисленным выше нуммулитам и мелким фораминиферам отмеченные образования должны относиться к среднему эоцену. По мнению Н.Ш.Салуквадзе (1993), они аналогичны мамайской свите, развитой за пределами исследованного района. Мергели и песчаники (пачки 1,2,3,4) обнаруживают литологическое сходство с породами, развитыми на указанном выше водоразделе, возраст которых определяется условно как средний эоцен. Также условно к среднему эоцену относятся и щепковидно-оскольчатые мергели (пачки 7,8).

Соотношение между фоновыми и турбидитовыми образованиями соответственно составляет 60 к 40 %, что указывает на флишоидную природу рассматриваемых отложений.

Палеогеновые осадки обнажаются также восточнее рассматриваемого участка - на правом склоне ущ. р.Пшица. В северной части полосы распространения палеогеновых образований, стратиграфически выше верхнемеловых известняков следуют :

Конгломерат полимиктового состава, характеризующийся неравногальчатой структурой. Из обломков пород, преобладают пелитоморфные известняки темно- и светло-серого цвета. В подчиненном количестве встречаются также обломки мергелей, слабокарбонатных глин и кремней. Обломки пелитолитов часто замещены гидроксидами железа. Размер обломков колеблется в пределах от 10 до 25 см в поперечнике. Наблюдается уменьшение размера обломков от подошвы к кровле. Если в нижней части размер обломочного материала в среднем равен 10-15 см, то в верхней части равен 10-30 см. Обломки пород в большинстве случаев характеризуются высокой степенью окатанности, иногда до сферической формы, хотя встречаются обломки и слабоокатанные и угловатые.

Цемент конгломерата представлен глинисто-карбонатным материалом, частично замещенным гидроксидами железа. . . . 5,5 м.

2. Пестроцветные мергели (зеленовато-серые, красновато-серые). . . . 2м.
3. Зеленовато-серые мергели с прослоями алевролитовых и песчаных кластическо-известняковых турбидитов (5-20 см). В верхней части наблюдаются прослой слабокарбонатных аргиллитов.

Аз. пад.  $35^{\circ}$ ,  $\angle 50^{\circ}$  . . . 35-40 м.

Перерыв . . . 38-40 м.

4. Чередование турбидитов и фоновых отложений. Последние представлены зеленовато-серыми мергелями, а турбидиты - алевролитовыми и песчаными кластическими известняками, аркозово-кварцевыми и граувакково-кварцевыми песчаниками. . . . 20-21 м.

Перерыв . . . 30-35 м.

5. Чередование светло-серых песчаных известняков (0,3-1 м) и песчаных мергелей (0,07-0,1 м). Известняки содержат плохо сохранившуюся фауну

- нуммулитид. В мергелях были найдены: *Globorotalia cf. aragonensis* Nutt., *Acarinina cf. acarinata* Subb., определяющие возраст вмещающих пород нижним эоценом. . . . 17 м.
6. Чередование тех же известняков и мергелей, в которых наблюдается опрокинутая к югу антиклинальная складка. . . . 4-5 м.  
Перерыв . . . 50 м.
7. Чередование сильно песчаных кластическо-известняковых турбидитов и песчаных мергелей и карбонатных аргиллитов. Последние присутствуют в подчиненном количестве. Эти породы (как и пачка 6) смяты в мелкие складки, что, наряду с плохой обнаженностью, весьма осложняет установление стратиграфической последовательности. . . . 8-10 м.  
Перерыв . . . 30-35 м.
8. Светло-серые и розоватые известняки с хорошо выраженной слоистостью. В них наблюдаются линзы кремней. Эти известняки (по-видимому, верхнемелового возраста) слагают сводную часть антиклинали.  
Перерыв . . . 300 м.
- У высоты 1331 м (левый склон ущелья правого притока р.Пищица) с севера на юг развиты :
9. Чередование зеленовато-серых мергелей и серых, иногда зеленовато-серых известняков (5-10 см). В мергелях найдены *Acarinina cf. bullbrookii* (Bolli). . . . 8 м.
10. Зеленовато-серые и розовато-серые пелагические мергели и темно-серые аргиллиты с прослоями аркозово-кварцевых карбонатных песчаниковых турбидитов. Наблюдаются прослой светло-зеленых бентонитовых глин (5-10 см). . . . 8,5 м.
11. Фоновые отложения, представленные темно-серыми и серыми аргиллитами и в подчиненном количестве коричневатосерыми и серыми мергелями и песчаными известняками (10-20 см). Среди них присутствуют прослой мелкозернистых аркозово-кварцевых карбонатных песчаниковых турбидитов. . . . 10 м.



*Рис. 14. Чередование пелагических мергелей и песчаных турбидитов в среднеэоценовых флишоидных отложениях (левый приток р.Юпишара)*

12. Далее спорадически обнажаются темно-серые, иногда почти черные или темно-коричневые, слабокарбонатные аргиллиты с прослоями карбонатных алевролитов и мелкозернистых аркозово-кварцевых карбонатных песчаников. Видимая мощн. . . . 60-75 м.

Пачка 9 с вышеуказанной фауной относится условно к среднему эоцену. По мнению Н.Ш.Салуквадзе (1993), эти и следующие над ними отложения являются аналогами мамынской свиты.

В пространственном размещении палеогеновых образований восточной части зоны флишоидных фаций наблюдается определенная фациальная зональность, заключающаяся в том, что породы, содержащие крупнообломочный терригенный материал (гравелиты, песчаные известняки), пространственно приурочены к северной полосе развития этих образований. В южной же части, развиты преимущественно пелитовые породы с прослоями песчаников.

Восточнее описанного участка на южном склоне хр.Лакорози, по данным В.И.Курочкина (1936,1949), распространены карбонатные песчаники, песчаные известняки и темно-серые плотные мергели с редкими прослоями микроконгломератов. Автор указывает на присутствие в этих породах нуммулитов и орбитоид (неопределенные) и комплекса мелких фораминифер нижнеэоценового возраста. Здесь развиты зеленые мергели, относимые указанным автором к датскому ярусу. Найденный в этих породах представитель мелких фораминифер не является, как думал В.И.Курочкин, руководящим для упомянутого яруса видом. Эта форма встречается также в палеоцене и эоцене.

Суммируя вышесказанное и учитывая данные В.И.Курочкина, можно заключить, что по всем имеющимся в настоящее время фактическим материалам, возраст изученных отложений определяется нижним и средним эоценом, хотя не исключена возможность, что часть осадков палеоценового и верхнеэоценового возраста.

### **Субплатформенная фация**

Субплатформенные отложения, развитые южнее флишоидных образований и слагающие восточное окончание Адлерской депрессии, по литологическим признакам разделяются на две части. Нижняя (палеоцен-низы верхнего эоцена) представлена маломощной (170-200 м) типично субплатформенной фацией и верхняя (верхи верхнего эоцена-олигоцен) - сравнительно мощной (1600-1800 м) молассоидной фацией предгорного прогиба.

Учитывая, что детальную характеристику рассматриваемых отложений можно найти во многих публикациях (Келлер, Меннер,1945; Папава, Годердзишвили,1968; Салуквадзе,1972,1993; Майсадзе,1987 и др.), в настоящей работе будет изложена лишь краткая их характеристика.

Нижняя часть палеоцена (датские отложения), представленная *михельришской свитой* (Гамбашидзе, 1981), в начале слагается тонкослоистыми известняками, которые вверх по разрезу сменяются мергелями. За ними следуют нижние зеленые мергели, нижняя часть которых охватывает верхний дат, а остальная часть относится к палеоцену.

Пестроцветные мергели (*лапстинская свита*) постепенно сменяют вышеописанную пачку, поэтому проведение границы между этими литологическими единицами затруднено. Пачка состоит из чередования зеленовато-серых, коричневатых и серых мергелей с редкими прослоями песчаных известняков. Содержащаяся в них микрофауна датирует отложения верхним палеоценом-нижним эоценом.

Пестроцветные мергели также постепенно сменяются верхними зелеными мергелями (*багнарская свита*), относящиеся к среднему эоцену. Граница между ними более или менее четкая. Макроскопически эти мергели похожи на нижние зеленые мергели. При выветривании они нередко становятся комковатыми, в них присутствуют включения пирита.

Над верхними зелеными мергелями согласно залегают лиролеписовые мергели *эгрисской свиты*, являющиеся в Абхазии маркирующим горизонтом, возраст которых соответствует самым низам верхнего эоцена. Макроскопически лиролеписовые мергели легко отличаются от других осадков, слагающих палеоген. Они коричневатые-серые, коричневые, почти черные, плитчатые, при выветривании становятся листоватыми. В них довольно часто встречаются чешуи рыб, включения пирита и лимонитизированные конкреции.

Лиролеписовые мергели вверх по разрезу постепенно сменяются верхними пестроцветными мергелями *кддианской свиты* верхнего эоцена. Макроскопически эти отложения аналогичны раннеописанному нижнему пестроцветному мергелю.

Над пестроцветными мергелями следуют регрессивные отложения *мацестинской свиты* (верхний эоцен). Литологически она расчленяется на три горизонта: нижний - песчано-глинистый, средний - "горизонт с включениями" (олистостромы) и верхний - глинисто-песчанистый.

Песчано-глинистый горизонт постепенно сменяет нижележащие мергели верхнего эоцена. В нижней части он представлен мергелями, редко - карбонатными глинами. В них появляются прослойки мелкозернистых карбонатных песчаников. Вверх по разрезу количество и мощность песчаниковых прослоев постепенно увеличивается, создавая чередование с мергелями.

Средняя часть мацестинской свиты - "горизонт с включениями" (олистостромы) представляет собой типичное подводно-оползневое образование. Основными породами горизонта с включениями являются песчаные мергели и карбонатные глины, содержащие олистолиты мергелей, известняков и кремней, размер которых варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике, достигая иногда десятков метров.

Следующий выше глинисто-песчанистый горизонт без следов перерыва сменяет олистостромы и представлен карбонатными глинами, мергелями и песчаниками. Роль последних вверх по разрезу заметно увеличивается.

Общая мощность мацестинской свиты равна 320-350 м.

Самая верхняя часть палеогена, обнажающаяся в рассматриваемой зоне, представлена отложениями *хостинской свиты* (олигоцен), сложенной в основном более плотными толстослоистыми песчаниками и создающая положительные формы рельефа. В составе свиты в виде прослоев принимают участие карбонатные глины и мергели.

Мощность хостинской свиты составляет 400-460 м.

*Сочинская свита* (олигоцен), следующая над хостинской, на рассматриваемой территории не обнажается, и ее присутствие здесь было подтверждено бурением. Она представлена в основном песчанистыми глинами с прослоями песчаников. Мощность свиты составляет 900-1000 м.

### Северная подзона

В рассматриваемой подзоне, охватывающей довольно большую часть Гагрско-Джавской зоны, палеогеновые отложения сохранились весьма ограниченно. Западный их выход находится в басс. р.Кодори (район с.Зима), а восточный - в междуречье Риони и Лиахви.

В последнем случае палеогеновые образования представлены верхнеэоценовыми паравтохтонными олистостромами и палеоцен-верхнеэоценовыми автохтонными нормально-осадочными отложениями, мощность которых достигает 300 м. Олистостромы, развитые севернее нормально-осадочных образований, находятся в тектоническом соприкосновении с разновозрастными отложениями, в том числе и с верхнеэоценовыми.

Результаты исследований палеогеновых отложений, развитых в междуречье Риони и Лиахви, автором уже излагались (Майсадзе, 1969, 1970). Во избежание повторений, в настоящей работе будет дана лишь общая характеристика рассматриваемых отложений и более детально будет изложен фактический материал, собранный в последние годы.

### Нормально-осадочная фация

Окр. с.Зима

Южнее слияния рр.Кодори и Зима, на левом берегу р.Кодори, у моста, над верхнемеловыми известняками после перерыва в обнажении с севера на юг следуют:

Плотные массивные известняки кремового цвета, содержащие водоросли.

... 6,5 м.

Слоистые (20-25 см) органогенно-детритовые известняки кремового цвета с криноидами и ежами в верхней части пачки.

... 6,5-7 м.

Розовато-белые слоистые, сравнительно мягкие органогенно-детритовые известняки.

... 3-3,5 м.

Перерыв ... 8-9 м.

4. Зеленовато-серые мергели с множеством детрита микрофауны. В незначительном количестве в них содержится терригенная примесь, представленная отдельными зернами кварца и полевого шпата. В виде прослоев присутствуют более плотные мергели, содержащие вкрапленники пирита. . . . 8-10 м.
5. Темно-коричневые плитчатые мергели с микрофауной. . . .  
30 м Перерыв . . . 12-14 м.
6. Зеленовато-серые и зеленые мергели с незначительным количеством примеси терригенного материала в виде обломков кварца песчаного размера. Видимая мощн. . . . 35-40 м.

Пачки 1 и 2 принадлежат к палеоцену, 3 - к нижнему эоцену, 4 (нижнефораминиферовые мергели) - к среднему эоцену, 5 (лиролеписовые мергели) и 6 (верхнефораминиферовые мергели) - к верхнему эоцену.

В междуречье Риони и Лиахви нормально-осадочные образования сохранились в районах сс.Цедиси, Сханари, Фасраго и на хребте Валхох. Возраст этих отложений определяется как средний и верхний эоцен. В результате наших исследований выяснилось, что в строении данного района (в басс. р.Варахком) принимают участие также отложения палеоцен-нижнеэоценового возраста (Майсадзе, 1986). Существование последних в рассматриваемом районе отмечалось лишь в штольне Квайсинского месторождения (Надирадзе и др., 1974)

#### Ущ. р.Варахком

В разрезах р.Варахком (левый приток р.Гомрула) нами впервые было установлено наличие в данном районе в естественных обнажениях палеоценовых и нижнеэоценовых пород. Здесь составлены два разреза, обнажающихся в русле реки и на ее левом склоне.

На левом склоне р.Варахком, вдоль аробной дороги с юга на север прослеживаются:

1. Массивные органогенно-детритовые рифогенные известняки.
2. Глыбовая брекчия, состоящая из включений верхнеюрских и меловых известняков, с преобладанием первых. Обломки известняков в основном угловатые, хотя часть из них носит следы окатанности. В поперечнике их размеры варьируют в пределах 0,2-0,7 м. Большими размерами характеризуются верхнеюрские известняки.  
Цементом служат сланцеватые мергели, содержащие *Subbotina eoacaenica* (Ferg.), *Subbotina triloculinoides* (Plumm.), *Acarinina pseudotopilensis* Subb., *Acarinina acarinata* Subb., *Acarinina bullbrookii* (Bolli), *Glorotalia aragonensis* Nut (определение Г.Годердзишвили, в шлифах). . . . 20-22 м.
3. Чередование плагиоклаз-кварцевых среднезернистых карбонатных песчаников и песчаных мергелей. . . . 3-4 м.



4. Крупнообломочный конгломерат, состоящий в основном из хорошо окатанных обломков известняков. Цементом служит карбонатное вещество. . . . 2-2,5 м.
  5. Чередование плагиоклаз-кварцевых мелкозернистых карбонатных песчаников и песчаных плотных мергелей. В последнем наблюдается включение глыбы слоистого известняка величиной 4x8 м. . . . 8 м.  
Перерыв . . . 15-20 м.
  6. Плотные органогенно-детритовые песчанистые известняки с прослоями более мягких мергелей с микрофауной. Азимут падения слоев здесь южный, что обусловлено наличием синклинали, северное крыло которой слагается описанной пачкой. Мульда синклинали не обнажается.  
Аз. пад.  $170^{\circ}$ ,  $\angle 25^{\circ}$  . . . 7-8 м.
  7. Спорадические обнажения плотных песчанистых мергелей с прослоями песчано-глинистых известняков. В них наблюдается хорошо выраженная антиклиналь, северное крыло которой имеет аз.пад. слоев  $15-20^{\circ}$ ,  $\angle 30-35^{\circ}$  (южное крыло слагает пачка 6). . . . 30-35 м.
  8. Сланцеватые песчанистые мергели, в которых наблюдается два включения массивных органогенно-детритовых известняков (1,2x 0,6 и 5x7 м), литологически схожих с известняками мела. В первом из них содержатся конкреции кремня. В непосредственной близости от последнего включения имеется прослойка (5-7 см) среднеобломочного гравелита, состоящего исключительно из обломков вулканогенных пород. Цементом в гравелите служит карбонатное вещество. . . . 10-12 м.
  9. Аналогичные песчанистые сланцеватые мергели с включением глыбы известняка (3x5 м). . . . 5-6 м.
- Затем следуют спорадические выходы тех же сланцеватых песчанистых мергелей, слагающих небольшую синклинали.
10. Массивные рифогенные известняки с останцами на них ранее описанных мергелей с южным падением слоев.

По макроскопическим признакам пачки 1 и 10 относятся к верхней юре, пачка 2 содержит комплекс ниже - и среднеэоценовой микрофауны. По геологическим соображениям, эта пачка должна датироваться низами среднего эоцена. Пачки 3-9 по их стратиграфическому положению должны быть отнесены также к среднему эоцену, хотя в этих отложениях содержится комплекс палеоцен-нижнеэоценовой микрофауны, находящейся, по-видимому, во вторичном залегании.

Описанный разрез среднего эоцена, наряду с мощной базальной формацией, примечателен и тем, что в нем впервые были обнаружены включения экзотических глыб в нормально-осадочных отложениях палеогена.

Другой разрез рассматриваемых образований обнажается в самом русле р.Варах-ком, недалеко от вышеописанного разреза.

Здесь, над верхнеюрскими известняками (с юга на север) после некоторого перерыва в обнажении следуют нормально-осадочные отложения, представленные чередованием плотных пелитоморфных глинистых известняков и песчаных

сланцеватых мергелей. В них наблюдаются отдельные прослойки плагиоклаз-кварцевых карбонатных песчаников.

В мергелях и известняках на разных стратиграфических уровнях данного разреза в значительном количестве содержится комплекс палеоценовой микрофауны: *Subbotina eocaenica* (Ferq.), *Acarinina acarinata* Subb., *Acarinina sp.*, *Globorotalia marginodentata sp.*, *Globorotalia sp.*, *Nuttallides trumpyi* Nutt., *Subbotina triloculinoidea* (Plumm.), *Subbotina eocaenica* (Ferq.), *Bulimina sp.*, *Globorotalia membranacea* (Ehrenb.)

Далее к северу наблюдается тектонический контакт между описанными отложениями и верхнеюрскими известняками. Последние надвинуты с севера, перекрывая верхнюю часть разреза. Аз. пад.  $15^{\circ}$ ,  $\angle 60^{\circ}$ .

Видимая мощность рассматриваемых отложений составляет 190-200 м. Их верхняя часть, по-видимому, представлена нижним эоценом. По данным бурения (скв. Варахком - 282,283,297), истинная мощность их в бас. р.Варахком равна 250-300 м.

Сравнивая описанные разрезы, можно отметить некоторые различия между ними. В частности, в разрезе по руслу р.Варахком известняки играют более значительную роль. Если в первом разрезе (вдоль аробной дороги) хорошо фиксируются пликативные структуры, то во втором (по руслу реки) слои характеризуются моноклиналильным северным падением.

Юго-восточнее вышеописанных разрезов имеется еще один небольшой выход палеогеновых отложений, здесь, на левом склоне р.Варахком, интересующие нас отложения залегают на вулканогенных породах. В частности, над туфо-брекчиями байоса, имеющих аз. пад.  $330^{\circ}$ ,  $\angle 35^{\circ}$ , с угловым несогласием с юга на север следуют:

1. Конгломерат-брекчия, состоящая в основном из обломков и глыб байосских вулканитов, средний размер которых составляет  $0,4 \times 0,2$  м. Размер одной глыбы достигает  $2,5 \times 1$  м. Кроме них присутствует два обломка верхнеюрского известняка величиной  $1 \times 0,4$  и  $0,2 \times 0,15$  м. Обломки большей частью носят следы окатанности. Цемент представлен пелитовым веществом. Внутри конгломерат-брекчий имеются маломощные прослойки пелитолитов с аз. пад.  $330^{\circ}$ ,  $\angle 70^{\circ}$ .  
.. 10 м.

Перерыв . . . 110-120 м.

- 2 Чередование слоистых песчаных карбонатных и бескарбонатных аргиллитов, имеющих аз. пад.  $165^{\circ}$ ,  $\angle 50^{\circ}$ .

Видимая мощн. . . . 10-12 м.

Описанное обнажение, несмотря на свой спорадический характер, интересно тем, что здесь, как и в разрезе вдоль аробной дороги, представлены, по-видимому, среднеэоценовые породы, низы которых слагаются также конгломерат-брекчиями. Последние в одном случае залегают над верхнеюрскими известняками (вдоль аробной дороги), а в данном разрезе - над туфо-брекчиями байоса.

Выходы палеогеновых образований встречаются также в горных выработках Квайсинского месторождения. Один из таких выходов наблюдается в восточном окончании штольни 6-БИС. Здесь, с запада на восток обнажаются:

1. Массивные рифогенные известняки.

2. Конгломерат-брекчия, состоящая из обломков известняков верхней юры и мела, размером в среднем 10-12 см в поперечнике. Внутри конгломерат-брекчии отмечается несколько прослоев мелкообломочного конгломерата и гравелита (5-10 см), имеющих аз. пад.  $140^{\circ}$ ,  $\angle 70^{\circ}$ .

Пространство между крупными обломками известняков заполнено массой, представляющей собой средне- и крупнообломочный гравелит, который в свою очередь, состоит из обломков известняков и сцементирован карбонатным веществом. . . . 6-

7 м.

3. Мергели с ровной подошвой и волнистой кровлей. . . . 0,2 м.
4. Конгломерат из обломков верхнеюрских и меловых известняков, а также отдельных включений вулканитов и аргиллитов. Размер обломочного материала колеблется в пределах 5-15 см в поперечнике. Наибольшими размерами характеризуются верхнеюрские известняки (20-25 см). Цементирующая масса представлена песчаным мергелем и карбонатным песчаником. . . . 3,5 м.
5. Слоистые мергели с детритом микрофауны. Поверхность подошвы и кровли пачки неровная. Аз. пад.  $140^{\circ}$ ,  $\angle 60-70$  . . . 0,25 м.
6. Крупногалечный конгломерат обломков и валунов верхнеюрских и меловых известняков и отдельных валунов байосской порфиритовой серии. Верхнеюрские известняки преобладают как в количественном отношении, так и по размерам, достигая в поперечнике 0,3-0,4 м. Сцементированы эти валуны среднеобломочными гравелитами.

Видимая мощн. . . 6-7 м.

Перерыв . . . 8-9 м.

7. Чередование слоистых (15-20 см) карбонатных песчаников, песчаных мергелей (5-10 см) и гравелитов (20-30 см). Песчаники аркозово-кварцевых и граувакково-кварцевых разновидностей. Гравелиты и мелкообломочные конгломераты состоят из обломков верхнеюрских меловых известняков и байосских вулканитов. Здесь же А.Г.Жабиным и др.(1982<sub>2</sub>) были найдены рудокласты. Обломочный материал характеризуется как угловатыми, так и окатанными формами. Цемент представлен карбонатным и частично, пелитовым веществом. В них был изучен комплекс фораминифер, соответствующий, по данным Г.С.Годердзишвили, зоне *Bolivina antegressa*. Аз. пад.  $140^{\circ}$ ,  $\angle 70^{\circ}$  . . . 9-10 м.

8. Грубослоистые черные мергели с прослоями окремненных пелитолитов.

Видимая мощн. . . 5-6 м.

Дальше на восток штольня обвалена.

Пачка 1 относится к верхней юре, 2-6 - к верхнему эоцену. Пачка 7 по содержащейся в ней фауне датируется как верхи верхнего эоцена (Жабин и др., 1982<sub>1</sub>).

Таким образом, приведенный новый фактический материал позволил впервые установить в поверхностных обнажениях Квайсинского рудного района

присутствие палеоцен-нижнеэоценовых отложений, а также наличие экзотических глыб в нормально-осадочных образованиях палеогена.

### Олиостромовая фация

Олиостромы, как уже отмечалось, в основном развиты севернее нормально-осадочных образований. Они обнажены в виде узкой, зажатой между надвигающими полосами, вдоль фронтальной линии надвига флишевых отложений Местийско-Тианетской зоны.

#### Ущ. р.Халивдон

Один из полных разрезов верхнеэоценовых олиостромов обнажается по правому берегу р.Халивдон (левый приток р.Паца) вдоль автомобильной дороги, не доезжая до перевала Эрцо. Здесь с юга на север наблюдается следующая последовательность пород :

1. Верхнеюрские массивные рифовые известняки.
2. Желтовато-серые карбонатные слоистые песчаники олигомиктового состава.  
Аз. пад.  $0-5^{\circ}$ ,  $\angle 40-45^{\circ}$  . . . 60-70 м.  
Перерыв . . . 10-12 м.
3. Олиостромы, состоящие из олистолитов верхнеюрских рифовых известняков и вулканитов байосской порфириновой серии. Известняки заметно преобладают и их размеры составляют от нескольких сантиметров до 5 м. Они в основном угловатые. Олистолиты вулканитов присутствуют в подчиненном количестве и в среднем равны 0,1-0,3 м. Они сравнительно хорошо обработаны и округлой формы.  
В олиостромах встречаются отдельные пачки нормально-осадочных пород, представленных глинистыми сланцами и мергелями мощн. 0,3-0,5 м. Пространство между олистолитами заполнено мелкообломочными конгломерат-брекчиями того же состава и сцементирован глинистой массой. . . . . 80-100 м.  
Перерыв . . . 30-35 м.
4. Сильно выветрелые агломератовые туфы и туффиты, состоящие из включений авгит-лабрадорных и авгит-битовнитовых порфиритов. Среди них присутствуют отдельные включения (5-10 см) верхнеюрских известняков. Эти включения сцементированы кристаллокластическими и лито-кристаллокластическими туфами.  
Описанные вулканические образования сильно раздроблены, поэтому основную массу нередко трудно отличить от обломков. . . 80-90 м.
5. Сильно тектонизированная зона, состоящая из глинистых сланцев и мергелей. В них присутствуют отдельные включения известняков и вулканитов. Породы сильно раздроблены, часты зеркала скольжения и многочисленные разрывные нарушения. Одно из включений известняка в виде 8 характеризуется размерами 5x2 м. . . 35-40 м.

6. Карбонатно-терригенные флишевые отложения (апт-альб), непосредственно надвинутые на породы пачки 5.

Пачка 2 относится к среднеэоценовым нормально-осадочным автохтонным образованиям, на которые надвинуты верхнеэоценовые олистостромы (пачка 3). Пачки 4 и 5 также представляют собой олистостромы. Вулканогенные образования пачки 4 ранее принимались за продукты верхнеэоценового вулканизма (Майсадзе, 1970). Однако, как будет еще показано, они должны представлять собой продукты альб-сеноманского вулканизма, находящиеся во вторичном залегании.

Описанный разрез примечателен еще и тем, что в нем хорошо обнажается фронтальный надвиг Местийско-Тианетской флишевой зоны.

Более детальная характеристика верхнеэоценовых олистостромов дана в следующей главе. Здесь лишь отметим, что в междуречье Риони и Лиахви в состав этих образований, наряду с верхнеюрскими известняками и вулканитами байосской порфиритовой серии, принимают участие и олистолиты меловых флишевых отложений (р. Гомрула).

#### А м з а р о - М у х у р с к а я   п о д з о н а к р а е в ы х   д и с л о к а ц и й

К этой подзоне, как уже отмечалось, относится северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали, в строении которой принимают участие и палеогеновые отложения.

#### Окр. с. Орбели

В окр. с. Орбели, севернее крепости, вдоль аробной дороги с севера на юг обнажается следующая последовательность опрокинутых на юг пород:

1. Белые пелитоморфные слоистые известняки литографского типа.
2. Плотные слоистые органогенно-детритовые глауконитовые известняки. Верхняя часть пачки более грубослоистая и представлена кристаллическими известняками со стяжениями кремня и незначительного количества глауконита. Аз. пад.  $0-10^0$ ,  $\angle 60^0$ ... 40-42 м.
3. Конгломерат-брекчии, состоящие из обломков известняков серого и кремового цвета, среди которых часто встречаются литотамниевые известняки. Цементирующая масса большей частью представлена мергелями, реже - известняками. Обломки в основном характеризуются угловатыми, редко окатанными формами. Их размеры в среднем составляют 5-7 см в поперечнике, в отдельных случаях достигая 10-15 см. ... 3-3,2 м.
4. Массивные литотамниевые известняки ... 16-18 м.
5. Плотные глинистые известняки с редкими представителями литотамнии. В верхней части пачки слоистость хорошо выражена. ... 10-12 м.
6. Зеленовато-серые глауконитовые и органогенно-детритовые известняки с нуммулитами. ... 19-21 м.

7. Конгломерат-брекчии, аналогичные пачке 3. Цементирующая масса полностью представлена известняками, содержащими нуммулиты, дискоциклины и оперкулины. По простиранию эти конгломерат-брекчии замещаются известняками и, тем самым, представляют собой линзовидные образования.  
... 4 м.

Перерыв ... 10-12 м.

8. Чередование плотных и сравнительно мягких зеленых мергелей с микрофауной. В них наблюдается мелкая складчатость.

Видимая мощн. ... 5 м.

Здесь аробная дорога соединяется с автомобильной, где обнажено продолжение разреза:

9. Плотные органогенные и глауконитовые известняки, аналогичные пачке 6.  
... 15 м.

10. Конгломерат-брекчии того же состава, что и пачка 7. ... 3 м.

Затем по дороге наблюдается небольшой оползень, в котором обнажаются известняки с нуммулитами и дискоциклинами.

На основании фаунистических данных и литолого-фациальных признаков пачка 1 относится к маастрихту, 2-5 - к палеоцен-нижнему эоцену, 6-10 - к среднему эоцену.

В данном разрезе следует отметить наличие трех горизонтов конгломерат-брекчии, имеющих линзовидные формы. Нижний горизонт (пачка 3), по данным И.П.Гамкрелидзе (1966), представляет собой базальную формацию палеоцена, а верхние горизонты (пачки 7 и 10) - внутриформационные образования среднего эоцена.

Мощность палеоцен-нижнего эоцена составляет 41-43 м, среднего эоцена - 71-75 м.

Верхние стратиграфические единицы палеогеновых образований обнажаются западнее, вдоль автомобильной дороги, где имеются отдельные выходы верхнеэоценовых и олигоценовых отложений.

## ГРУЗИНСКАЯ ГЛЫБА

На Грузинской глыбе палеогеновые образования обнажаются в Западной или Колхидской (молассовой) зоне погружения и в Окрибско-Хреитской зоне.

Что же касается Восточной зоны погружения, то там незначительные их выходы развиты по южной периферии Мухрано-Тирифонского блока, а на остальной ее части погребены под более молодыми образованиями.

В Колхидской зоне погружения палеогеновые отложения в разном количестве сохранились во всех ее блоках, за исключением Кутаисского.

В Окрибско-Хреитской зоне они встречаются в Асхском, Шаорском и, частично, в Окрибском блоках.

В настоящей главе для абхазской части Колхидской зоны погружения будут описаны лишь несколько сводных разрезов, т.к. более детально они рассмотрены нами в опубликованной монографии (Майсадзе, 1987). Для остальной же части

Колхидской и Окрибско-Хреитской зон разрезы палеогеновых отложений освещаются более подробно.

#### Колхидская (молассовая) зона погружения

##### Между р.Бзыбь и с.Ачандара

В районе между р.Бзыбь и с.Ачандара наблюдается следующий разрез:

1. Светло-серые, серовато-белые плотные известняки с включениями кремней. . . . 40-45 м.
2. Розовато-серые, местами с зеленоватым оттенком, плотные слоистые литотамниевые известняки. . . . 16-18 м.
3. Зеленовато-серые мергели с прослоями плотных мергелей, содержащие вкрапленники пирита. . . . 15-20 м.
4. Темно-серые и буроватые плитчатые мергели с чешуями рыб. Встречаются отдельные прослои известняков . . . . 40-70 м.
5. Зеленовато-серые мергели с прослоями более плотных мергелей и нуммулитовых известняков. Последние присутствуют также в виде линз. . . . 15-22 м.
6. Буровато-серые карбонатные глины с прослоями спонголитовых тонкослоистых (5-20 см) песчаников. . . . 20-25 м.
7. Коричневато-бурые тонкослоистые некарбонатные глины с выцветами ярозита и чешуями рыб. В виде прослоев встречаются бескарбонатные мелкозернистые песчаники и карбонатные глины. . . . 250-300 м.

Пачки 1 и 2 принадлежат к палеоцену. Следующие выше слои на основании фауны датируются как нижний и средний эоцен (пачка 3). Пачка 4 представлена лиролеписовым горизонтом и наряду с верхнефораминиферовыми мергелями (пачка 5) датируется верхним эоценом. Пачки 6 (хадумский горизонт) и 7 (майкопская серия) принадлежат к олигоцену.

##### Кур. Новый Афон

В районе кур.Нового Афона сводный разрез палеогена выглядит так:

- Розовато-серые плотные известняки с включениями кремней. . . . 3-3,5 м.
- Розовато-серые и белые маркированные органогенно-детритовые известняки. В них наблюдаются отдельные прослои более плотных известняков. В значительном количестве присутствуют литотамнии и дискоциклины, реже - включения светло-серых кремней. . . . 65 м.
3. Светло-серые и серые слоистые (0,2-0,8 м) плотные нуммулитовые известняки со множеством вкрапленников глауконита. . . . 10-15 м.
  4. Зеленовато-серые слоистые (15-30 см) плотные органогенно-детритовые известняки с вкрапленниками глауконита. В верхней части появляются слои фораминиферовых мергелей (1,2-1,5 м). . . . 36-40 м.

5. Темно-серые и буроватые битуминозные мергели с чешуями рыб. . . . .  
.. 22-25 м.
6. Зеленовато-серые фораминиферовые мергели. . . . .  
... 55-60 м.
7. Темно-серые тонкослоистые карбонатные глины с прослоями бескарбонатных глин, роль последних постепенно возрастает и породы постепенно переходят в типичные майкопские отложения. . . . .  
... 100 м.

Пачки 1 и 2 относятся к палеоцену, 3 - к нижнему эоцену, 4 - к среднему эоцену, 5 (лиролеписовые мергели) и 6 (верхнефораминиферовые мергели) - к верхнему эоцену, 7 - к олигоцену, нижняя часть которой включает в себя хадумские слои. По данным А.Г.Лалиева (1964), восточнее, по р.Гумиста олигоценная часть майкопа представлена более полно (мощность хадумского горизонта равна 86 м, а всего олигоцена - 500-550 м).

#### Междуречье Гумиста и Кодори

В районе междуречья Гумиста - Кодори хорошие разрезы палеогеновых отложений наблюдаются у сс.Октомбери (Ольгинское), Марани (Полтавское), по р.Келасури и др. Сводный разрез палеогена в рассматриваемом районе представлен в следующем виде:

- Белые и розовато-белые сравнительно мягкие известняки со стяжениями кремня. . . . .  
... 40-50 м.
- Розовато-серые плотные известняки с фауной брахиопод, макроскопически легко отличающиеся от нижележащих пород. . . . .  
... 2 м.
- Зеленовато-серые массивные сравнительно мягкие глауконитовые известняки, содержащие фауну двустворчатых моллюсков. . . . .  
.. 1-1,5 м.
- Розовато-серые и светло-серые грубослоистые плотные известняки с фауной ежей. В породе присутствуют пирит и отдельные зерна глауконита. Поверхность подошвы и кровли слоев часто неправильно изрезаны. . . . .  
.. 1,5-2,5 м.
- Розовато-серые слоистые (10-30 см) известняки с кристаллами пирита, местами в значительном количестве. Нижняя часть описываемой пачки представлена конгломерат-брекчиями (15-25 см, размер обломков 3-4 см). . . . .  
... 4-5 м.
- Зеленовато-серые фораминиферовые мергели с вкрапленниками пирита, которые, наряду с окислами железа, заполняют существовавшие в породах пустоты. В виде прослоев присутствуют плотные мергели (5-7 см), макроскопически схожие с известнякам. . . . .  
... 8-10 м.
- Темно-коричневые тонкослоистые плитчатые мергели с чешуями рыб.. . . .  
.. 35-60 м.
- Зеленовато-серые слоистые фораминиферовые мергели с прослоями более плотных мергелей. . . . .  
... 40-60 м.



Темно-серые листоватые карбонатные глины с прослоями тонкослоистых бескарбонатных глин. В разрезе р.Гумиста в этих отложениях содержатся остатки светящихся рыб (Данильченко,1960; Габелая,1977). . . . 25-35 м.

Коричневато-бурые бескарбонатные глины с редкими прослоями мелкозернистых аркозово-кварцевых песчаников. . . . 300 м.

Пачки 1 (датский ярус), 2 (кардитовые слои), 3 (грифеевые слои) и 4 (ехинокорсовые слои) принадлежат к палеоцену, 5 - к нижнему эоцену, 6 (нижнефораминиферовые мергели) - к среднему эоцену, 7 (лиролеписовые мергели) и 8 (верхнефораминиферовые мергели) - к верхнему эоцену, 9 (хадумский горизонт) и 10 (майкопская серия) - к олигоцену.

#### Ущ. р.Хобисцкали

В районе с.Чухури обнажаются верхнемеловые известняки, к югу же, в ущ. р.Хобисцкали, на правом его берегу, над датскими известняками следуют:

1. Слоистые пелитоморфные известняки. . . . 8-9 м.
2. Чередование сравнительно мягких и плотных мергелей. Последние характеризуются более повышенной карбонатностью и в них микрофауна содержится в более значительном количестве. Аналогичные пачки присутствуют и в других разрезах и по литологическому характеру представляют собой переходные слои между нижним эоценом и нижнефораминиферовыми мергелями среднего эоцена. . . . 38-39 м.
3. Пачка мергелей, нижняя часть которых более глинистая (15 м). Остальная часть пачки представлена чередованием мягких и плотных мергелей. В последних микрофауна содержится в значительном количестве. . . . 60 м.  
Перерыв . . . 10 м.
4. Плитчатые темно-серые мергели с чешуями рыб. Под микроскопом порода часто характеризуется полосчатой текстурой . . . 12 м.  
Перерыв . . . 25 м.
5. Зеленовато-серые мергели со слабо выраженной слоистостью. В отдельных случаях наблюдается заполнение камеры микрофауны аутигенным пиритом. . . . 48-50 м.
6. Постепенный переход в хадумские слои, представленные чередованием темно-серых карбонатных и бескарбонатных глин с прослоями мергелей. . . . 46-48 м.
7. Типичные майкопские глины, в нижней части которых встречаются прослои мергелей, содержащих в незначительном количестве терригенную примесь. Мощность и численность этих прослоев вверх по разрезу уменьшается (от 2-3 до 0,1-0,15 м) до полного их исчезновения.

Пачка 1 принадлежит к палеоцен-нижнему эоцену, 2,3 - к среднему эоцену (нижние фораминиферовые мергели), 4,5-к верхнему эоцену (представляющие

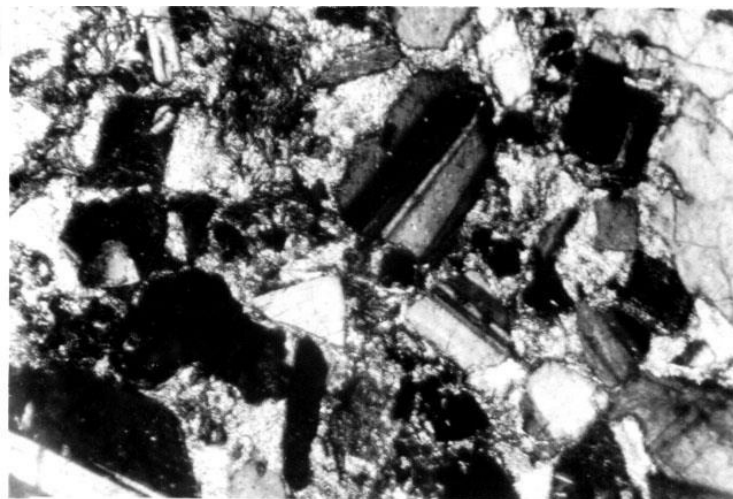
соответственно лиролеписовые и верхние фораминиферовые мергели), 6 - к нижнему олигоцену (хадумские слои), 7 - к среднему олигоцену.

Окр. с.Нокалакеви

В окр. с.Нокалакеви развита Нокалакевская антиклиналь субширотного направления. Сводовая часть данной складки сложена меловыми вулканогенными образованиями (свита мтавари) и известняками, крылья же - палеогеновыми отложениями. Ниже приводятся разрезы обеих крыльев этой складки.

Юго-восточное крыло. На правом берегу р.Техури над датскими породами следуют:

- Серые массивные известняки со стяжениями черного кремня. . . .3 м.
- Грубослоистые известняки серого и кремового цвета. Порода содержит вкрапленники пирита и отдельные представители ежей. . . .12 м.
- Прослой зеленовато-серого мергеля. . . .0,3 м.
- Зеленовато-серые известняки с незначительной примесью терригенного материала. Глауконит присутствует в виде отдельных зерен, часть которых заполняет камеры микрофауны. Из макрофауны встречаются брахиоподы. . . .7 м.
- Чередование плотных и более мягких песчаных мергелей. Последние мощн. 25-30 см, содержат терригенную примесь в виде кварца и биотита.. . .10 м.



*Рис. 15. Роговообманково-биотитовый кристаллокластический туф базальтового состава.  
(с.Нокалакеви). Ник. +, x 47*

6. Чередование плотных мергелей и витро-кристаллокластических туфов. Последние в более подчиненном количестве и заметно пелитизированы.

Мощность туфовых прослоев в нижней части пачки местами достигает 20 см. Вверх по разрезу эти прослои уменьшаются как по количеству, так и по мощности (5-15 см) . . . 24 м.

7. Алевритовый мергель брекчиевого строения. . . 0,3-0,5 м.
8. Желтовато-зеленые фораминиферовые мергели с полосчатой текстурой. В них присутствуют прослои роговообманково-биотитового туфа базальтового состава мощн. 15 см (рис. 15).
9. Плитчатые битуминозные мергели с чешуями рыб. . . 15-20 м.

Пачки 1-4 принадлежат к палеоцен-нижнему эоцену, 5-8 - к среднему эоцену, 9 - к верхнему эоцену.

С е в е р н о е к р ы л о. Разрез прослеживается вдоль проселочной дороги на склоне правого притока р.Техури, где над брекчиевыми массивными известняками датского яруса следуют:

1. Плотные известняки кремового цвета со слабо выраженной слоистостью. В нижней части пачки присутствуют стяжения кремня, в верхней части (3-4 м) содержится фауна ежей, дискоциклин и литотамний. . . 13-15 м.
2. Чередование плотных известняков и мергелей. Последние содержат в себе крупные вкрапленники рудных минералов. . . 8 м.  
Перерыв . . . 10-12 м.
3. Фораминиферовые мергели с прослоями витро-кристаллокластических туфов, часть которых карбонатизирована. Мощность этих прослоев в среднем равна 15-20 см. . . 10-15 м.  
Перерыв . . . 15-18 м.
4. Плитчатые мергели с чешуями рыб. . . 20-25 м.
5. Зеленые фораминиферовые мергели. . . 10-12 м.

Пачка 1 принадлежит к палеоцену, 2 - к нижнему эоцену, 3 - к среднему эоцену, 4,5 - к верхнему эоцену.

### Окрибско-Хреитская зона

#### Правый берег р.Чачхури

Северо-восточнее с.Салхино, по правому берегу р.Чачхури (левый приток р.Техури) над породами верхнего мела следуют:

1. Слоистые (0,5-1 м) серые плотные пелитоморфные известняки со стяжениями кремня. . . 8-10 м.
2. Слоистые пелитоморфные известняки серого и кремового цвета. Кремни содержатся в ограниченном количестве в виде стяжений и приурочены к средней части пачки, в верхней же части содержится фауна ежей. . . 20-23 м.
3. Чередование песчанистых мергелей и песчанистых известняков. Мощность слоев известняков составляет 30-40 см, а мергелей - 10-15 см. . . 23-25 м.

4. Пачка мергелей, в нижней части состоящая из сравнительно плотных мергелей (12 м), в средней части преобладают более мягкие мергели с прослоями песчаных известняков и пелитизированных туфов. В отдельных шлифах туфов наблюдается витрофировая структура, присутствие роговой обманки и примеси терригенного материала. Мощность прослоев туфов колеблется в пределах 20-70 см. Верхняя часть пачки представлена чередованием песчаных известняков (20-40 см) и мергелей, содержащих микрофауну и вкрапленники пирита. . . . 32-34 м.
  5. Тонкослоистые мергели с чешуями рыб. Содержащиеся в мергелях камеры микрофауны частично заполнены окислами железа. В них наблюдаются также отдельные вкрапленники пирита. . . . 22-25 м.
  6. Зеленовато-серые мергели со слабо выраженной слоистостью. В отдельных шлифах наблюдается присутствие зерен глауконита и терригенной примеси (до 5 %). . . . 20-25 м.
  7. Чередование карбонатных и бескарбонатных глин с прослоями мергелей. Эта пачка литологически хорошо выделяется от нижележащих пород. . . . 35-40 м.
  8. Темно-серые с коричневатым оттенком битуминозные бескарбонатные гипсоносные глины.
- Пачки 1 и 2 принадлежат к палеоцену, 3 - к нижнему эоцену, 4 - к среднему эоцену, 5 и 6 - к верхнему эоцену, 7 (хадумский горизонт) и 8 - к олигоцену.

#### Окр. с.Хиди

Хорошее обнажение наблюдается в русле р.Цхенисцкали, у с.Хиди. Данный разрез впервые был описан Б.Ф.Меффертом (1931), который охарактеризовал лишь его нижнюю часть. Позже, палеоцен-нижнеэоценовую часть (разрез у Бумбуасхиди) описал И.В.Качарава (1961).

В русле р.Цхенисцкали, на ее левом берегу, над верхнемеловыми отложениями обнажается следующая последовательность пород:

1. Известняки белого и кремового цвета, в основном массивные. В них выделяются более плотные слоистые литотамниевые известняки (мощн.30-40 см). . . . 60-65 м.
2. Массивные светло-серые и зеленовато-серые глауконитовые известняки с фауной дискоциклин. . . . 3,5 м.
3. Зеленовато-серые глауконитовые известняки, залегающие на размытую поверхность нижележащих пород. В самой нижней части (0,1 м) наблюдаются включения обломков известняков пачки 2. Макроскопически описываемую пачку можно разделить на две части : нижнюю - представленную зернистыми известняками (0,7 м) со значительным содержанием глауконита (40-45 %) и верхнюю - представленную более плотными пелитоморфными известняками, содержащими глауконит от 7 до 20 %. . . .  
1,7 м.

- Перерыв . . . 2 м.
4. Плотные слоистые (15-20 см) известняки со множеством стяжений кремня неправильной формы, местами расположенных по плоскостям напластования. В верхней части пачки в подчиненном количестве содержится глауконит. . . . 16 м.
  5. Известняки тонкослоистые (10-15 см), плотные, в нижней части кремового цвета, а в верхней - зеленовато-серый и серый. В них содержатся нуммулиты и дискоциклины. . . . 7 м.

Перерыв . . . 2 м.

  6. Зеленовато-серые фораминиферовые мергели с примесью терригенного материала, составляющего местами до 15 % и представленного в основном плагиоклазом и кварцем. В мергелях в значительном количестве содержится микрофауна фораминифер и вкрапленники пирита. Мощность этих мергелей на левом берегу русла из-за плохой обнаженности трудно установить. Их истинная мощность видна на правом берегу и равна 20-22 м.
  7. Битуминозные плитчатые мергели с чешуями рыб. В них в заметном количестве содержится микрофауна, камеры которых в отдельных случаях заполнены пиритом. . . . 20 м.
  8. Зеленые фораминиферовые мергели, в которых глауконит присутствует в ограниченном количестве и неравномерно рассеян в породе. . . . 7,5 м.
  9. Чередование плотных и мягких глауконитовых мергелей. Они в разном количестве содержат терригенную примесь песчаного размера (5-10 %). . . . 8 м.
  10. Глауконитовые песчаные мергели. Глауконит содержится в значительном количестве (20-35 %), поэтому макроскопически породы имеют облик песчаника. . . . 5-7 м.
  11. Глауконитовые кварц-плагиоклазовые мелкозернистые песчаники с прослоями спонголитов и опок (0,1-0,5 м). Пачка полосчатой текстуры, обусловленной присутствием в них прослоев силицитов. . . . 8 м.
  12. Среднезернистые глауконитовые кварц-плагиоклазовые песчаники. Содержание глауконита в них составляет в среднем 15-20 %. . . . 0,3 м.
  13. Зеленовато-серый мелкозернистый карбонатный песчаник. В породе содержатся глауконит и микрофауна. . . . 1,2 м.

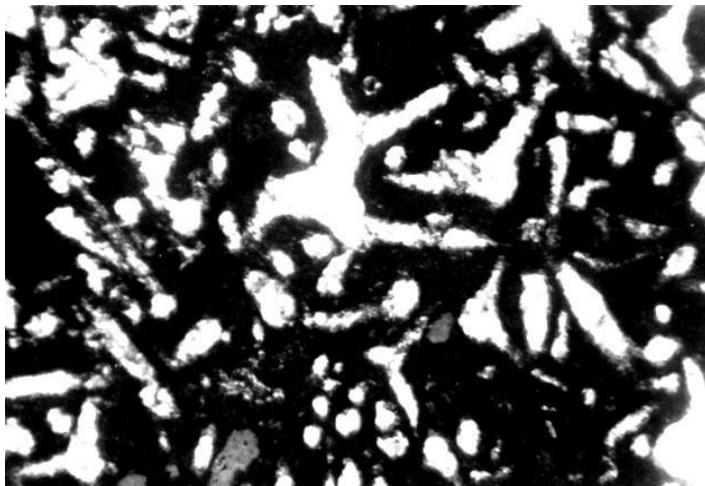


Рис. 16. Спонголитовый силицит  
(с.Хиди) Ник. +, x 47

14. Ритмичное чередование зеленовато-серых опок (35-80 см) и спонголитов с полосчатой текстурой (30 см). В опоках глауконит присутствует в виде отдельных зерен, а терригенную примесь представляют плагиоклаз и кварц (8-10 %). Спонголиты часто характеризуются пестрой окраской и содержат спиккули губок, которые неравномерно распределены в породе и местами образуют скопления (рис. 16). . . . 4,5 м

Все описанные силицитовые образования имеют хорошо выраженную слоистость.

Далее, вниз по разрезу, обнажений нет и по всей вероятности следуют майкопские глины.

Пачка 1 принадлежит к палеоцену, 2-5 - к нижнему эоцену, 6 - к среднему эоцену, 7 (лиролеписовые мергели) и 8, 9, 10 (верхние фораминиферовые мергели) - к верхнему эоцену. 11-14 - к нижнему олигоцену.

#### Сарецкела

Разрез составлен с юга на север, вдоль автомобильной дороги на правом берегу р.Цхенисцкали.

1. Серые плотные кристаллические известняки с конкрециями кремня.  
Перерыв . . . 2 м.
2. Белые глинистые известняки с плохо выраженной слоистостью. В нижней части пачки встречаются остреи, в верхней - литотамний. . . . 12 м.  
Перерыв . . . 3 м.

3. Массивные и грубослоистые (1,5-3 м) органогенные известняки. В нижней части пачки содержатся литотамнии и породы имеют габитус брекчиевых известняков. Местами в них встречаются гастроподы. . . . 50-53 м.
4. Розовато-серые и розовато-белые известняки с хорошо выраженной слоистостью (20-50 см). В них в виде отдельных прослоев мощн. 1-1,5 м присутствуют более мягкие глинистые известняки. . . . 16 м.
5. Серые пелитоморфные глинистые известняки. В нижней их части содержится глауконит, а из фауны присутствуют грифеи и брахиоподы. В верхней части пачки наблюдаются стяжения кремня. Местами известняки хрупкие и характеризуются слабой сланцеватостью.  
Аз. пад.  $40^{\circ}$ ,  $\angle 30^{\circ}$ . . . . 30-32 м.
6. Зеленовато-серые пелитоморфные известняки с отдельными зернами глауконита. В виде прослоев небольшой мощности (10-20 см) встречаются более мягкие глинистые известняки с брахиоподами и дискоциклинами. . . . 15 м.
7. Серые плотные слоистые известняки с нуммулитами, брахиоподами, дискоциклинами и реже - ежами в нижней части. . . . 11 м.
8. Зеленовато-серые мергели с прослоями известняков (5-10 см).  
. . . . 30-35 м.
9. Коричневато-серые плитчатые мергели с вкрапленниками пирита. . . . 25 м.
10. Зеленовато-серые плотные органогенно-детритовые глинистые известняки и мергели с глауконитом и пиритом. В виде прослоев присутствуют пелитоморфные глауконитовые известняки (0,25-1 м). В последних встречаются также спикули губок. Из фауны в описанной пачке встречаются дискоциклины, реже - моллюски. . . . 30 м.
11. Чередование плотных (25 см) органогенно-детритовых и более мягких (15 см) глинистых известняков, содержащих зерна глауконита. . . . 15-16 м.
12. Светло-серые песчано-глинистые органогенно-детритовые известняки с единичными зернами глауконита. Слоистость хорошо выражена и имеет мощность от 25 до 70 см. . . . 6-6,2 м.
13. Мягкий карбонатный кварц-глауконитовый (глауконит 40-50 %) песчаник с моллюсковой фауной. . . . 0,7 м.
14. Чередование плотных песчано-глинистых известняков (20-50 см) и более мягких мергелей (5-30 см). В обеих породах присутствуют глауконит и местами спикули губок. В верхней части пачки встречаются моллюски. . . . 4,2-4,5 м

Затем обнажение носит прерывистый характер. Продолжение разреза наблюдается уже на левом берегу р.Цхенисцкали в окр. с.Кведа Агви.

15. Плотный глауконитовый (15-20 %) мергель с микрофауной. . . . 0,5 м.
16. Сильно выветрелый рыхлый глауконитовый песчаник. . . . 0,6 м.

Описанный разрез являлся объектом изучения многих исследователей, что и обусловило некоторое расхождение в стратиграфической трактовке данного разреза. Наша интерпретация основывается как на палеонтологических данных предыдущих исследователей, так и на литологических признаках. Пачка

1 (датский ярус), 2-5 - относятся к палеоцену, 6 - к нижнему эоцену, 7, 8 - к среднему эоцену, 9-14 - к верхнему эоцену (пачки 11-14 представляют Агвский горизонт), 15-17 - к нижнему олигоцену.

Олигоценовая часть рассматриваемого разреза детально описана в работе А.Г.Лалиева (1964) вдоль дороги от р.Сарецкела до окр. с.Ларчвали. Майкопская серия, по данным этого автора, представлена темно-серыми бескарбонатными глинами с редкими прослоями песчаников.

Мощность датских отложений, по данным Н.Ш.Салуквадзе (1993), равна 170-200 м, а остальной части палеоцена (пачки 2-5) - 100-110 м. Мощность нижнего эоцена составляет 15 м, а среднего эоцена - 40-45 м. Верхний эоцен представлен тремя фациями : лиролеписовыми и фораминиферовыми мергелями и слоями горизонта Агви, мощность которых соответственно, 25, 22 и 26 м. Пачка 10, следующая непосредственно над лиролеписовыми мергелями, по данным В.Д.Эпиташвили (1965), относится к зоне конглобатус и не входит в состав горизонта Агви. По данным И.В.Качарава (1964), эта пачка, содержащая много дискоцилин, относится к нижней части горизонта Агви, а верхняя часть, охарактеризованная моллюсковой фауной, содержит примесь песчаного материала (пачки 13,14). Мощность олигоценовой части майкопской серии, по данным А.Г. Лалиева (1964), равна 215-225 м, а всей майкопской серии - 315-325 м.

#### Окр. с.Зеда Агви

В левом притоке р.Лашигеле, в окр. с.Зеда Агви обнажается контакт между верхним эоценом и олигоценом.

1. Органогенно-детритовые известняки с зернами глауконита. . . . 4 м.
2. Глинистые известняки с полосчатой текстурой. Местами содержатся спикулы губок и зерна глауконита. . . . 1,5 м.
3. Глауконитовые песчаные известняки с детритом микрофауны. В верхней части пачки встречаются моллюски. . . . 4 м.
4. Органогенно-детритовые известняки. . . . 0,6 м.
5. Глауконитовый (50-70 %) карбонатный песчаник со спикулами губок. В породе содержатся моллюски и дискоцилиндры. . . . 3 м.
6. Глауконитовые органогенно-детритовые глинистые известняки. . . . 0,6 м.
7. Темно-серые с синеватым оттенком глауколиты (содержание глауконита 90-95 %) (рис. 17). . . . 1,5-1,8 м.



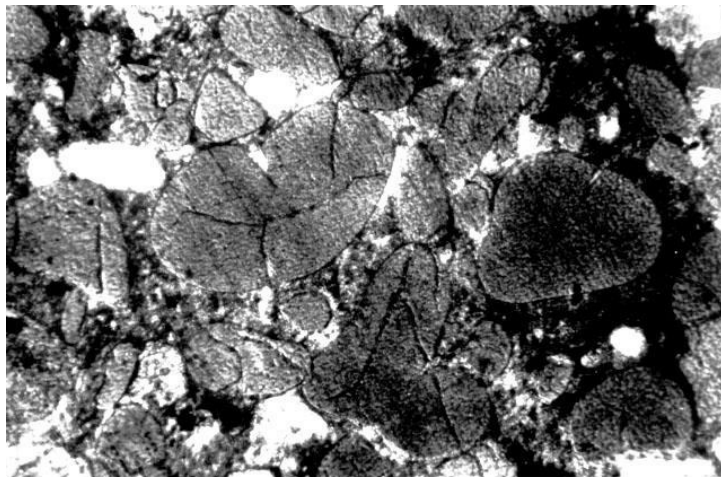


Рис. 17. Глауколит из нижнеолигоценых отложений  
(с.Зеда Агви) Ник. 11, х 47

8. Бескарбонатные типичные майкопские глины с прослоями песчаников (0,5-0,7 м) линзовидной формы.

Пачки 1-6 относятся к верхней части верхнего эоцена и представляют собой Агвский горизонт, пачки 7 и 8 - к нижнему олигоцену.

По данным Б.Ф.Мефферта (1930), в этом разрезе над пачкой 7 отмечается наличие слоистых спонголитов мощн. 4,5 м, которые в пределах Лечхума встречаются только в разрезе с.Агви.

#### Окр. с.Гвириши

На правом берегу р.Гвиришигеле с юга на север обнажаются:

1. Белые сравнительно мягкие глинистые известняки с детритом микрофауны.  
... 3,5 м.
2. Плотные органогенно-детритовые известняки кремового цвета. ... 6 м.  
Перерыв ... 5 м.
3. Плотные органогенно-детритовые известняки. ... 3 м.
4. Плотные слоистые (40 см) белые пелитоморфные известняки с прослоями более плотных серых глинистых известняков мощн. 15-25 см. В нижней части пачки (2 м) содержатся конкреции кремня. В известняках встречаются брахиоподы и ежи. ... 9 м.
5. Плотные известняки, местами окремненные. ... 0,5 м.
6. Глауконитовый глинистый известняк, местами доломитизированный. ... 1 м.
7. Сравнительно мягкие глинистые известняки с нуммулитами и оперкулинами. В средней части присутствуют более плотные известняки (1,5 м).  
... 13-15 м.

8. Слоистые (5-10 см) глауконитовые органогенно-детритовые известняки с редкими прослоями (2-5 см) зеленых мергелей.  
Аз. пад.  $350^{\circ}$ ,  $\angle 40-50^{\circ}$  ... 18 м.
  9. Хрупкие тонкослоистые известняки с вкрапленниками глауконита. В виде прослоев в них присутствуют глинистые известняки и мергели. ... 8 м.
  10. Зеленые мергели с микрофауной. . . .10-12 м.  
Перерыв . . .45-50 м.
  11. Плотные мергели, местами рассланцованные. ... 2 м.
  12. Сильно рассланцованные плитчатые мергели с вкрапленниками глауконита и пирита. Содержавшиеся в мергелях камеры микрофауны часто заполнены окисями железа. Встречаются отдельные прослои (5-20 см) песчаных мергелей. Из-за плохой обнаженности мощность отложений определяется приблизительно. ... 30-40 м.
  13. Плотные тонкослоистые зеленые песчаные мергели с детритом микрофауны. В виде отдельных пачек в них присутствуют прослои органогенно-детритовых известняков (1-2 м). ... 12 м.
  14. Серые плагиоклаз-кварцевые карбонатные песчаники, в которых содержание глауконита возрастает от 70 до 85-90 % и более и тем самым переходит в глауколит. ... 1,5-2 м.
  15. Типичные бескарбонатные глины майкопской серии.
- Пачки 1-4 относятся к палеоцену, 5-11 - к нижнему и среднему эоцену, 12 - к нижней части верхнего эоцена (лиролеписовые мергели), 13 - к верхнему эоцену (верхние фораминиферовые мергели), 14 - к нижнему олигоцену (хадумский горизонт), 15 - к нижнему (?) - среднему олигоцену (майкопская серия).

## АРТВИНСКО - БОЛНИССКАЯ ГЛЫБА И ЛОКСКО - КАРАБАХСКАЯ ЗОНА

В этих тектонических зонах палеогеновые образования пользуются неодинаковым распространением. На Артвинско-Болнисской глыбе они развиты ограниченно и представлены идентичными породами соседних тектонических зон. Так например, на севере, вдоль границы с Аджаро-Триалетской зоной развиты флишевые образования боржомской свиты, а на юго-западе - вулканогенно-осадочные образования, основная часть которых слагает Локско-Карабахскую зону. Лишь в центральной части зоны (район с.Тетрицкаро) сохранились небольшие выходы палеоценовых субплатформенных и вулканогенных (дацитовых) образований.

В данной главе приводятся разрезы, составленные в Локско-Карабахской зоне, где палеогеновые образования пользуются более широким распространением. Здесь, к западу и югу от Локского кристаллического массива рассматриваемые отложения представлены двумя фациями: базальной и вулканогенно-осадочной, которые до последнего времени датировались средним эоценом.

Однако появившийся в последнее время новый фактический материал, о чем еще будет сказано, позволил по-новому подойти к датировке этих образований.

Базальные образования трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на разновозрастных породах Локского массива и его мезозойского чехла. Они представлены конгломератами, песчаниками и песчаными известняками, имеющими мощность всего несколько, реже десятки метров. По содержащейся в них немногочисленной фауне, эти образования датировались средним эоценом (И. Качарава и др., 1965 и др.). В разрезах рр. Горасцкали и Камишлосхеви Н.И. Мревлишвили (1993) наряду с индеферентными формами нуммулитов, характерных как для нижнего, так и для среднего эоцена, в базальной формации были найдены нуммулиты, типичные для нижнего эоцена, в частности для зоны *Nummulites aqutanicus* (верхняя часть нижнего эоцена).

Аналогичное стратиграфическое положение должны занимать, по-видимому, и другие базальные образования, развитые в отдельных частях рассматриваемой зоны, где они также расположены под среднеэоценовыми вулканитами.

Следующая над базальными образованиями среднеэоценовая вулканогенная формация мощн. 2-2,5 км, по литологическим, петрохимическим и петрологическим особенностям, нами с соавторами (Салуквадзе и др., 1985) удалось разделить на две литолого-стратиграфические единицы: нижнюю - базальто-андезитовую (джавахская свита) и верхнюю - андезито-дацитовую и липарито-дацитовую, выделенная под названием мошеванской свиты. Однако, выяснилось, что до этого под таким же названием в рассматриваемой тектонической зоне уже была выделена свита в лейасовых отложениях (Региональная стратиграфическая схема, 1984).

Джавахская свита в нижней части представлена массивными и грубослоистыми агломератовыми брекчиями базальтового состава с подчиненным участием в них базальтовых лав. Цемент брекчии представлен рыхлым псаммитовым и псефитовым материалом базальтового состава. Породы окрашены в основном в серый и темно-серый цвета.

Верхняя часть джавахской свиты слагается псефитовыми и псаммитовыми туфами андезитового состава. В окр. с. Сакире эта часть свиты представлена агломератовыми брекчиями.

Мощность свиты колеблется от 1400-1500 (р. Карасу) до 500-600 м (р. Мошевани). По нуммулитовой фауне (окр. с. Кизил-килиса, по дороге Тбилиси-Степанаван) возраст джавахской свиты определен как средний эоцен (Салуквадзе и др., 1985).

Постепенно следующие над ними отложения развиты в самой южной части Локско-Карабахской зоны и продолжают к югу на территории Армении. Они представлены слоистыми псаммитовыми и алевро-псаммитовыми туфами андезито-базальтового и липарито-дацитового состава. В верхней части преобладают спекшиеся игнимбритоподобные туфы рио-дацитового состава, которые секутся дацитовыми жилами и дайками.

В отличие от подстилающей свиты описанные породы окрашены в более светлые цвета.

Рассматриваемые отложения, имеющие моноклинальное падение, преимущественно падают на запад и юго-запад под углом 10-40°.

Возраст этих отложений фаунистически установлен за пределами исследованного района, на территории Армении (с.Шахназар) как средний эоцен (Габриелян,1964; Акопян и др;1970). Их видимая мощность (ее верхняя часть в пределах изученного района перекрывается молодыми лавами) колеблется от 550 (дорога Тбилиси-Степанаван) до 1000-1200 м (р.Карасу).

Описанные литолого-стратиграфические единицы вулканогенов среднего эоцена по простиранию характеризуются выдержанностью, в то время как базальные образования фауналино изменчивы, что также дает ценную информацию о палеогеографической обстановке рассматриваемой территории. Именно поэтому мы сочли необходимым привести описание разрезов этих последних от Локского перевала на юго-востоке до окр. с.Кизил-килиса на северо-западе.

Самый восточный выход базальных образований наблюдается по дороге от Локского перевала к с.Лок-Джандари:

1. Слоистые темно-серые аргиллиты лейасового возраста, в верхней части переходящие в кристаллокластические туфы:
2. Слоистые (0,5-0,7 м) песчаные известняки, с угловым несогласием залегающие на лейасовых осадках. Песчаный материал представлен обломками кварца. Известняки содержат значительное количество нуммулитов и дискоциклин. . . . 3 м.
3. Лито-кристаллокластические измененные туфы джавахской свиты.

К западу, севернее гор.Ташибаш, базальная формация развита широко и представлена более полно:

1. Выветрелые гранитоиды палеозойского возраста.
2. Чередование крупно- и среднеобломочных конгломератов и гравелитов. В конгломератах гальки представлены гранитоидами. В отдельных участках конгломераты по простиранию замещаются гравелитами. В виде прослоев встречаются крупнозернистые граувакково-кварцевые карбонатные песчаники. Цементом служит глинистая масса. . . . 28-30 м.  
Тонкослоистые (5-7 см) желтовато-серые крупно- и среднезернистые аркозово-кварцевые и граувакково-кварцевые карбонатные нуммулитовые песчаники с отдельными прослоями гравелитов. . . . 35-39 м.

3. Слоистые среднеобломочные кристалло-литокластические туфы джавахской свиты.

Еще западнее, в с.Камишло, можно проследить следующий разрез:

1. Палеозойские выветрелые гранитоиды.
2. В нижней части мелкообломочные конгломераты (20 см), состоящие из хорошо окатанных галек гранитоидов, постепенно сменяющиеся среднеобломочными гравелитами (50 см), в свою очередь переходящими в неравномернозернистые карбонатные граувакково-кварцевые песчаники (80 см) и содержащие детрит микрофауны. . . . 1,5 м.
3. Слоистые среднеобломочные кристаллокластические туфы джавахской свиты.

Сложная картина взаимоотношения рассматриваемых пород с нижележащими образованиями наблюдается в окр. с.Гора. Здесь, в ущ. р.Горасцкали, базальная часть, представленная брекчия-конгломератами (7-8 м), сменяющимися вверх песчаниками и мергелями (2-3 м), непосредственно залегает на слоистых аргиллитах и песчаниках лейаса.

Западнее, на водоразделе рр.Горасцкали и Мошевани, рассматриваемые образования расположены уже на вулканогенных породах, относящихся к байосу. В этих местах спорадическая обнаженность и тектонические нарушения затрудняют восстановление стратиграфической последовательности отложений. Здесь, над байосскими порфиритами, после нескольких метров перерыва в обнажении, следуют сильно песчаные известняки с нуммулитами. Песчаный материал представлен обломками кварца и вулканитов. Видимая мощность этих известняков равна 4-5 м. Несколько западнее на дневную поверхность выходит слой среднеобломочного конгломерата видимой мощностью 1,5 м, в котором гальки представлены окатанными аргиллитами лейаса и вулканитами байоса.

Вдоль шоссе на дороге Тбилиси-Степанаван, на левом берегу р.Мошевани обнажаются :

1. Чередование слоистых аргиллитов, песчаников и туфов лейасового возраста.
2. Конгломераты, залегающие несогласно и состоящие из окатанных обломков лейасовых аргиллитов и туфов, размер которых в среднем 5-15 см, местами достигая в поперечнике 40 см. Цементом служит сильно измененная глинистая масса. . . . 1,5 м.
3. Туфобрекчии джавахаской свиты.

В русле р.Карасу (левый приток р.Мошевани) на известняках верхнего мела непосредственно залегают лавовые брекчии основного состава, принадлежащие к джавахаской свите.

Севернее, на водоразделе рр.Карасу и Машавера, наблюдается следующая последовательность пород:

1. Чередование слоистых туфов и известняков верхнего мела.
2. Конгломерат-брекчии, непосредственно залегающие на верхнемеловых известняках. Обломки представлены известняками, эффузивами и туфами. В подчиненном количестве присутствуют кремни. Большая часть включений угловатой формы, а их размеры в поперечнике в среднем составляют 5-20 см, отдельные включения достигают 50-70 см . Цемент представлен пелитовым веществом. . . . 15-20 м.
3. Туфобрекчии джавахаской свиты.

В окр. с.Кизил-Килиса обнажаются:

1. Верхнемеловые слоистые туфы и туфобрекчии кислого состава.
2. Олигостромы, в которых цементирующую массу представляют продукты среднеэоценового вулканизма в виде туфобрекчии и туфов, а олиголитами являются кислые туфы верхнего мела, размеры которых в поперечнике в среднем 3-5 м, а в отдельных случаях достигают 25-30 м. Эти глыбы характеризуются неправильными и угловатыми формами. Цементирующая масса имеет основной состав. Видимая мощн. . . .40-45 м.
3. Туфобрекчии джавахаской свиты.

Описанное обнажение примечательно тем, что здесь нижнеэоценовые карбонатно-терригенные базальные образования отсутствуют и среднеэоценовые вулканогенные отложения в виде олистостром непосредственно контактируют с меловыми образованиями.

Таким образом, как видим, в юго-восточных тектонических зонах Грузии палеогеновые образования представлены нижнеэоценовыми базальными отложениями и среднеэоценовыми мощными вулканогенно-осадочными породами.

Приведенный фактический материал позволяет заключить, что вулканическая деятельность в Артвинско-Болнисской и Локско-Карабахской зонах, как и в Аджаро-Триалетской, по времени приурочена к началу среднего эоцена.

### Г Л А В А 3

#### ЛИТОЛОГО - ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Выбор принципа, по которому должны объединяться палеогеновые образования при их литолого-фациальной характеристике (литолого-фациальные особенности, тектоническое местонахождение или возраст) связан с определенными трудностями. И заключаются они в том, что рассматриваемые отложения, которые, как уже отмечалось, представлены в основном тремя литолого-фациальными разновидностями (терригенно-карбонатные субплатформенные, вулканогенно-осадочные и флишевые образования), не всегда приурочены к определенным тектоническим зонам. Кроме того, отдельные зоны (Аджаро-Триалетская) на разных этапах развития являлись местом накопления резко отличающихся друг от друга фаций (флишевые - в палеоцен-раннем эоцене и вулканогенно-осадочные - в среднем и, частично, позднем эоцене).

Исходя из вышесказанного, более приемлемой нам кажется фациальная характеристика по возрастному принципу, когда отдельные стратиграфические единицы рассматриваются по тектоническим зонам.

#### П а л е о ц е н

##### ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В указанной зоне палеоценовые отложения представлены флишевой и флишеоидной, а также субплатформенной фациями.

**Флишевые образования** развиты в западном и восточном сегментах, между которыми рассматриваемые отложения, по-видимому, не отлагались.

**В западном сегменте** (верховья рр. Псоу и Бзыбь) наличие пород палеоценового возраста можно предполагать с определенной долей условности, что обусловлено плохой сохранностью фауны в аргиллитах верхнего течения р. Псоу, которая условно датирует эти породы палеоцен-средним эоценом. В восточной части зоны (р. Пшица) между меловыми известняками и фаунистически датированными нижнеэоценовыми отложениями спорадически обнажаются немые осадки, возраст которых также условно можно считать палеоценовым.

В ущелье правого притока р. Арква (басс. р. Псоу) в аргиллитах был обнаружен комплекс мелких фораминифер, характерных для датских и палеоценовых осадков.

**В восточном сегменте** развития флишевых отложений (восточнее р. Диди Лиахви) палеоцен представлен кветерской и шахветильской свитами. Возраст кветерской свиты определяется нижним палеоценом (дат), а шахветильской свиты - остальной частью палеоцена. По данным Н.Ш. Салуквадзе (1987), данная свита, возможно, охватывает и низы нижнего эоцена.

**К в е т е р с к а я с в и т а**, представленная кластическо-известняковым (р. Алеура) и алевролитово-песчаниковым (р. Пшавис Арагви) флишем, состоит из чередования пелагических (фоновых) отложений (известняки, мергели) и турбидитов (песчаники, алевролиты). В нижней части свиты в виде отдельных прослоев присутствуют окремненные породы и кремни. Мощн. свиты 22-25 м.

**Ш а х в е т и л ь с к а я с в и т а**, относящаяся к алевролитово-песчаниковому флишу, слагается слабокарбонатными или бескарбонатными сланцеватыми пелагическими аргиллитами с редкими прослоями песчаных известняков и турбидитами. Последние в основном представлены аркозово-кварцевыми песчаниками. В нижней части свиты встречаются прослои окремненных аргиллитов и кремня. Мощность рассматриваемой свиты колеблется в пределах 100-260 м.

В других покровах (отмеченное выше относилось к Садзегурско-Шахветильскому покрову), слагающих Жинвальско-Гомборскую подзону, кветерская и шахветильская свиты пользуются весьма ограниченным распространением. Так, например, их незначительные выходы присутствуют в пределах Алисисгорско-Чинчвельтском покрове в Горной Кахети, где кветерская свита сложена окремненными мергелями, зернистыми и песчанистыми известняками, гравелистами и микроконгломератами. Их мощность здесь 130 м (Гамбашидзе, 1981).

**Субплатформенные отложения** в пределах Южного склона сохранились весьма ограничено и встречаются на восточном окончании Адлерской депрессии, южнее слияния рр. Кодори и Зима, в северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали (с. Орбели) и в районе с. Квайса (р. Варах-ком).

В пределах восточного окончания Адлерской депрессии палеоценовые отложения представлены тонкослоистыми известняками, пестроцветными мергелями (датский ярус) и нижними зелеными мергелями. Хороший их разрез наблюдается по р. Мехадыр, где нижние зеленые мергели, нижняя часть которых принадлежит датскому ярусу (*михельритпийская свита*), по восходящему разрезу постепенно сменяют маастрихтские отложения, представленные чередованием известняков и мергелей. В палеоценовой части нижних зеленых мергелей

наблюдаются прослои органогенных известняков мощн. 5-20 см. Верхнюю часть палеоцена слагает нижняя часть пестроцветных мергелей (*лапстинская свита*). мощн. 20-25 м. Это в основном зеленовато-серые мергели красноватого оттенка, с редкими прослоями известняков.

Южнее слияния рр.Кодори и Зима палеоцен представлен массивными и слоистыми известняками кремового цвета мощн. 13-14 м, в разрезе с.Орбели - известняками с пачкой конгломерат-брекчий мощн. 3-3,2 м в основании. В районе ущ. р.Варахком одновозрастные отложения представлены уже чередованием плотных пелитоморфных глинистых известняков и песчаных сланцеватых мергелей, охарактеризованных палеоценовой микрофауной, позволившей на территории Квайсинского месторождения в поверхностных обнажениях впервые установить наличие палеоценовых отложений (также как и нижнеэоценовых).

### ГРУЗИНСКАЯ ГЛЫБА

На территории Грузинской глыбы палеоцен встречается в основном в *Западной зоне погружения*, где он представлен **сублатформенными отложениями** в виде фаунистически охарактеризованных известняков и в меньшей степени - мергелей.

В басс. р.Бзыбь, где на данном стратиграфическом уровне фауна пока не найдена, по мнению Н.Ш.Салуквадзе (1966), к палеоцену можно отнести литотамниевые и дискоциклиновые известняки, литологически схожие с палеоценовыми породами центральной части Абхазии. В ущ. р.Мюссера к палеоцену по стратиграфическому положению относятся литотамниевые известняки.

В пределах Гудаутской депрессии палеоцен начинается массивными, мелоподобными и кристаллическими мелководными известняками со стяжениями кремня (40-45 м), представляющих *цебельдскую свиту* (датский ярус). В окр. кур. Нового Афона данная свита имеет брекчиевый характер и ее мощность составляет всего несколько метров.

Следующие за ней палеоценовые отложения в междуречье Отхара-Апста представлены зеленовато-серыми мергелями, составляющими нижнюю часть фораминиферовых мергелей.

К востоку от р.Апста эти мергели фациально замещаются розовато-белыми маркированными кремнесодержащими литотамниевыми и дискоциклиновыми известняками со слабо выраженной слоистостью. Известняки по латерали достигают басс. р.Гумиста, восточнее замещаясь более плотными грубослоистыми, иногда массивными известняками, содержащими макрофауну, по которым в междуречье Гумиста-Кодори подразделяются на три части: нижнюю - кардитовые, среднюю - грифеевые и верхнюю - эхинокорисовые, соответственно представляющие маচারские, келасурские и гумистинские слои (Салуквадзе, 1985).

Восточнее, в междуречье Кодори-Ингури палеоцен представлен цебельдской свитой (70-90 м) и следующими над ней слоистыми более мягкими розовато-белыми и серовато-белыми органогенно-детритовыми известняками. Переход между ними совершенно постепенный, к тому же литологически эти породы идентичны, в силу чего проведение границы между ними затруднено, особенно в районе басс.



р.Ингури. Эти известняки в значительном количестве иногда содержат желтовато-серые и желтоватые кремни в виде конкреций неправильной формы (рр.Олори, Эрисцкали и др.) Местами в известняках содержатся литотамнии и дискоциклины (ант.Сатанджио). В западном крыле антиклинали Цхемискари (р.Эрисцкали) встречаются доломитизированные известняки. Мощность палеоценовых отложений изменчива, достигая наибольшей величины в районе кур. Новый Афон и в басс. р.Олори (65-70 м).

На территории Самегрело палеоценовые отложения, также представленные известняками, литологически идентичны нижнеэоценовым, что затрудняет во многих местах проведение точной границы. Поэтому многие исследователи рассматривали эти стратиграфические единицы вместе. Фауна, содержащаяся в этих отложениях, также не способна решить эту задачу однозначно.

Однако в некоторых разрезах наблюдается определенное различие в литологическом и текстурном отношении, что позволяет выделить в них две литологически различающихся пачки, которые, по нашему мнению, соответствуют разным стратиграфическим уровням. Таковыми являются разрезы р.Чачхури и с.Хиди. Здесь палеоцен представлен известняками белого и кремового цвета, которые в одном случае массивны, с прослоями литотамниевых известняков (с. Хиди), а в другом - слоисты и содержат фауну ежей. В средней части пачки присутствуют стяжения кремня.

На большей части Самегрело палеоценовая часть этих отложений представлена в основном серовато-белыми, местами кремового цвета грубослоистыми и слоистыми пелитоморфными известняками. В них кремни в виде стяжений присутствуют в ограниченном количестве. Местами появляются прослойки доломитовых известняков (окр. сс.Доберазени и Курзо) с ежами, брахиоподами, реже криноидами и кораллами. В отдельных разрезах в нижней части палеоцена наблюдаются известняковые брекчии мощн. 1,5-2 м (на обоих крыльях Уртинской антиклинали, с.Сухче). По мнению ряда авторов (Н. Канделаки,1945; И.Качарава,1945; Гуджабидзе,1967), эти брекчии представляют собой базальную формацию палеоцена. По нашим наблюдениям, известняковые брекчии должны были образоваться в результате подводного размыва и являться внутриформационными брекчиями.

На востоке, в южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали, палеоценовые отложения представлены массивными или грубослоистыми глинистыми и пелитоморфными известняками с ограниченным количеством стяжений кремня. Наиболее полно и фаунистически хорошо охарактеризованные породы палеоцена представлены в разрезе Сарецкела в ущ. р.Цхенисцкали, где мощность палеоценовых известняков составляет 280-310 м (Салуквадзе,1993).

В восточном направлении мощность отложений постепенно убывает, здесь они уже налегают на разные горизонты мела, в том числе и на вулканогенные образования свиты мтавари (с.Чквиши и др.). Восточнее р.Асхисцкали рассматриваемые отложения уже не встречаются.

Как видим, палеоценовые породы на большей части Грузинской глыбы постепенно, без стратиграфического несогласия следуют за верхнемеловыми образованиями. Однако существуют и такие разрезы, где отчетливо фиксируется

трансгрессивное залегание палеоценовых пород на разных горизонтах мела. Кроме вышеупомянутого разреза с.Чквиши, такая картина наблюдается вдоль юго-восточного крыла Экской антиклинали (г.Сенаки, сс.Шхеми, Сачикобаво и др.), где эти породы залегают на вулканогенных образованиях свиты мтавари. Интересно отметить, что в северо-западном крыле этой же антиклинали наблюдается уже постепенный переход между этими же стратиграфическими единицами (Д.Вахания,1982).

*Восточная зона погружения* Грузинской глыбы, охватывающая территорию от Дзирульского массива (на западе) до Ширакской степи включительно, заполнена в основном молодыми молассами неоген-четвертичного возраста. По немногочисленным геофизическими и геологическими данными, можно предполагать, что в погребенной части рассматриваемой зоны все стратиграфические единицы палеогена представлены теми же отложениями, что и на Арвинско-Болнисской глыбе (Мошашвили,1990).

## АДЖАРО - ТРИАЛЕТСКАЯ ЗОНА

В рассматриваемой тектонической зоне палеоценовые отложения вместе с нижнеэоценовыми составляют единый комплекс пород, которые по литологическим или стратиграфическим признакам часто трудно отличить друг от друга, поэтому нами, как и многими другими исследователями они рассматриваются вместе.

Палеоцен-нижнеэоценовые отложения в Аджаро-Триалети распространены неравномерно и представлены, с одной стороны, флишевыми и флишоидными, а с другой - субплатформенными образованиями. Среди них преимущественным развитием пользуются отложения, известные в литературе под названием “боржомский флиш”, или “боржомская свита”, которая развита в центральном и восточном сегментах, где она слагает сводовые части антиклинальных структур.

Субплатформенные отложения представлены нормально-осадочными породами, занимающими небольшую площадь и в основном развиты в северной и южной периферийных частях Аджаро-Триалети. Они представлены глинисто-мергелистой фацией (пестроцветная свита) незначительной мощности.

В западном сегменте (за исключением Гурийской депрессии) по данным бурения выяснилось, что синхронные образования представлены карбонатно-терригенными породами (Чахатская антиклиналь), о которых подробнее еще будет сказано.

**Флишевые образования**, известные как “боржомская свита” (Обручев, 1922) или “боржомский флиш” (П.Гамкрелидзе,1949), представлены песчано-алевролитовыми кластическо-известняковым флишем, для которого характерны ритмичность и градационная слоистость, циклотемы и другие характерные для флишевых образований признаки (Гамкрелидзе, Лобжанидзе,1984).

**Б о р ж о м с к а я с в и т а** в основном слагается кластическими известняками, мергелями, глинами, аргиллитами и песчаниковыми турбидитами. В верхней части свиты появляется вулканический материал, постепенно замеща-

ющий в восходящем разрезе карбонатно-терригенные отложения. Эту часть боржомской свиты Г.С.Дзоценидзе (1948) выделил под названием “вулканогенный флиш”. Пирокластический материал в нем представлен роговообманковыми и оливинными базальтами (Надарейшвили,1972), роль которых в западном направлении возрастает. На южной периферии Триалетского хребта, в этой части свиты отмечается широкое развитие пирокластических пород дацитового и андезитового состава (Киласония,1981).

Наиболее детально боржомская свита была описана в *Боржомском районе*, где в качестве подбит выделены пять литологических единиц (Гамкрелидзе, Лобжанидзе, 1984).

В пределах *Триалетского хребта* в верхней части боржомской свиты наблюдается постепенное уменьшение вулканического материала и их фаціальное замещение карбонатно-терригенными породами. Максимальная мощность их приходится на с.Дре и составляет 1300 м.

В восточном сегменте Аджаро-Триалетской зоны рассматриваемые отложения хотя в целом и сохраняют ритмичное строение, в литологическом отношении становятся сравнительно однообразными. Несмотря на это они подразделяются на отдельные толщи (снизу вверх): тусребскую, “пятнистых песчанников” и болеванскую (Папава,1966).

Трансгрессивное залегание тусребской толщи отмечается на обоих крыльях Уриульской антиклинали, где она с конгломератами в основании налегает на маастрихтские известняки. В конгломератах, наряду с гальками верхнемеловых пород, присутствуют гальки гранитов. Последние, по мнению Д.Ю.Папава (1966) переотложены из маастрихтских отложений. Однако, как показало изучение кернового материала скважин междуречья Тана и Тедзами (Надарейшвили, 1981), породы доюрского кристаллического фундамента присутствуют в конгломератах и песчаниках верхнего мела и палеоцен-нижнего эоцена и являются результатом размыва “триалетской кордильеры”, слагаемой породами кристаллического фундамента и его мезозойского осадочного чехла. По данным того же бурения (скв.Бобневи-1, Хведурети-21 и др.) можно предположить, что эта кордильера, выделенная Д.Ю.Папава (1966) для кампан-маастрихтского времени, подвергалась размыву, начиная еще с верхнего альба до среднего эоцена (Надарейшвили,1981).

В *Притбилисском районе* выходы палеоцен-нижнеэоценовых отложений наблюдаются в основном в пределах Мцхетской антиклинали и басс. р.Алгети, где самой древней обнажающейся частью являются верхнепалеоценовые породы. Мощность свиты в Мцхетской антиклинали уменьшается с запада на северо-восток от 900 до 200 м (Папава,1966). В бас. р.Алгети она составляет 1200 м (Алпаидзе,1969).

Кроме вышеперечисленных мест выходы рассматриваемых отложений встречаются в пределах Амлевской и Кумисской антиклиналей и в окр. с.Шавсакдари. На остальной же части Притбилисского района присутствие палеоцен-нижнеэоценовых отложений установлено многочисленными скважинами (скв. Телети-9,11,19 и др; Лиси-1,3,4 и др.). По их данным боржомская свита делится на две части (Девдариани,1971). Максимальная мощность палеоцен-нижнеэоценовых

отложений фиксируется севернее Телетской антиклинали и составляет 3000 м (скв.Телети-14).

Базальная часть боржомской свиты обнажается в ущ.Гардатнисатрева (правый приток р.Тана), где в конгломератах наряду с гальками меловых пород присутствуют хорошо окатанные обломки красных гранитов. Видимая мощность этих конгломератов составляет 5-6 м (П.Гамкрелидзе, 1949). Аналогичная картина наблюдается и в базальных брекчиях палеоцена, обнажающихся недалеко от с.Квемо-Уриули (М.Качарава, 1977). Мощность базальной части боржомской свиты варьирует в пределах от 40 (р.Сатердзие, левый приток р.Дзама) до 3 м.

В Аджаро-Триалетской зоне палеоцен-нижнеэоценовый возраст боржомской свиты установлен как по ее стратиграфическому положению между верхне-меловыми и среднеэоценовыми отложениями, так и фаунистическими данными (П.Гамкрелидзе, 1949; Попхадзе, 1955; И.Качарава, 1961; М.Качарава, 1977; Папава, 1966; Мревлишвили, 1979 и др.).

В пределах *Чахатской антиклинали* (р.Кинтриши), в результате бурения, в интервале глубин 44-1058 м были вскрыты карбонатно-терригенные отложения, расположенные между микрофаунистически датированными среднеэоценовыми вулканогенными образованиями и верхнесенонскими известняками. Литологически рассматриваемые отложения представлены темно-серыми полосчатыми известковыми алевритистыми аргиллитами с микропрослойками и гнездообразными скоплениями глинисто-известковистых алевролитов. В них терригенный материал представлен в основном кварцем и полевым шпатом, реже - измененными эффузивами и чешуями биотита (Надарейшвили, 1981). По керновому материалу трудно определить точный фациальный характер рассматриваемых образований. Однако по имеющимся данным их можно отнести к переходным между флишевыми и субплатформенными отложениями и, скорее всего, они должны представлять собой отложения флишеидного типа. В пользу последнего предположения, по нашему мнению, может служить характер палеоцен-нижнеэоценовых пород, развитых на территории Турции. Там, в пределах Артвинско-Болнисской глыбы над кампан-маастрихтскими карбонатными отложениями следует флишеидная формация Чат, представленная чередованием тонкослоистых мергелей, известняков и аргиллитов мощн. 30-1000 м. Данная формация везде перекрывается среднеэоценовыми вулканогенными образованиями (Адамия и др. 1992).

Таким образом, как показывает новый фактический материал, в палеоцен-раннем эоцене в этой части Аджаро-Триалетской зоны происходило накопление карбонатно-терригенных отложений флишеидного типа. Надо предполагать, что и в остальной части западного сегмента (за исключением его северной части) осаждались флишеидные образования и вулканическая деятельность в Аджаро-Триалетской зоне началась лишь со среднего эоцена.

**Субплатформенные отложения** в Аджаро-Триалетской зоне, как уже отмечалось, пользуются ограниченным развитием и представлены мелководными пестроцветными мергелями и глинами, обнажающимися в виде узкой полосы вдоль Сурамско-Гокишурского надвига от г.Ланчхути до с.Харагоули, имея мощность несколько десятков метров.

Рассматриваемые пестроцветные отложения большей частью согласно следуют за верхнемеловыми породами. В полных разрезах, по микрофаунистическим данным (Надарейшвили, 1964; М. Качарава, 1977) эти отложения охватывают стратиграфический диапазон от датского яруса до нижнего эоцена включительно.

Западнее с.Ткемала наблюдается фациальное замещение пестроцветной свиты турбидитами боржомской свиты и в присводной части Сацхенинской антиклинали палеоцен-нижний эоцен представлен уже флишевыми образованиями, мощность которых здесь составляет 250-300 м (Папава, 1966).

В южной части Аджаро-Триалетской зоны субплатформенная фация пользуется еще меньшим распространением, что вызвано, с одной стороны их размывом последующими трансгрессиями, а с другой - их погружением под молодые образования.

### АРТВИНСКО - БОЛНИССКАЯ ГЛЫБА

В рассматриваемой тектонической зоне палеоценовые образования распространены весьма ограничено и развиты лишь в северной части Болнисской зоны, где вместе с нижнеэоценовыми представлены флишевыми образованиями боржомской свиты. Они обнажаются на границе с Аджаро-Триалетской складчатой зоной, в басс. р.Алгети.

Палеоценовая часть рассматриваемых отложений мощн. 700 м, с конгломератами в основании, слагается песчаниковыми турбидитами и глинами. Выше следуют массивные туфобрекчии, состоящие из обломков пород дацитового состава, сцементированных лавами или литокластическими туфами того же состава. Над ними вновь следует чередование песчаниковых турбидитов и глин боржомской свиты.

Нижнеэоценовая часть флишевых отложений, согласно следующей над вышеописанными породами, имеет мощность 500 м и состоит из чередования толстослоистых песчаниковых турбидитов, песчаных глин и аргиллитов.

К югу от Алгетского ущелья, в районе с.Тетрицкаро, датская часть палеоцена представлена *храмской свитой*, состоящей из известняков с внутриформационными конгломератами, максимальная мощность которых достигает 40-50 м (Гамбашидзе, 1981). Следующие выше отложения также содержат вулканиты дацитового состава, занимающие нижнюю часть палеоцена. Отмеченные вулканиты, развитые лишь в пределах Артвинско-Болнисской глыбы, в районе р.Алгети (по обе ее стороны) представлены лавовыми покровами, туфами и туфобрекчиями дацитового состава. Их максимальная мощность (с.Тбиси) достигает 350 м (Чечелашвили, Беридзе, 1965).

В северном направлении вулканиты выклиниваются, а к востоку и югу соответственно перекрываются палеоценовыми отложениями и мощными долеритами Храмского потока.

## Н и ж н и й э о ц е н

### ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Отложения данного возраста, как и палеоценовые, в рассматриваемой тектонической зоне представлены флишевыми, флишоидными и субплатформенными образованиями.

В зоне развития **флишоидных отложений** (верховья рр. Псоу и Бзыбь) наличие нижнего эоцена в основном устанавливается по стратиграфическому положению пород, в частности, их расположением под фаунистически датированными породами среднего эоцена. Фаунистически охарактеризованные нижнеэоценовые отложения упоминаются еще в работах В.М. Курочкина (1936, 1949). В частности, на южном склоне хр. Лакорози отмечается наличие карбонатных песчаников, песчаных известняков и мергелей с редкими прослоями микроконгломератов. В этих породах содержатся нуммулиты, орбитоиды (неопределенные) и комплекс мелких фораминифер нижнеэоценового возраста.

**К флишевым образованиям** нижнего эоцена в восточном сегменте (восточнее р. Диди Лиахви) относится нижняя часть свиты квакеврисхеви, которая в целом датируется нижним и средним эоценом.

Литологически **с в и т у к в а к е в р и с х е в и** в основном разделить не удается. Если принять во внимание и то обстоятельство, что отложения, слагающие данную свиту, редко охарактеризованы фаунистически, то станет ясным, почему исследователям трудно проводить границу между нижним и средним эоценом.

В настоящей работе нами делается попытка по литологическим признакам в квакеврисхевской свите выделить ниже- и среднеэоценовые части.

Наиболее полно рассматриваемая свита наблюдается в разрезе р. Алеура, где она постепенно переходит в шахветильскую и представлена алевролитово-песчаниковым флишем. Нижнеэоценовая часть свиты слагается чередованием темно-серых расланцованных пелагических аргиллитов и турбидитов, представленных полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами. Редко присутствуют прослой алевритовых глин. Часть аргиллитов окремнена. Встречаются и отдельные прослой чистого кремня. Мощность нижнего эоцена в разрезе р. Алеура составляет 60-75 м.

Большая часть свиты должна принадлежать к среднему эоцену, к которому, по мнению Н.Ш. Салуквадзе (1987), относится почти вся свита квакеврисхеви и лишь низы свиты, возможно, к нижнему эоцену. Такое заключение основывается на результатах изучения свиты в разрезе ущ. р. Пшавис Арагви. Здесь, в нижней половине свиты (ближе к средней ее части) были обнаружены представители нанопланктона (определенные Т.Г. Гавтадзе) самой нижней зоны среднего эоцена, а также органические остатки в средней и верхней частях свиты. Так, например, в средней части определены мелкие фораминиферы зоны *Acarinina bullbrooki* (Салуквадзе, 1987).

Как видим, возраст свиты квакеврисхеви, как и шахветильской, не установлен окончательно и трактуется по-разному.

В целом же, по нашим наблюдениям, нижнеэоценовая часть свиты квакеврисхеви менее карбонатна и более темной окраски, чем следующая над ней среднеэоценовая часть.

**Субплатформенные отложения** нижнего эоцена на Южном склоне пользуются незначительным распространением. Самый западный их выход наблюдается южнее антиклинали Ахцу-Кацирха в пределах восточного окончания Адлерской депрессии. Здесь они слагают большую часть нижних пестроцветных мергелей (*лапстинская свита*), характеризующихся слабо выраженной слоистостью. В мергелях отмечаются отдельные прослои песчанистых известняков и прожилки кальцита. Мощность нижнеэоценовой части нижних пестроцветных мергелей 35-55 м.

На остальной же части Южного склона отложения рассматриваемого возраста сохранились в виде незначительных выходов и представлены слоистыми органогенными (с.Зима) и литотамниевыми (с.Орбели) известняками, а также чередованием мергелей и известняков (р.Варахком).

В Ксанско-Аркальском паравтохтоне нижнеэоценовые отложения в виде небольших выходов встречаются в восточной части покрова. Один из них наблюдается по р.Саманисхеви, где на лейасовых отложениях с базальным конгломератом залегают толстослоистые песчаники и песчанистые известняки мощн. 25 м (Мревлишвили, 1953).

В басс. р.Тхилисхеви и южнее горы Карасцвери обнажается фораминиферовая свита, представленная пестроцветными глинами и мергелями с прослоями песчанистых известняков и вулканического пепла. Широким развитием эти отложения пользуются в Кохском и Пантианском тектонических окнах, где и был установлен их ниже и среднеэоценовый возраст (Чичуа, 1975).

## ГРУЗИНСКАЯ ГЛЫБА

В западной части Грузинской глыбы нижний эоцен представлен нижефораминиферовыми мергелями, которые в басс. р.Бзыбь расположены над литотамниевыми и дискоциклиновыми известняками, а восточнее, в междуречье Отхара-Апста, постепенно продолжают разрез палеоценовых подобных же мергелей, тем самым, составляя среднюю часть нижефораминиферовых мергелей. Литологически они представлены зеленовато-серыми среднеслоистыми мергелями с вкрапленниками пирита. В них в виде прослоев присутствуют более плотные мергели. К востоку от р.Апста до р.Зап.Гумиста наблюдается фациальное замещение мергелей известняками (светло-серые и серые плотные известняки с нуммулитами). В породах в значительном количестве содержатся вкрапленники глауконита.

В междуречье Зап.Гумиста-Кодори место нуммулитовых известняков в разрезах занимают зеленовато-серые слоистые плотные фораминиферовые известняки, содержащие в значительном количестве пирит. Редко, в виде отдельных зерен, встречаются глаукониты (с.Марани). По наблюдениям Н.Ш.Салуквадзе

(1966), в этих известняках представители нуммулитид чрезвычайно редки. Интересно отметить, что в нижней части рассматриваемых отложений имеются конгломерат-брекчии (15-25 см), состоящие из обломков известняков (3-4, реже 7 см). Часть обломков носит следы переработки. Цементом служит известковистый материал с редкими зернами глауконита.

В отдельных разрезах в верхней части нижнего эоцена встречаются прослои и линзы мергелей (р.Гумиста).

Восточнее р.Кодори вновь появляются светло-серые слоистые известняки, содержащие нуммулиты. Для этих известняков характерно также присутствие в них кремней в виде линз и включений. В разрезе р.Моренджа к нижнему эоцену, по-видимому, относятся слои известняков, расположенных под среднеэоценовыми мергелями. В разрезе же периклинального окончания антиклинали Цхемискари к этому подэтажу также условно можно отнести известняки мощн. до 3 м, залегающие над палеоэоценовыми породами.

Таким образом, в пределах Абхазии, нижний эоцен представлен двумя фациями: нижнефораминиферовыми мергелями (часть) и известняками. Последние в литературе известны как нуммулитовые и фораминиферовые известняки.

Как уже отмечалось при характеристике палеоэоценовых отложений на территории Самегрело, нижнеэоценовые отложения литологически почти идентичны палеоэоценовым, в силу чего проведение точной границы между этими стратиграфическими единицами большей частью затруднено.

В разрезах с.Хиди и р.Чачхури, где более или менее улавливается литологическое различие между этими единицами, нижний эоцен представлен зеленовато-серыми глауконитовыми известняками (с.Хиди), имеющими в нижней части массивную, а в верхней - слоистую текстуру. В разрезе р.Чачхури синхронные отложения представлены чередованием песчанистых мергелей и известняков. В отдельных разрезах мергели присутствуют в виде прослоев (юго-восточное крыло Нокалакевской антиклинали) или же составляют чередование с известняками. Вместе с появлением мергелей появляются и зерна глауконита как в известняках, так и в мергелях. В отдельных шлифах наблюдается заполнение камер микрофауны глауконитом.

Эти же породы продолжают на восток и слагают южное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали.

В целом, несмотря на литологическое сходство палеоэоценовых и нижнеэоценовых отложений Самегрело и Рачинско-Лечхумской синклинали, характерным литологическим признаком можно считать тот факт, что палеоэоцен представлен в основном известняками, а нижний эоцен характеризуется появлением в них мергелей в виде прослоев и отдельных пачек.

## АДЖАРО - ТРИАЛЕТСКАЯ ЗОНА

Нижний эоцен в данной тектонической зоне, как уже отмечалось, представлен флишевыми и субплатформенными фациями, детальное описание которых было дано во время характеристики палеоэоценовых образований Аджаро-Триалетской зоны.



## ЛОКСКО - КАРАБАХСКАЯ ЗОНА

В этой тектонической зоне к нижнему эоцену относятся базальные образования, расположенные под среднеэоценовой вулканогенно-осадочной формацией. Эти базальные образования представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками и песчаными известняками, состоящими из перемытого материала Локского кристаллического фундамента и его мезозойского осадочного чехла. До последнего времени рассматриваемые образования относились к среднему эоцену. Однако по последним новым фаунистическим данным их возраст определен как верхняя часть нижнего эоцена (Мревлишвили, 1993).

### Средний эоцен

#### ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В данной тектонической зоне среднеэоценовые образования, как и палеоцен-нижнеэоценовые, представлены флишевой, флишеидной и субплатформенной фациями.

**Флишеидные отложения**, развитые в верховьях рр. Псоу и Бзыбь, наиболее хорошо обнажаются в истоке левого притока р. Юпшара (южный склон хр. Анчхо). Здесь они охарактеризованы фораминиферовой фауной. Флишеидный характер рассматриваемых отложений, кроме других признаков, обусловлен преобладанием фоновых отложений над турбидитами.

По литологическим признакам в флишеидных образованиях наблюдается определенная закономерность. В западной части их развития (верховья р. Псоу) они представлены песчаниковыми флишеидными образованиями без примеси карбонатного вещества, в то время как в восточной части (верховья р. Бзыбь) карбонатное вещество в них присутствует в значительном количестве. Здесь в строении турбидитов, наряду с аркозово-кварцевыми и граувакково-кварцевыми песчаниками принимают участие и песчаные кластические известняки.

В восточной части Южного склона к **флишевым отложениям** среднего эоцена, как уже отмечалось, относится верхняя часть свиты квакеврисхеви.

В разрезе р. Алеура среднеэоценовая часть свиты представлена песчаниково-алевролитовым флишем с примесью карбонатного материала. Турбидитную часть свиты слагают карбонатные песчаники, алевролиты и сланцеватые аргиллиты, заметно преобладающие в количественном отношении над пелагическими отложениями, представленными маломощными слоями мергелей и известняков.

В среднеэоценовой части свиты наблюдаются прослои вулканических пород в виде кристаллокластических и пепловых туфов трахиандезитового состава (рис. 18), а также туфоаргиллитов. Эти вулканиты имеют линзовидные формы и достигают в мощн. до 2 м. В небольшом количестве аналогичные туфы встречаются и в разрезе р. Пшавис Арагви. Наличие вулкаников в свите квакеврисхеви впервые было отмечено Н.Б. Вассовичем (1933) в Чиаурской зоне.

Учитывая, что в среднем эоцене вулканогенные образования за пределами Аджаро-Триалетской складчатой системы развиты довольно редко, то их присутствие в смежных геотектонических единицах может служить значительным геологическим критерием для решения ряда вопросов палеогеографического и стратиграфического характера. Особенно это касается тех регионов, где отложения фаунистически плохо охарактеризованы и их возраст носит условный характер. К таковым относится и свита квакеврисхеви, в подразделении которой на две стратиграфические единицы немаловажную роль играет присутствие прослоев туфов в верхней части свиты.

Интересно отметить, что наличие вулканогенно-осадочных пород было установлено и в среднеэоценовых нормально-осадочных отложениях, развитых южнее флишевых образований в пределах северного борта Гарекахетинской впадины в разрезе р.Дврени (левый приток р.Чаилурисхеви). Там они представлены прослоями алевритовых туфов, туфо-мергелей, туфо-песчаников и туффитов (Татарашвили и др; 1980).

В северной части разреза р.Алеура породы рассматриваемой свиты обнажаются в виде небольшой чешуи, зажатой среди пород ильдоканской свиты северного крыла Садзегурской синклинали. Здесь они представлены уже флиш-оидными образованиями, где фоновые отложения в виде песчано-глинистых известняков и рассланцованных мергелей заметно преобладают над турбидитами, представленными прослоями карбонатных мелкозернистых полевошпатово-граувакковых песчаников.

В других разрезах Жинвальско-Гомборской подзоны рассматриваемая свита в основном представлена аналогичными породами, но менее полно обнажена.

В разрезе р.Ксани в строении свиты квакеврисхеви более значительную роль играют песчаные известняки. Максимальная мощность среднеэоценовой части свиты достигает 190-200 м (р.Алеура).

В заключение следует отметить, что в ряде разрезов (р.Алеура) для среднеэоценовой части свиты квакеврисхеви характерны зеленовато-желтые прослои доломитов. Последние в значительном количестве присутствуют и в нижней части ильдоканской свиты (р.Ксани). Более подробно о доломитах будет сказано далее, при рассмотрении верхнеэоценовых отложений.

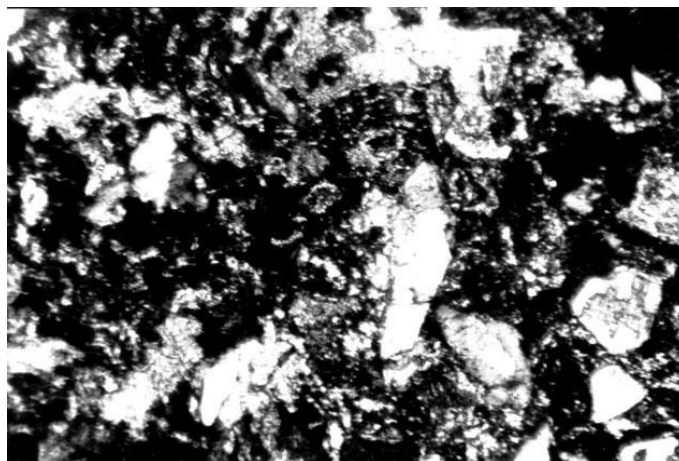
В Ксанско-Аркальском паравтохтоне среднеэоценовые отложения представлены уже в **субплатформенных фациях**. Они, как и нижнеэоценовые, в основном встречаются в восточной части покрова.

По р.Саманисхеви среднеэоценовую часть разреза представляют светло-зеленые мергели с конкрециями пирита мощностью до 25 м (Мревлишвили, 1953). В этом же районе (у с.Пхунтави) среднеэоценовые песчаные известняки с базальными конгломератами залегают на лейасовых отложениях (Мревлишвили, 1953).

Другой выход в рассматриваемом паравтохтоне наблюдается в с.Аргуни, где под Аргунским покровом залегают карбонатные глины, переходящие выше в микроконгломераты, а эти последние - в слабокарбонатные и некарбонатные глины и песчаники общей мощностью 40-45 м (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977).

У с.Армази фаунистически датированные среднеэоценовые отложения налегают на лейасовые породы и представлены карбонатными песчаниками с линзами известняков мощн. 25 м (Адамия,1956).

Незначительные выходы среднеэоценовых отложений отмечаются также в Кохском и Пантианском окнах в фациях мергелей, песчаников и глин с прослоями известняков (Чичуа,1975).



*Рис.18.Лито-кристаллокластический туф в средне-эоценовой части свиты квакеврисхеви (р.Алеура). Ник. 11, х 47.*

Субплатформенные отложения на южном склоне Большого Кавказа, развитые южнее антиклинали Ахцу-Кацирха, в пределах восточного окончания Адлерской депрессии, представлены верхними зелеными мергелями (*багнарская свита*), полностью соответствующими одному подэтажу - среднему эоцену.

Верхние зеленые мергели постепенно сменяют пестроцветные мергели нижнего эоцена. Граница между ними более или менее четкая. Макроскопически эти породы похожи на нижние зеленые мергели палеоцена и представлены в основном зеленовато-серыми, редко розовато-серыми мергелями. В них наблюдаются слои более плотных мергелей.

В северном крыле синклинали Ачмарда, на водоразделе рр.Лапста и Мехадыр, в верхней части мергелей присутствует пачка (2,5-3 м) сильно песчаных мергелей с прослоями мелкозернистых аркозово-кварцевых карбонатных песчаников (0,6 м). Мощность верхних зеленых мергелей меняется от 11 до 45 м.

На остальной части Южного склона Большого Кавказа отложения данного возраста в основном представлены плотными грубослоистыми органогенными и глауконитовыми известняками, в которых присутствуют прослои зеленых мергелей и отдельные пачки внутриформационных конгломерат-брекчий (с.Орбели).

В междуречье Риони и Лиахви рассматриваемые образования представлены известняками, мергелями и карбонатными песчаниками. В отдельных разрезах эти

породы с базальными конгломератами в основании залегают на более древних отложениях (гор. Велуанта, р.Варахком).

## ГРУЗИНСКАЯ ГЛЫБА

На Грузинской глыбе средний эоцен представлен **субплатформенной фацией** в виде мелководных карбонатно-терригенных отложений, за исключением ее юго-восточного края (левобережье р.Куры в районе Дзегви-Мцхета), где он представлен вулканогенно-осадочными образованиями.

На Грузинской глыбе нижнеэоценовые отложения вверх по разрезу совершенно постепенно сменяются мергелями и известняками среднего эоцена. Исключение составляет лишь восточная часть Западной зоны погружения, где в одном случае среднеэоценовые мергели залегают на палеоэоценовых известняках (антиклиналь Сатанджио), а в другом - на верхнемеловых известняках (р.Речхи).

В междуречье Бзыбь-Апста средний эоцен представлен зеленовато-серыми комковатыми мергелями, в значительном количестве содержащими пирит. Редко в них встречаются обломки кварца алевритового размера (р.Мюсера). В мергелях содержится много детрита микрофауны. К востоку (междуречье Апста-Гумиста) мергели постепенно фациально замещаются слоистыми (20-30 см) нуммулитовыми известняками, достигающими наибольшей мощности в районе кур.Новый Афон. В этих розовато-серых плотных породах местами наблюдаются вкрапленники глауконита.

Восточнее р.Дзиета верхняя часть известняков замещается мергелями (1-2 м), а восточнее р.Гумиста нуммулитовые известняки полностью замещаются мергелями, представляющими собой верхнюю часть нижнефораминиферовых мергелей. В восточной части района в них встречаются прослой более плотных мергелей и известняков. Количество последних местами значительное (р.Олори). В мергелях часто присутствуют вкрапленники пирита.

Мощность нижнефораминиферовых мергелей в междуречье Бзыбь-Апста, где они охватывают также палеоцен и нижний эоцен, равна 55-75 м.

Восточнее р.Гумиста, где эти мергели представляют только средний эоцен, их мощность в среднем достигает 8-12 м. Минимальная мощность этих отложений наблюдается в разрезах рр.Моренджа и Речхи и составляет 1 м.

Мощность известняков в пределах абхазской части Грузинской глыбы меняется в пределах от 20 (р.Ацквара) до 35 м (район кур.Новый Афон). В разрезе у с.Ачандара (р.Апста) в нижних фораминиферовых мергелях отмечается линза измененного туфа мощн. 1-1,2 м. Присутствие в среднеэоценовых осадочных породах прослоев вулканитов не такое уж редкое явление.

В пределах большей части Самегрело нижний эоцен также постепенно переходит в средний. Стратиграфическое несогласие отмечается лишь в отдельных местах. В частности, у г.Сенаки (Д.Вахания,1982), в южном крыле Чхороцху-Лашикельской синклинали (И.Качарава,1961), в районе с.Матходжи (Гуджабидзе,1967) и г.Зугдиди, где эти отложения налегают на альбские отложения. Трансгрессивное залегание среднего эоцена наблюдается и в разрезе р.Речхи (на

сенонские известняки) и в пределах Сатанджойской антиклинали (на палеоценовые известняки).

В литологическом отношении среднеэоценовые породы большей части Самегрело трудно отличить от пород верхней части нижнего эоцена, что затрудняет проведение точной границы между упомянутыми стратиграфическими единицами.

В фациальном отношении средний эоцен однообразен и представлен, как и на большей части Грузинской глыбы, зеленовато-серыми фораминиферовыми мергелями с редкими вкрапленниками глауконита. Макроскопически эти мергели можно подразделить на нижнюю - чередование сравнительно плотных и мягких мергелей, среднюю - мягкие мергели и верхнюю - чередование плотных и мягких мергелей. Такое деление нижних фораминиферовых мергелей особенно отчетливо наблюдается в окр. с.Гачедили. В отдельных разрезах мергели содержат терригенную примесь песчаного размера, достигающую местами 15 % (с.Хиди). Встречаются также отдельные прослои песчанистых известняков (р. Чачхури). В разрезе р.Чанисцкали присутствие в нижней пачке прослоев глинистых известняков делает эти отложения переходными между нижним и средним эоценом.

Примечательной чертой среднеэоценовых отложений Самегрело является присутствие в них прослоев и линз туфов андезитового и базальтового состава. Продукты вулканизма в основном приурочены к южно-мергельскому поднятию. Мощность этих прослоев и линз колеблется в пределах 15-70 см. Они встречаются в разрезах р.Чачхури, на обоих крыльях Нокалакевской антиклинали, у с.Гачедили и др. Большая часть туфов заметно изменена (пелитизирована). Сравнительно свежие их представители в виде кристаллокластических туфов встречаются в южном крыле Нокалакевской антиклинали, где кварц и плагиоклаз имеют свойственные им кристаллографические формы и являются, по-видимому, аутигенными образованиями. В отдельных случаях в шлифах туфов обнаружены представители микрофауны (с.Хиди).

Восточнее, в пределах южного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали отложения рассматриваемого возраста представлены уже известняками, в которых в виде прослоев и пачек, особенно в верхней части разрезов, присутствуют мергели.

В восточной части Рачинско-Лечхумской синклинали среднеэоценовые отложения трансгрессивно залегают на палеоценовых (р.Чквиши), верхнемеловых (с.Тола), альбских (с.Жошха) породах. В разрезе с.Чквиши следует отметить наличие прослоев (40 см) сильно измененной вулканической породы.

Мощность среднеэоценовых известняков и мергелей в пределах южного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали колеблется в пределах от 11 (с.Чквиши) до 75 м (с.Орбели). Небольшие мощности рассматриваемых отложений (с. Чквиши и др.), по-видимому, обусловлены последующим размывом.

## АДЖАРО - ТРИАЛЕТСКАЯ ЗОНА

Среднеэоценовые образования, широко распространенные в рассматриваемой зоне представлены в основном **вулканогенно-осадочными породами**. Характерная вертикальная и латеральная зональность, а также отсутствие фаунистических остатков осложняет их литолого-стратиграфическое подразделение.

Учитывая фациальную и петрохимическую изменчивость среднеэоценовых образований как по всей Аджаро-Триалетской зоне, так и в пределах ее отдельных сегментов, нам более приемлемым кажется их характеристика по территориальному принципу.

На территории *Аджарии* деление среднеэоценовых образований на отдельные литолого-стратиграфические единицы связано со многими трудностями, поэтому у исследователей нет единого мнения в данном вопросе.

По наблюдениям А.Г.Лалиева и Р.М.Зиракадзе (1970) рассматриваемые образования снизу вверх подразделяются на **з е к а р с к у ю** слоистую туфогенную, **к и н т р и ш с к у ю** массивную туфогенную и **б у р н а т с к у ю** свиты.

По данным Ш.А.Адамия (1972), в среднеэоценовых вулканогенных образованиях выделяются перангская, нагваревская и чидильская свиты.

**П е р а н г с к а я** свита, обнажающаяся в сводовой части Чаквистави-Перангской антиклинали, представлена в основном толстослоистыми и массивными пирокластолитами и лавами роговообманковых и оливинных субщелочных базальтов. Видимая мощность свиты составляет до 1000 м.

Среднеэоценовый возраст свиты устанавливается по стратиграфическому положению под среднеэоценовой нагваревской свитой. Не исключается возможность досреднеэоценового возраста нижней части свиты (Адамия и др., 1971). Однако, как показали результаты бурения в пределах Чахатской антиклинали, в западном сегменте, в частности Аджарии, к палеоцен-нижнему эоцену соответствуют карбонатно-терригенные отложения, расположенные под перангской (или зекарской) свитой. Исходя из этого, возраст перангской свиты определяется как нижняя часть среднего эоцена.

По появившимся в последнее время данным (Надарейшвили и др., 1993) в сводовой части Чахатской антиклинали над палеоцен-нижнеэоценовыми карбонатно-терригенными образованиями согласно следует ликанская свита, которая в свою очередь перекрывается нагваревской свитой. Таким образом, возраст перангской свиты нельзя считать окончательно установленным и требует дальнейшего уточнения.

**Н а г в а р е в с к а я** свита, согласно следующая за перангской, сложена разнообломочными вулканокластолитами и лавами базальтов, трахи-андезитов и известково-щелочных плагиобазальтов и андезитов. С ними чередуются вулканогенно-осадочные отложения (туффиты, мергели, аргиллиты). Мощность свиты составляет 800-900 м, уменьшаясь до 500 м в южной части Аджарии (Адамия и др., 1974).

Среднеэоценовый возраст нагваревской свиты установлен по мелким фораминиферам, обнаруженным в ней в басс. р.Кинтриши (Лалиев, Зиракадзе,

1970). Кроме того, по петрохимическим признакам рассматриваемая свита проявляет сходство с квабисхевской свитой, что позволяет считать их синхронными образованиями (Адамия, 1972).

**Ч и д и л ь с к а я с в и т а**, составляющая верхнюю часть среднего эоцена, представлена грубообломочными и массивными вулканокластолитами и лавами преимущественно среднего состава. Слагается она из субщелочных базальтов, трахибазальтов, делленитов и известково-щелочных андезитов (Лордкипанидзе, Закариадзе; 1974).

Свита характеризуется выдержанностью в латеральном направлении и занимает обширные площади севернее ущ. Аджарисцкали и в низовьях р. Чорохи. Ее максимальная мощность отмечается в северо-западной части Аджарии и составляет до 2000 м (Адамия и др; 1974).

Принадлежность чидильской свиты к среднему эоцену подтверждается фауной, содержащейся в верхней ее части (Кузнецов, 1937; Салуквадзе, 1974).

В пределах *Месхети* рассматриваемые отложения подразделяются на ликанскую, квабисхевскую и двирскую свиты.

**Л и к а н с к а я с в и т а** (нижняя слоистая свита по П. Гамкрелидзе, 1949) развита в северной части Месхети (южный склон Месхетского хребта) и имеет мощн. 1000-1500 м.

Переход ликанской свиты в нижележащие и перекрывающие ее отложения происходит постепенно, в силу чего и нижняя и верхняя границы проводятся условно.

В ликанской свите наблюдается явное преобладание туфов и туфобрекчий. Вулканический материал в ней представлен оливиновыми и роговообманковыми субщелочными базальтами. В западном направлении пирокластический материал укрупняется (Татишвили, 1971).

Следующая вверх по разрезу **к в а б и с х е в с к а я с в и т а**, в пределах западного и центрального сегментов является маркирующей (И. Гамкрелидзе, 1976) и занимает положение между ликанской и двирской свитами. Представлена она дифференцированной серией пород: субщелочными базальтами, делленитами, а также известково-щелочными плагиобазальтами и андезитами (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974; Татишвили, 1974).

Мощность квабисхевской свиты изменчива и варьирует в пределах 200-800 м, достигая наибольшей величины в северо-западной части Месхети, где предполагается наличие вулканических центров (Татишвили, 1974).

Следующая вверх **д в и р с к а я с в и т а** состоит из грубообломочных базальтовых брекчий и базальтовых лавовых покровов. В центральной части северной Месхети (междуречье Абастуманисцкали и Цриохи) нижняя часть двирской свиты представлена пехштейновыми эффузивами, завершающими разрез лавовых покровов, большая часть которых слагает квабисхевскую свиту.

Восточнее р. Цриохи пехштейновые лавы мощн. 700-900 м фациально замещаются вулканическими брекчиями, являющимися нижней частью двирской свиты.

Наибольшая мощность двирской свиты приходится на синклинали и достигает 1800 м (полоса Двири-Чобихеви).

По наблюдениям Ш.А.Адамия (1972), двирская свита к западу от с.Абас-тумани непосредственно увязывается с чидильской свитой и является ее синхронным образованием.

*На северном склоне Месхетского хребта* среднеэоценовые образования характеризуются заметной фациальной разнообразностью.

В северном направлении от Месхетского хребта, наряду с убыванием мощности вулканогенных образований, в нижней части происходит их фациальное замещение слоистыми туфами и карбонатными туффитами с прослоями мергелей (Надарейшвили, 1973).

В пределах сводовой части Чахатской антиклинали нижняя часть среднего эоцена, выделенная здесь под названием *з е к а р с к о й с в и т ы*, являющейся аналогом ликанской свиты, представлена слоистыми алевролитами, аргиллитами, глинами, туфобрекчиями, туфами и лавами. В самой нижней части свиты содержится комплекс среднеэоценовых микрофораминифер (Лалиев, Зиракадзе., 1970). Мощность свиты -1300 м.

В западной части северного склона Месхетского хребта, где видимая мощность среднего эоцена достигает 5-6 км, по минеральному и петрохимическому составу вулканогены делятся на нижний и верхний комплексы.

К нижнему комплексу относится чидильская свита, слагающая гребневую часть и северный склон Месхетского хребта (верховья рр.Супса, Губазеули и Бахвисцкали). Петрографически свита представлена в основном вулканокластолитами и лавами роговообманковых базальтов, роговообманково-пироксеновых и пироксеновых андезитов, а также андезит-базальтами и базальтами. Реже в ней присутствуют оливиновые базальты и плагиобазальты (Надарейшвили и др., 1981). Мощность свиты до 2000 м.

В верхнем комплексе были выделены бахмаройская и гурийская свиты (Вольский и др., 1974), которые позднее были переведены в ранг подсвит, входящих в состав чидильской свиты (Надарейшвили и др., 1981). Затем среднеэоценовые вулканогенные образования северной части Месхетского хребта были подразделены на три подсвиты: *бахмаройскую* (300-500 м), *напоцхварскую* (1000-1700 м) и *гурийскую* (1500 м), которые вместе слагают среднюю и верхнюю части чидильской свиты (И.Гамкрелидзе, 1976). По последним данным, в Гурии аналогом чидильской свиты является гадрекильская подсвита, выше которой следует гурийская свита (Надарейшвили и др., 1983). Верхняя часть гурийской свиты в литературе известна под названием "горизонт биотитовых туфов" (Дзоценидзе, 1948).

*На Гурийском хребте и Южно-Имеретинском предгорье* среднеэоценовые образования представлены щелочными калиевыми вулканитами, которые делятся на три части (Надарейшвили, 1961, 1974).

Нижнюю часть мощн. до 30 м представляет горизонт известняков и псаммитовых туфов, согласно сменяющих в разрезе палеоцен-нижнеэоценовые пес-троцветные мергели.

Выше следует горизонт лавовых покровов, туфобрекчий и псаммитовых туфов, максимальной мощн. 1600-1800 м.



Верхнюю часть вулканогенных образований представляет “горизонт биотитовых туфов”, который, как уже отмечалось, является верхней частью гурийской свиты, наряду с пемзовыми и пепловыми туфами биотитового анальцимового трахита он слагается лавовыми покровами и микротуфобрекчиями. Для “горизонта биотитовых туфов” характерно присутствие в его верхней части линз бентонитовых глин (2-2,5 м) и прослоев плитчатых мергелей с чешуями рыб и остатками растительного детрита (Надарейшвили, 1968).

Возраст рассматриваемых отложений по нуммулитовой фауне определен как верхняя часть среднего эоцена (Надарейшвили, 1968). Мощность “горизонта биотитовых туфов” меняется от нескольких метров до 550 м (Самеба-Накубарский массив).

В Боржомском районе среднеэоценовые образования представлены, в основном, теми же литолого-стратиграфическими единицами, что и в Месхети.

За боржомской свитой вверх следует ликанская свита слоистых вулканокластолитовых субщелочных базальтов. Мощность свиты в северном направлении сокращается от 1500 до 700 м и менее (рр. Зварула, Ваханисцкали).

Над ликанской следует квабисхевская свита, представленная лавовыми покровами, чередующимися со слоистыми туфами пестрого состава. Их мощность достигает 600 м.

Верхнюю часть среднего эоцена составляет двирская свита, слагаемая массивными и грубообломочными лавовыми и туфовыми брекчиями и лавовыми покровами, низкотитанистых базальтов (И.Гамкрелидзе и др., 1980). Мощность свиты 1000-1800 м.

В пределах *Триалетского хребта* в среднеэоценовых образованиях выделяют нижнюю- слоистую туфогенную и верхнюю - массивную туфобрекчиевую свиты (Папава, 1966). Первая соответствует ликанской свите, а вторая - двирской. Что же касается верхней слоистой туфогенной свите (по П.Гамкрелидзе, 1949), то она сохранилась лишь в ущ. р.Тедзами в окр. сс.Мгебриани и Земо-Ахалсопели (Папава, 1966). Мощность рассматриваемых образований достигает максимума в центральной части Триалетского хребта (более 2000 м).

В *Притбилисском районе* среднеэоценовые отложения как в вертикальном, так и латеральном направлении характеризуются фациальной изменчивостью.

В северной части района, на южном крыле Мцхетской антиклинали сохраняется трехчленное деление среднего эоцена. Здесь эти отложения представлены вулканогенно-терригенными породами, мощность которых составляет 150-200 м (нижняя слоистая толща), толстолоистыми туфопесчаниками и туфобрекчиями мощн. 500-600 м (средняя толща) и пачкой туфопесчаников и слоистых аргиллитов мощностью несколько десятков метров (Девдариани, 1971).

Южнее, в пределах г.Тбилиси и его окрестностей средний эоцен подразделяется (снизу вверх) на дабаханскую свиту и “конгломераты запутанного напластования”.

Дабahanская свита постепенно сменяет отложения боржомской свиты (скв.Лиси- 1,3; Телети - 19, Тбилиси - 3 и др.). Она в основном представлена туфопесчаниками, туфами, аргиллитами, мергелями и карбонатными глинами.

Мощность свиты изменчива и вдоль южного склона Телетского хребта (восточнее с.Асурети) достигает 800 м.

Более подробно следует остановиться на “к о н г л о м е р а т а х з а п у т - а н н о г о н а п л а с т о в а н и я” , расположенных над дабаханской свитой.

Рассматриваемые образования под таким названием были выделены Г. Абигом (1870). Их возраст установлен как по их стратиграфическому положению между среднеэоценовой дабаханской и верхнеэоценовой навтлугской свитами, так и нуммулитовой фауной, содержащейся в них (И.Качарава, 1955) и определен как верхняя часть среднего эоцена.

Несмотря на то, что в течение многих лет они являются предметом исследования, до настоящего времени об их генезисе нет единого мнения.

По своей природе, рассматриваемые образования представляют собой олистостромы, которые мы предлагаем именовать “т б и л и с с к и м и о л и с т - о с т р о м а м и.” Площадь развития олистостромов, судя по их обнажениям и данным бурения, весьма ограничена и охватывает г.Тбилиси и его окрестности. Согласно Г.Ш.Надарейшвили (1981), они узкой меридиональной полосой тянутся вдоль р.Куры.

Олистостромы местами характеризуются прерывистым развитием. Так, например, к востоку от с.Асурети, вдоль южного склона Телетского хребта, наблюдается уменьшение мощности, которая в ущ. р.Губанисцкали составляет всего 30 м, а еще восточнее, у с.Вашловани олистостромы вовсе отсутствуют. Восточнее, в районе с.Кумиси, они вновь появляются и слагают оба крыла Кумисской антиклинали. Их мощность здесь составляет 30-40 м. Такой же мощности они и в Дабаханском ущелье. Максимальная мощность олистостромов, по данным бурения, зафиксирована в сводовой части Мамадавидской антиклинали и равна 100 м. В западном и восточном направлениях олистостромы фациально замещаются нормально-осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями.

Тбилисские олистостромы сложены хаотически ориентированными олистолитами, представленными в основном подстилающими породами дабаханской свиты, а также известняками верхнего мела и среднего эоцена (И.Качарава,1936; П.Гамкрелидзе, 1949) и эффузивами верхнего мела (Телетский хребет, Соганлуги, район ботанического сада). Последние представлены андезит-базальтами, андезитами, диабаз-порфиритами и роговообманковыми порфиритами (Джанелидзе и др.,1955; Дзоценидзе,1969). Эффузивы присутствуют как в виде обломков в составе микробрекчии и песчаников, так и в виде отдельных глыб, как это, к примеру, наблюдается в районе ботанического сада, где в олистостромах присутствуют окатанные глыбы альбитофинов (Дзоценидзе, 1969).

В отдельных обнажениях (ущ. р.Шиндиси, по дороге к с.Коджори) в олистостромах хорошо выражены подводнооползневые и обвальные явления (Джанелидзе и др., 1955).

Одно из наглядных обнажений наблюдается на склоне Метехского плато в Тбилиси, на левом берегу р.Куры. Обрыв высотой около 40 м полностью сложен олистостромами. Данное обнажение детально было описано А.И.Джанелидзе и др. (1955) и Г.С.Дзоценидзе (1969). По их данным отложения, подстилающие олистостромы, представлены горизонтально расположенными слоистыми

аргиллитами, туффитовыми песчаниками и туфами. Последние представлены пепловыми, литокластическими и кристаллокластическими туфами авгитовых порфиритов.

Олистолитами являются исключительно подстилающие породы, достигающие в длину 20 м и более при мощности 1-2 м. Пространство между глыбами, по мнению А.И.Джанелидзе и др. (1955), заполнено обломками тех же пород и цементирующий материал между ними отсутствует, однако, как справедливо было отмечено Г.С.Дзоценидзе (1969), с таким выводом трудно согласиться. По его данным цементом служит материал туфогенного характера алевроитовой размерности.

О генезисе тбилисских олистостромов, как уже отмечалось, существуют разные точки зрения. По А.И.Джанелидзе и др. (1955) основной причиной их образования являлся цунами, который мог образоваться как в результате землетрясений, так и вулканических извержений.

По мнению И.В.Качарава (1936) и В.К.Пахомова (1937) олистостромы являются результатом подводно-оползневых и обвальных явлений, а М.И.Варенцов (1950) главным источником обломочного материала считает размыв кордильер.

П.Д.Гамкрелидзе (1949) и Г.С.Дзоценидзе (1969) первопричиной образования этих отложений считают подводные извержения вулканов, характеризующихся большой explosивностью.

Идеи вулканического происхождения олистостромов придерживаются И.П.Гамкрелидзе и Г.Ш.Надарейшвили (Надарейшвили и др.,1989), которые их образование пространственно связывают с предполагаемым разломом, проходящим по меридиану Тбилиси. Этот разлом на севере увязывается с разломом, проходящим вдоль ущ. р.Арагви, а на юге - с Иджеванским разломом. Восточнее предполагаемого разлома, в опущенном крыле мощность палеоцен-нижнего эоцена достигает 3000 м (севернее Телетской антиклинали).

Мы полностью разделяем мнение (Надарейшвили и др.,1989) о том, что в конце среднего эоцена в период проявления триалетской (древнепиренейской) орофазы происходила активизация тектонических движений вдоль меридионального разлома и проявление вулканических взрывов направленного характера. Однако в отличие от упомянутых авторов, ведущую роль в образовании тбилисских олистостромов мы отдаем не вулканическим взрывам, а тектоническим процессам, вызвавшим интенсивное дробление пород в отдельных приразломных зонах.

Что же касается вулканических взрывов направленного характера, то они, по-всей вероятности, были спровоцированы триалетской фазой.

Как видно из изложенного выше, о генезисе тбилисских олистостромов высказаны всевозможные представления. Однако, на наш взгляд, ни одно из них не может объяснить происхождение этих образований.

К примеру вопрос об источнике меловых олистолитов (известняки, эффузивы). Сложность заключается в том, что по имеющимся в настоящее время данным, аналоги эффузивов из олистостромов (андезито-базальты, андезиты, альбитофиры и др.) в Притбилисском районе в разрезах верхнего мела (как и

палеоцен-нижнего эоцена) отсутствуют (Надарейшвили, 1981). Кроме того, под средним эоценом в рассматриваемом районе по данным бурения подтверждается присутствие мощных (до 3000 м) отложений палеоцен-нижнего эоцена, обломки которых в олистостромах присутствуют весьма в ограниченном количестве. Последнее обстоятельство, несмотря на допущение фреатических взрывов направленного характера делает трудно объяснимым присутствие в олистостромах обломков меловых пород. Этот факт необъясним и дроблением пород в результате тектонических движений и тем более действием цунами.

Для определения источника меловых пород и путей их попадания в среднеэоценовый бассейн, по нашему мнению, является допущение небольших островов размыва с меловыми образованиями, расположенных недалеко от участков накопления олистостромов, хотя окатанные формы отдельных эффузивов указывают на отдаленность источника размыва.

Все изложенное выше еще раз подтверждает сложность вопроса генезиса тбилисских олистостромов, который требует дальнейшего уточнения.

#### АРТВИНСКО - БОЛНИССКАЯ ГЛЫБА И ЛОКСКО - КАРАБАХСКАЯ ЗОНА

В рассматриваемых тектонических зонах средний эоцен представлен мощными вулканогенно-осадочными образованиями. Особенно широко они развиты в Локско-Карабахской зоне, где их мощн. достигает 2-2,5 км.

Нижнюю часть рассматриваемых образований слагает д ж а в а х с к а я с в и т а, которая в начале представлена массивными и грубослоистыми агломератовыми брекчиями базальтового состава с подчиненным участием в них базальтовых лав. Цемент брекчии сравнительно рыхлый, псаммитовый и псефитовый. Обломки пород и цемент имеют один и тот же базальтовый состав. Выше джавахская свита слагается псефитовыми и псаммитовыми туфами андезитового состава.

Что же касается согласно следующей за джавахской свитой отложений, то они представлены слоистыми туфами андезито-дацитового и липарито-дацитового состава, которые вверх замещаются спекшимися игнимбритоподобными туфами рио-дацитового состава. В них наблюдаются жилы и дайки дацитового состава.

#### **Верхний эоцен**

#### ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В западной части Южного склона, в верховьях рр. Псоу и Бзыбь, нет достоверных данных о наличии верхнеэоценовых **флишеидных образований**. Однако не исключено, что осадки данного возраста (нижней части верхнего эоцена) в этой части Южного склона имеются. В частности, к таковым могут относиться немые отложения, расположенные над фаунистически датированными среднеэоценовыми породами (правый склон ущ. р. Пшица, правый приток р. Арква). В Новороссийской флишевой зоне синхронные образования представлены флишевой *навагинской*

*свитой*, слагаемой ритмичным чередованием карбонатных алевролитов, битуминозных мергелей и горючих сланцев.

На востоке, восточнее р. Диди-Лиахви, в зоне развития **флишевых образований**, верхний эоцен представлен регрессивными отложениями ильдоканской свиты, которые слагают Садзегурско-Шахветильский покров.

Восточнее р. Пшавис Арагви, в кахетинской зоне ильдоканская свита перекрыта Алисисгорско-Чинчвельтским покровом и здесь их присутствие отмечается лишь в Уканавельском тектоническом полуокне. В строении же самого Алисисгорско-Чинчвельтского покрова участвуют лишь породы кветерской и шахветильской свит палеоцена. Предполагается, что ильдоканская свита возможно, здесь отлагалась, но затем размывалась следующей эрозией. По нашему мнению, если она и отлагалась, то лишь ее нижняя часть.

Литологически ильдоканская свита делится на две части. Нижняя, более темной окраски, представлена алевролитовым флишем. Фоновые отложения в нем состоят в основном из рассланцованных аргиллитов с редкими прослоями мергелей. Турбидиты слагаются аркозово-кварцевыми песчаниками и алевролитами, где первые в виде отдельных прослоев незначительной мощности присутствуют в подчиненном количестве. Аргиллиты большей частью битуминозные, в песчаниках содержится детрит органики. В разрезе р. Алеура в этой части свиты наблюдаются отдельные прослои известковистых доломитов.

Верхняя часть ильдоканской свиты характеризуется более светлой окраской и слагается алевролитово-песчаниковым флишем с примесью карбонатного вещества; для нее типично ритмичное чередование турбидитов и фоновых отложений, процентное соотношение которых, судя по разрезу р. Алеура, равно 65 и 35 %. Турбидиты представлены аркозово-кварцевыми и граувакково-кварцевыми песчаниками и алевролитами. Из цикла Боума (Boima, 1962) в них наблюдаются ритмично-слоистые отложения с градиционной слоистостью (стадия - а) и нижние слои с параллельной слоистостью (стадия - б). Что же касается остальных трех стадий цикла (стадии - в, г, д), то они либо выражены слабо, либо вовсе отсутствуют.

Фоновые отложения представлены пелагическими мергелями и карбонатными аргиллитами с прослоями известняков и доломитов. В разрезе р. Ксани известняки присутствуют в более значительном количестве. В этом же разрезе в верхней части свиты наблюдается множество прослоев и линз известковистых доломитов. Последние, как отмечалось ранее, встречаются и в среднеэоценовой части квакеврисхевской свиты.

В верхней части ильдоканской свиты наблюдается несколько горизонтов грубого флиша, представленных конгломерат-брекчиями (рр. Алеура, Меджуда).

Как уже отмечалось, в результате надвига большая часть северного крыла Садзегурской синклинали перекрыта мел-палеогеновыми отложениями. В некоторых разрезах встречаются небольшие выходы северного крыла, которые фациально отличаются от синхронных осадков южного крыла. Это северные части разрезов рр. Ксани, Алеура и Меджуда, где в тектоническом контакте находятся отложения ильдоканской свиты южного и северного крыльев Садзегурской синклинали. Породы северного крыла литологически отличаются от синхронных

отложений южного и представлены флишоидными образованиями, где соотношение между турбидитами и фоновыми отложениями равно 40 к 60 %. Фоновые образования сложены пелагическими мергелями, известняками и карбонатными аргиллитами. Турбидиты же слагаются карбонатными алевролитами, песчаниками и реже - аргиллитами. Песчаники играют подчиненную роль. Увеличение количества песчаного и грубообломочного материала в южном направлении отмечалось и другими исследователями (Мордовский, 1950; Шириашили, Вашакидзе, 1960).

Видимая мощность ильдоканской свиты заметно меняется. Так, например, в разрезе р.Ксани она составляет 1400-1500 м, р.Алеура - 1100-1200 м, а в разрезе р.Пшавис Арагви - всего 20-25 м.

Возраст ильдоканской свиты трактуется по-разному. Не вдаваясь в подробности рассмотрения вопроса о возрасте этой свиты, которая подробно изложена в ряде работ (Вассоевич, 1930, 1931; Варенцов, 1950; Канделаки, 1975; Леонов, 1975 и др.) отметим, что верхнеэоценовый ее возраст, основанный на нуммулитовой фауне, подтвержденный и нашими фаунистическими данными, сегодня не должен вызывать сомнения. Хотя, по мнению ряда авторов, допускается, что верхняя часть ильдоканской свиты охватывает и олигоцен (Вассоевич, 1931; Леонов, 1975).

Датировка рассматриваемой свиты древнее верхнего эоцена, которая встречается в разных работах, обусловлена тем, что содержащаяся в породах ильдоканской свиты переотложенная фауна палеоцен-среднего эоцена рассматривалась в первичном залегании.

Мнения расходятся и при литологическом подразделении верхнеэоценовых флишевых образований. В частности, некоторые исследователи выделяют инаурскую (Шириашили, 1971; Канделаки, 1975) и надильдоканскую (Хатискаци, 1971; Чичуа, 1971) свиты.

Такое подразделение, по нашим наблюдениям, носит местный характер и не распространяется на весь Южный склон.

Касаясь характеристики доломитов, отметим, что в разрезе р.Ксани в значительном количестве они развиты в верхней части ильдоканской свиты, а в разрезе ее левого притока р.Алеура - в среднеэоценовой части свиты квакеврисхеви. Впервые присутствие этих пород в виде прослоев во флишевых отложениях палеогена, в частности, в ильдоканской свите было отмечено Н.Б. Вассоевичем (1931) в Кахетинской зоне как "глинисто-сидеритовые и доломитовые (?) прослойки". Последующими исследователями эти породы рассматривались в основном как сидеритовые образования.

Термическим, рентгеноструктурным, химическим и микроскопическим изучением этих пород было установлено, что они представлены известковыми и иногда чистыми доломитами (Майсадзе, Ахвледиани, 1990).

Макроскопически доломиты четко выделяются среди палеогеновых флишевых отложений (см. рис.6). На выветрелой поверхности они желтовато-зеленой, а на свежем - темной, иногда до черной окраски. Большая их часть бескарбонатна и имеет заметный удельный вес. В латеральном направлении они фациально замещаются мергелями, известняками и алевролитами, представляя, таким образом, линзообразные тела.

На основании исследования валового химического состава пород методом парных корреляций Р.А.Ахвледиани установил, что доломитовая фаза представлена изоморфным рядом доломит-анкерита с примесью марганцевой составляющей, не превышающей одного процента. В качестве ассоциирующей фазы присутствует кальцит, количество которого варьирует от 0 до 50 % (Майсадзе, Ахвледиани, 1990).

**Субплатформенная фация** Ксанско-Аркальского паравтохтона представлена нормально-осадочными отложениями и олистостромами.

*Нормально-осадочные отложения*, как правило, развиты южнее верхнеэоценовых олистостромов. Среди них выделяются две подфации.

Первая, развитая в самой южной части паравтохтона, представлена чередованием мягких слабокарбонатных аргиллитов, пелитолитов и песчаников.

Вторую подфацию с элементами флиша составляют ритмично чередующиеся слабокарбонатные аргиллиты, песчаники и глинистые сланцы. В этих отложениях наблюдаются отдельные следы иероглифов и складчатость. Они, в основном, находятся в тектоническом контакте с первой подфацией и в свою очередь, подстилая верхнеэоценовые олистостромы, вместе с ними частично или полностью тектонически перекрывают первую подфацию.

Верхнеэоценовый возраст нормально-осадочных отложений установлен фаунистическими данными.

Субплатформенная субфация Ксанско-Аркальского паравтохтона пользуется ограниченным распространением, что, по-видимому, обусловлено как небольшой площадью их первичного осаждения, так и последующими тектоническими движениями, вызвавшими частичное или полное их перекрытие надвинутыми с севера мел-палеогеновыми отложениями.

Вторая подфация нормально-осадочных пород представлена более широко и встречается в Белотском, Ксанском и Аркальском тектонических полуокнах. Они хорошо обнажаются в последнем полуокне в разрезах рр. Саманисхеви, Фотесхеви, Зотикаантқари и др. (Мревлишвили, 1957; Адамия, 1958; Леонов, 1975; Канделаки, 1975).

К нормально-осадочным образованиям относятся конгломераты, гравелиты, песчаники и глины, развитые в Кахетинской зоне, относимые некоторыми авторами к нижней части свиты кинта (более подробно об этом будет сказано при рассмотрении олигоценовых отложений).

В других частях Южного склона субплатформенные образования также характеризуются фациальной разнообразностью. В частности, здесь развиты эпиконтинентально-морские отложения, а также олистостромы.

В западной части южного склона Большого Кавказа, в пределах восточного окончания Адлерской депрессии отложения рассматриваемого возраста представлены двумя литологически четко различающимися подфациями. С одной стороны, это субплатформенные мелководные отложения, аналогичные осадкам Грузинской глыбы и охватывающие нижнюю часть верхнего эоцена (лиролеписовые мергели, верхние пестроцветные мергели), а с другой - мощные карбонатно-терригенные образования молассоидного типа, характерные для предгорного прогиба (мацестинская свита).

Субплатформенную часть представляют коричневато-серые, коричневые, почти черные, средне- и тонкослоистые плитчатые, битуминозные мергели со множеством остатков чешуй рыб, в том числе *Lirolepis caucasica* Rom. Эти отложения в литературе известны как лиролеписовые мергели (эгрисская свита), являющиеся аналогом кумской свиты Северного Кавказа и соответствующей зоне *Globigerina turcmunica*. Стратиграфическое положение последней и соответственно возраст лиролеписовых мергелей до настоящего времени остается дискуссионным.

Одни авторы эту зону относят к верхам среднего эоцена (Голев, 1980; Крашенинников, Птухян, 1988 и др.), другие - к низам верхнего эоцена (И. Качарова, 1950; М. Качарова, 1954; Салуквадзе, 1965, 1993 и др.). Часть исследователей возраст лиролеписовых мергелей определяет как верхи среднего и низы верхнего эоцена (Шуцкая, 1970; Мревлишвили, 1978).

Определение точного возраста эгрисской свиты имеет важное значение для освещения истории геологического развития Крыма и Кавказа.

Исходя из региональных и тектонических соображений лиролеписовые мергели мы относим к нижней части верхнего эоцена. Эти отложения образовались в специфических палеогеографических условиях, возникших в результате древнепиренейской (триалетской) фазы складчатости.

Аналогичное резкое изменение условий осадконакопления, но более широкого масштаба, наблюдается и после новопиренейской фазы складчатости, когда с начала олигоцена происходит накопление майкопской серии.

Таким образом, образование таких неординарных осадков, какими являются лиролеписовые мергели и майкопская серия, по нашему мнению, произошло в результате значительных палеогеографических перестроек, сопутствовавших древне- и новопиренейской фазам складчатости. Однако это не исключает того, что на отдельных участках палеогенового бассейна фациальные условия для их осаждения могли возникнуть уже в конце среднего эоцена.

В связи с этим интересно отметить, что в Аджаро-Триалети (Гурийский хребет, Южномеретинское предгорье) в верхней части "горизонта биотитовых туфов", возраст которого нуммулитовой фауной определен как верхи среднего эоцена, отмечаются прослойки плитчатых мергелей с чешуями рыб и остатками растительного детрита (Надарейшвили, 1968).

В южном крыле синклинали Троицкая, в окр. с. Михельрипш, где мощность лиролеписовых мергелей составляет всего 4-5 м, среди мергелей отмечаются линзовидные или округлые включения известняков до 20 см в поперечнике. Мощность эгрисской свиты здесь колеблется в пределах 20-35 м.

Лиролеписовые мергели вверх по разрезу постепенно сменяются также субплатформенными отложениями пестроцветных мергелей аргветской свиты. Макроскопически эти последние аналогичны раннеописанным нижним пестроцветным мергелям (верхний палеоцен-нижний эоцен). Литологически они представлены зеленовато-серыми, желтовато-серыми и розовато-серыми мергелями. В них наблюдаются включения пирита и лимонитизированные конкреции. В верхней части пачки (в некоторых разрезах) наблюдается примесь терригенного материала, а в южном крыле синклинали Троицкая, в с. Михельрипш



в них обнаружены отдельные прослои мелкозернистых аркозово-кварцевых песчаников. Мощность свиты составляет 22-40 м.

Возраст рассматриваемых пестроцветных мергелей, как и лиролеписовых, по фауне определяется как верхний эоцен.

Следующие за верхними пестроцветными мергелями регрессивные отложения, выделенные Б.М.Келлером и В.В.Меннером (1945) под названием *мацестинской свиты*, играют важную роль в геологическом строении рассматриваемой зоны.

Часть исследователей мацестинскую свиту относят к олигоцену (Келлер, Ульянов, 1937; Келлер, Меннер, 1945; Гроссгейм, 1960) или верхнему эоцену-олигоцену (Букия), другая - к верхнему эоцену (И.Качарава, 1944; Лалиев, 1964). Несколько более поздние результаты подтверждают принадлежность этой свиты к верхнему эоцену (Папава и др., 1966; Салуквадзе, 1972). Она, как уже отмечалось, расчленяется на три горизонта: нижний - песчано-глинистый, средний - "горизонт с включениями" (олигостромы) и верхний - глинисто-песчаный.

*Песчано-глинистый горизонт* постепенно сменяет нижележащие пестроцветные мергели верхнего эоцена. В нижней части он представлен зеленовато-серыми и темно-серыми мергелями, редко - карбонатными глинами. В северной части распространения мацестинской свиты (синклиналь Троицкая) в мергелях присутствует примесь алевролитового материала. На расстоянии 20-25 м от подошвы рассматриваемого горизонта появляются прослои зеленовато-серых мелкозернистых аркозово-кварцевых карбонатных песчаников (5-15 см). Вверх по разрезу количество и мощность песчаниковых прослоев постепенно увеличивается (достигая иногда 50-60 см), тем самым образуя чередование с мергелями.

Песчаники часто характеризуются полосчатой текстурой. Кроме аркозово-кварцевых песчаников в подчиненном количестве встречаются граувакково-кварцевые и олигомиктовые разновидности. В нижней части горизонта в мергелях наблюдаются более плотные песчаные прослои. Иногда в мергелях встречаются включения кремней, песчаников, известняков и мергелей, имеющие в отдельных случаях форму конкреций. Размеры этих включений колеблются в пределах 1-30 см (южное крыло антиклинали Клдиани, левый приток р.Лапста). Отдельные включения мергелей (1-3 см) встречаются и в песчаниках (южное крыло синклинали Троицкая).

В нижней части песчано-глинистого горизонта, в окр.с.Михельрипш имеется включение лиролеписового мергеля, контакты которого с вмещающими породами не обнажаются, поэтому установить его мощность и протяженность не удастся (видимая мощность достигает нескольких метров).

Переход от верхних пестроцветных мергелей в нижний горизонт мацестинской свиты (песчано-глинистый горизонт) совершенно постепенный, без следов перерыва. Исключение составляет лишь южное крыло Ачмардской синклинали. Вдоль дороги Гантиади-Багнаргес этот горизонт налегает на верхние пестроцветные мергели с конгломератами в основании (имеющим, по-видимому, линзовидную форму). Обломочный материал в конгломератах представлен слабоокатанными породами нижележащих отложений (известняки, лиролеписовые и зеленые мергели), размер которых колеблется от 0,5 до 3 см. Цементом служит

слабокарбонатная глина, содержащая верхнеэоценовую фауну фораминифер. Мощность упомянутого конгломерата меняется от 10 до 40 см. Мощность же песчано-глинистого горизонта от 30 до 125 м (северное крыло антиклинали Клдиани).

Более детально хотелось бы остановиться на “горизонте с включениями” (олистостромы), который широко развит в Ачмардской синклинали. Южнее, выходы этих отложений не фиксируются - здесь верхний горизонт мацестинской свиты (песчано-глинистый) непосредственно налегает на нижний (глинисто-песчанистый).

Некоторые авторы в мацестинской свите отмечают два горизонта с включениями, разделенных песчано-глинистой пачкой (Козлов,1937; Лалиев,1964). Наблюдениями ряда исследователей (Папава, Годердзишвили,1968; Салуквадзе, 1972) также, как и нашими, присутствие двух таких горизонтов на изученной территории не подтверждается.

Переход горизонта с включениями в подстилающий песчано-глинистый и следующий за ним глинисто-песчанистый горизонты согласный. Благодаря литологическому различию граница между ними довольно четкая. На дневной поверхности горизонт с включениями большей частью обнажается неполно. Более или менее полные его выходы наблюдаются в окр. с.Михельрипш (синклиналь Троицкая), на водоразделе рр.Лапста и Мехадыр и в окр. с.Багнари (Ачмардская синклиналь). Основными породами горизонта с включениями являются песчаные мергели и карбонатные глины с линзами аркозово-кварцевых карбонатных песчаников и песчаных известняков (мощность 3-5, реже 20-25 см). Эти основные породы переполнены включениями мергелей, известняков, песчаников и кремней. Размер включений в поперечнике варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров, достигая иногда десятка метров. В гранулометрическом составе этих включений определенной закономерности нет. Сам горизонт с включениями характеризуется запутанным напластованием.

Из обломков, слагающих горизонт с включениями, в первую очередь следует отметить коричневые, коричневато-серые плитчатые верхнеэоценовые лиролеписовые мергели, которые хорошо выделяются благодаря специфическому облику. Они преобладают над другими обломками как по количеству, так и по размеру. Отдельные их глыбы в поперечнике превышают несколько десятков метров (например, на правом берегу р.Троицкой размер одного такого включения достигает 10х30 м). Слоистость глыбы совпадает с элементами залегания горизонта, что может создать ложное представление о первичном залегании отдельных таких включений. Крупные олистолиты лиролеписовых мергелей обычно угловаты, но встречаются и более округлые мелкообломочные их включения.

Следующим по значению составным компонентом горизонта с включениями являются обломки известняков и песчаников, содержащиеся в значительном и примерно равном количестве, хотя в отдельных обнажениях наблюдается преобладание одного из них: в районе с.Салхино преобладают песчаники, а в окр. с.Михельрипш - известняки.

Песчаники аркозово-кварцевые, карбонатные. Размеры включений в поперечнике колеблются от нескольких сантиметров до глыб величиной 0,3x0,5 м. Они представляют собой переотложенный материал нижней части мацестинской свиты (песчано-глинистый горизонт).

Известняки более разнообразны и часто содержат фауну. Встречаются дискоциклиновые, нуммулитовые и литотамниевые известняки палеоцен-эоцена. Определенная часть обломков известняков, не содержащая фауну, по облику обнаруживает большое сходство с меловыми отложениями этого региона. Наряду со сравнительно мелкими обломками известняков (5-10 см), в горизонт включены также и крупные глыбы (30x60 см).

Крупные обломки песчаников и известняков, как правило, характеризуются угловатой и неправильной формой, а их мелкообломочные разновидности в основном - округлой.

В подчиненном количестве встречаются включения кремней (5-15 см), в основном округлой формы. В отдельных обнажениях их обломки присутствуют в значительном количестве (правый берег р.Жеопсе). Кремни, по всей вероятности, переотложены из палеоценовых зеленых мергелей, а частично - из меловых отложений.

Наряду с вышеупомянутыми обломками, в незначительном количестве встречаются и обломки зеленовато-серых мергелей небольших размеров (5-20 см) и морских ежей.

Состав обломков (олистолитов) показывает, что они переотложены из железистых пород палеоцена и эоцена и, отчасти - мела. Особое положение занимают обломки палеоценовых литотамниевых известняков, коренные выходы которых отмечались лишь в басс. р.Бзыбь, откуда они не могли попасть в палеогеновый бассейн восточного окончания Адлерской депрессии, так как их распространению препятствовали барьеры в виде Клдианского антиклинального и Гагрского подводного поднятий. Однако нами совместно с Н.Ш.Салуквадзе, в северном крыле антиклинали Троицкая был обнаружен коренной выход литотамниевых известняков (мощн. 1,2-1,5 м), что хорошо объясняет присутствие их обломков в горизонте с включениями.

Таким образом, выяснилось, что весь обломочный материал, слагающий горизонт с включениями, является продуктом переотложения осадков, непосредственно участвующих в строении восточного окончания Адлерской депрессии.

Ввиду плохой обнаженности мощность горизонта с включениями исследователями трактуется по-разному. По мнению Б.М.Келлера и В.В.Меннера (1945), к востоку от р.Мзымта мощность данного горизонта свыше 500 м. По нашим наблюдениям, мощность их изменчива и на изученной территории не должна превышать 200 м.

*Глинисто-песчанистый горизонт* без следов перерыва сменяет горизонт с включениями (исключение составляет район, расположенный южнее антиклинали Клдиани, где рассматриваемый горизонт непосредственно налегает на нижнюю часть мацестинской свиты - песчано-глинистый горизонт).

Отчетливый контакт между этими горизонтами наблюдается к западу от водохранилища Багнаргес, на водоразделе рр.Жеопса и Мехадыр. Здесь подошва

глинисто-песчанистого горизонта представлена песчанистым органическим известняком мощн. 7 см. Выше следуют темно-серые глины и, в подчиненном количестве, песчаные мергели. В них имеются тонкие прослои аркозово-кварцевых мелкозернистых карбонатных песчаников.

Роль песчаников вверх по разрезу заметно возрастает, мощность слоев достигает в среднем 30-60 см (редко 1-1,2 м). Их состав в основном аркозово-кварцевый, мелко- и среднезернистый. В сравнительно тонких слоях наблюдается хорошо выраженная полосчатость. В некоторых песчаниках обнаружены включения мергелей (1-2 см). Эти песчаники вместе с карбонатными глинами и песчанистыми мергелями слагают верхний горизонт мацестинской свиты, мощность которой на изученной территории меняется от 100 до 150 м, а по данным Д.Ю.Пава и др. (1966), на южном крыле антиклинали Клдиани (по р.Лапста) достигает 274 м.

Как видно из литолого-фациальной характеристики верхнеэоценовых отложений восточного окончания Адлерской депрессии, во второй половине позднего эоцена здесь имело место прогибание дна бассейна и привнос значительного количества терригенного материала, обусловившего накопление мощной мацестинской, а затем в олигоцене - хостинской и сочинской свит.

Не менее интересен, по нашему мнению, вопрос о местонахождении суши и определение ее литологического состава. Некоторые авторы (Лалиев, 1964; Щерба, 1987 и др.) область рамыва предполагали в пределах абхазской части акватории Черного моря.

Для решения данного вопроса ценную информацию дают результаты литологического и минералогического изучения палеогеновых пород, развитых в верховьях рр.Псоу и Бзыбь (флишоидные образования) и в пределах восточного окончания Адлерской депрессии (субплатформенные отложения).

**Литологическая характеристика.** При микроскопических исследованиях, для решения палеогеографических вопросов, главное внимание мы уделяли породам, содержащим примесь в виде обломочного материала и в первую очередь песчаникам, которые, как отмечают Петтиджон и др. (1976), "...более чем любой другой тип осадков, несут в себе необходимую информацию (о природе и характере области размыва). Состав обломочных минералов и обломков пород непосредственно определяется природой пород в области размыва."

В флишоидных образованиях (верховья рр.Псоу и Бзыбь), как и в субплатформенных (восточное окончание Адлерской депрессии) в палеогеновых образованиях в разном количестве представлено несколько структурных разновидностей кластогенных пород. Из них нами описываются лишь псефитолиты и псаммитолиты.

В пределах верховьев рр.Псоу и Бзыбь рассматриваемые отложения, в виде турбидитов принимают участие в строении глинисто-песчаниковых флишоидных образований. Наряду с ними, в восточной части (верховья р.Бзыбь) турбидиты представлены также песчаными кластическими известняками.

**Псефитолиты** играют ограниченную роль в строении палеогеновых отложений и представлены конгломератами и гравелитами. Конгломераты на изученной территории встречаются в зоне развития флишоидных фаций лишь в

восточной ее части (в ущ. р.Пшица), а в зоне субплатформенных фаций - южном крыле Ачмардской синклинали (в нижнем горизонте мацестинской свиты).

Гравелиты по сравнению с конгломератами пользуются более широким распространением, но развиты лишь в зоне флишоидных фаций, где встречаются в западной части выходов палеогеновых образований (ур. Рихва).

Характерно, что здесь гравелиты пространственно приурочены к северной полосе развития палеогеновых пород и встречаются в виде отдельных слоев мощн. от 0,2 до 1,2 м. В них терригенная примесь представлена в основном обломками известняков размером 1-2 мм. В некоторых случаях встречаются также средне- и крупнообломочные гравелиты, в которых размер обломочного материала колеблется в пределах 3-8 мм. Местами встречаются отдельные участки, где размер кластического материала превышает 1 см и порода представляет собой мелкообломочный конгломерат (микроконгломерат).

Обломки известняков характеризуются неправильной формой и неодинаковой степенью окатанности.

Кластический материал этих известняковых гравелитов представлен иногда обломками аргиллитов, мергелей, песчаников, кварца и полевых шпатов.

Имеется как облачный, так и эффузивный кварц, содержащийся в разном количестве. От обломочного кварца последний отличается более крупными размерами зерен, достигающими иногда 1,2 мм в поперечнике.

Полевые шпаты часто представлены карбонатизированными плагиоклазами кислого состава.

Аргиллиты значительную роль играют в крупнообломочных разновидностях гравелитов, где они макроскопически выделяются как цветом (темные до черного), так большими размерами, достигая в поперечнике 8 мм. Обломки характеризуются как угловатыми, так и окатанными формами.

Цемент в гравелитах представлен карбонатом, за исключением отдельных случаев, когда цементом служит кремнезем.

*Псаммитолиты* развиты более широко и встречаются в обеих фациях. В восточных выходах зоны флишоидных фаций в одном случае они равномерно распределены по всему разрезу (ущ. р.Пшица), а в другом - развиты в основном в северной части выходов палеогеновых отложений (ур. Рихва).

В зоне развития субплатформенных фаций песчаники пользуются гораздо значительным распространением и приурочены к верхам палеогеновых отложений (мацестинская и хостинская свиты), слагая мульду восточного окончания Адлерской депрессии.

По составу в песчаниках выделяется несколько разновидностей<sup>x</sup>. Из них в первую очередь следует отметить аркозово-кварцевые и граувакково-кварцевые песчаники. Судя по размерам компонентов слагающих песчаники, можно отметить общую закономерность, выражающуюся в том, что в зоне субплатформенных фаций в основном развиты среднезернистые разновидности песчаников, в то время как в зоне флишоидных фаций преобладают мелкозернистые.

---

<sup>x</sup> *Классификация песчаников приводится по схеме Г.С.Дзоценидзе (1963)*

Аркозово-кварцевые песчаники в зоне флишоидных фаций в основном развиты в восточной части, а в зоне субплатформенных фаций - по всей ее территории и особенно широко представлены в маестинской и хостинской свитах.

Слагающими компонентами аркозово-кварцевых песчаников являются кварц, полевой шпат, слюда и обломки пород.

Ведущий компонент - кварц - характеризуется, главным образом, облочным погасанием. В зоне флишоидных фаций встречаются отдельные зерна эффузивного кварца. Этот минерал характеризуется как угловатыми, так и слабоокатанными формами. Размер зерен колеблется в пределах 0,03-0,3 мм. Большая их часть волнистого погасания, а часть - нормального. Часто наблюдаются регенерированные формы кварца.

Полевой шпат играет подчиненную роль и представлен плагиоклазом и калишпатом. Плагиоклазы - кислого состава и в большинстве случаев носят следы изменения (в основном карбонатизированы). Калишпат представлен микроклином, иногда с характерной решетчатой структурой.

Слюда встречается в ограниченном количестве, особенно в зоне субплатформенных фаций и представлена мусковитом, реже биотитом.

Малое количество обломков пород представлено мергелями и известняками.

В некоторых шлифах пород хостинской свиты встречаются циркон и сфен. Последний большей частью заменен карбонатом.

Цементация в основном типа выполнения пор, где цемент представлен карбонатом, реже пелитовым веществом и хлорит-гидрослюдистой массой. В цементирующей массе иногда присутствуют глаукониты.

Граувакково-кварцевые песчаники развиты в основном в западных выходах зоны флишоидных фаций, в зоне субплатформенных фаций - в основном в хостинской свите.

Характерным признаком граувакково-кварцевых песчаников является их неравномернозернистость. В их составе принимают участие кварц, полевой шпат, слюда и обломки пород.

Для граувакково-кварцевых песчаников по сравнению с нижележащими и следующими вверх по разрезу одновозрастными аркозово-кварцевыми песчаниками характерны большие размеры слагающих их компонентов. Особенно отчетливо эта картина наблюдается в зоне флишоидных фаций, где среди мелкозернистых аркозово-кварцевых песчаниках появляются среднезернистые граувакково-кварцевые песчаники.

Кварц (главным образом облочный) в количественном отношении преобладает над остальными компонентами. В виде отдельных зерен в флишоидной фации встречается и эффузивный кварц. Зерна кварца в среднем имеют диаметр 0,25-0,4 мм и характеризуются как угловатыми, так и хорошо окатанными формами, редко с зазубренными краями. Погасание волнистое, реже нормальное.

Полевой шпат присутствует в подчиненном количестве и представлен плагиоклазом кислого состава, иногда с хорошо выраженными полисинтетическими двойникованием. Большинство плагиоклазов замещено карбонатом и пелитом, что часто затрудняет восстановление их первичного характера.

Слюда представлена мусковитом, реже биотитом.

Обломки пород в составе граувакково-кварцевых песчаников встречаются в разном количестве (от 15 до 30 %) и, как правило, больших чем другие компоненты размеров, обуславливая неравномернозернистость этих песчаников. Если средний диаметр зерен кварца и полевых шпатов не превышает 0,3 мм, то размер обломков пород, представленных в основном мергелями и известняками, в среднем 1, а иногда и 3 мм. Форма обломков пород неправильная, угловатая, со слабой степенью окатанности.

Цементация граувакково-кварцевых песчаников типа выполнения пор, реже - контактового типа. Цементирующим материалом служит карбонат, в редких случаях - хлорито-гидролюдистая масса. В рассматриваемых песчаниках иногда присутствует фауна фораминифер.

В некоторых породах, аналогичных вышеописанным граувакково-кварцевым песчаникам, наблюдается калишпат, что дает возможность выделить также аркозово-граувакково-кварцевую разновидность песчаников. Состав и характер слагающих их компонентов аналогичен граувакково-кварцевым песчаникам, но с наличием калишпата.

Песчаные кластические известняки наиболее широко распространены в зоне развития флишоидных образований, в частности, в восточной части их развития (верховья р.Бзыбь), являясь составной частью турбидитных отложений. В этой зоне большая часть песчаных известняков содержит терригенную примесь в виде обломков известняков, мергелей и кварца (15-40 %). Последний компонент присутствует в подчиненном количестве, и подобно гравелитам, эффузивный кварц характеризуется большими размерами и округлыми формами.

В зоне развития флишоидной фации гравелиты и песчаные известняки, по сравнению с другими составляющими породами палеогена, содержат большее количество макро- и микрофауны.

В зоне развития субплатформенной фации, песчаные известняки распространены незначительно, а терригенная примесь представлена, в основном, обломками кварца (10-25 %).

**Результаты минералогического изучения** тяжелых фракций вышеописанных пород показали, что тяжелые минералы содержатся как в флишоидных отложениях, так и в субплатформенных. В последних они присутствуют в отложениях мацестинской и хостинской свит, в редких случаях и в незначительном количестве - в зеленых (среднеэоценовых) и пестроцветных (верхнеэоценовых) мергелях.

“Тяжелые минералы дают наиболее ценную информацию относительно источников питания, особенно при исследовании третичных бассейнов мира” (Петтиджон и др., 1976). Хотя по мнению ряда исследователей анализ тяжелых минералов, как и гранулометрический, из-за их ограниченности в качестве критериев фациальной и стратиграфической корреляции, вышли из моды, тем не менее признается, что “анализ тяжелых минералов часто дает правильную информацию о происхождении осадочных образований” и “тяжелые минералы и обломки служат единственными вехами для поисков коренных источников в направлении, противоположном сносу” (Хэллем, 1978).

Изучение тяжелой алевритовой (0,01-0,1 мм) фракции проводилось при помощи иммерсионных препаратов с удельным весом  $> 2,75$  и  $< 2,75$ .

Тяжелые фракции в основном представлены группой рудных и устойчивых минералов, слюдой и хлоритом.

Рудные минералы в свою очередь представлены пиритом, лимонитом и магнетитом. Они содержатся от 62 до 80 % и среди них наиболее широко распространены пирит и лимонит.

Среди устойчивых минералов в основном встречаются циркон, гранат, турмалин, титаносодержащие минералы (рутил, анатаз, брукит) и апатит. В подчиненном количестве присутствуют ставролит и корунд.

Кроме вышеперечисленных минералов нами были изучены роговая обманка, биотит, пироксен и эпидот (Майсадзе, 1987).

Результаты минералогических исследований по количественному соотношению терригенных аксессуаров см. на рис. 19.

Литологические и минералогические исследования позволили установить, что для Западного флишевого бассейна и восточного окончания Адлерской депрессии, в палеогене терригенный материал поступал с севера, с Западной Большекавказской суши. Одновременно удалось частично выявить и литологический характер пород, слагающих данную сушу.

### **Олистостромы**

В литературе, посвященной южному склону Большого Кавказа, появился термин “дикий флиш”, под которым рассматривалась часть верхнеэоценовых олистостромов, развитых восточнее р. Диди-Лиахви.

В настоящем разделе на основании детального изучения верхнеэоценовых олистостромов доказываемся неправомерность отнесения этих образований к “дикому флишу”.

В многочисленных работах (Вассоевич, 1931; Келлер, Меннер, 1945; Мревлишвили, 1954, 1957; Мамедов, 1968; Майсадзе, 1970, 1984, 1994; Леонов, 1975, 1981; Канделаки, 1975; Щерба, 1987; Копп, 1991 и др.) рассматривается строение олистостромов, их современное структурное положение и возраст. Однако большинство вопросов осталось нерешенным или же дискуссионным.



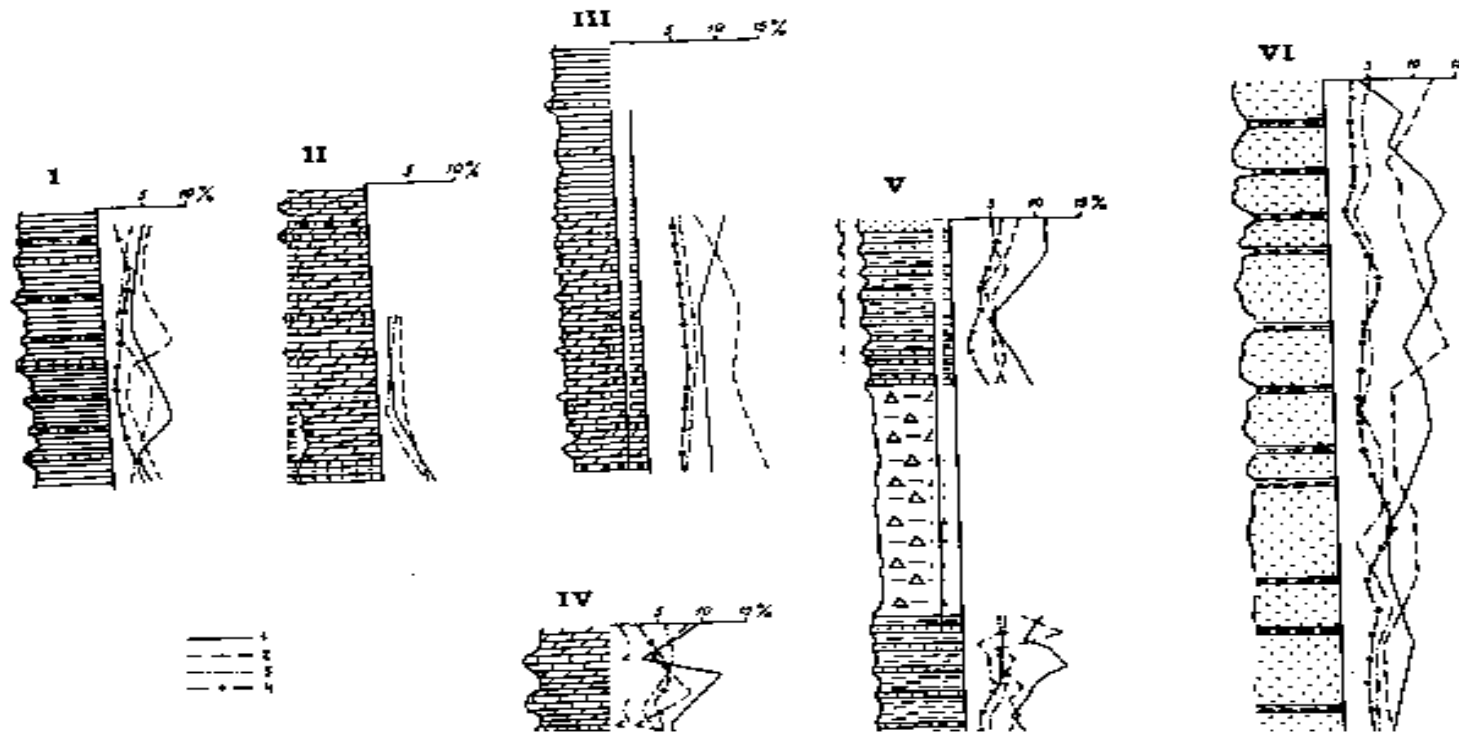


Рис.19. Количественное соотношение терригенных акцессориев по схематическим литологическим разрезам.

I - р.Арква; II - юж. склон хр. Анчо; III - р.Пищца; IV - сев. крыло синк. Троцуая;  
 V - мацестинская свита, VI - хостинская свита. 1 - циркон; 2 - гранат; 3 - турмалин; 4 - апатит.

Рассматриваемые образования на южном склоне Большого Кавказа распространены неравномерно и встречаются практически в двух областях.

Незначительная их часть, развитая в Адлерской депрессии, входит в состав регрессивной мацестинской свиты в виде “горизонта с включениями”. Полнота разреза мацестинской свиты и ее четкие границы с подстилающей и перекрывающей свитами (верхние фораминиферовые мергели и хостинская свита) позволяет установить начало и продолжительность новопиренейской фазы складчатости, проявление которой и обусловило накопление данной свиты (Майсадзе, 1984).

Основная часть верхнеэоценовых олистостромов развита в восточной части южного склона Большого Кавказа (восточнее Уцгерского меридиана). Здесь, от р. Риони они протягиваются узкой полосой на восток, вдоль фронтальной линии надвига флишевых отложений Местийско-Тианетской зоны. В результате данного надвига рассматриваемые отложения частично, а местами, возможно, и полностью, тектонически перекрыты флишевыми отложениями. Олистостромы в свою очередь надвинуты с севера на разновозрастные автохтонные нормально-осадочные породы Гагрско-Джавской зоны, в том числе и на верхнеэоценовые.

Основная часть верхнеэоценовых олистостромов расположена в пределах Грузии и лишь отдельные их выходы встречаются в азербайджанской части южного склона Большого Кавказа (Дашбулагский, Талистанский и др. выходы).

У исследователей нет единого мнения в вопросе о возрасте этих олистостромов. Они относились к разным стратиграфическим уровням эоцена. На основании нуммулитовой фауны их возраст был определен как верхний эоцен (Мревлишвили, 1954). В начале считалось, что олистостромы охватывают весь верхний эоцен или же его базальную часть. Затем на основании новых фаунистических находок (Леонов, 1975) и корреляции с разновозрастными образованиями смежных районов (Майсадзе, 1984, 1994) удалось уточнить возраст олистостромов и отнести их к верхней части верхнего эоцена. По нашему мнению олистостромы являются синхронными образованиями “горизонта с включениями” мацестинской свиты (Майсадзе, 1984).

Однако в статье М.Л.Коппа (1991) олистостромы относятся к нижней части ильдоканской свиты и их возраст определяется средним эоценом. Такая трактовка возраста этих образований не соответствует действительности, так как верхнеэоценовый возраст ильдоканской свиты обоснован нуммулитовой фауной.

Одним из дискуссионных, по нашему мнению, является вопрос о фациальных и тектонических условиях возникновения олистостромов восточнее р. Диди. Лиахви, входящих в состав Жинвальско-Гомборской подзоны Местийско-Тианетской зоны. Эти олистостромы до настоящего времени рассматриваются как составная часть палеогеновых флишевых отложений и относятся к дикому флишу (Леонов, 1975, 1981; П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977 и др.) Аналогичные по составу и возрасту олистостромы, развиты западнее р. Диди Лиахви, за пределами Жинвальско-Гомборской подзоны (междуречье Риони и Лиахви), в северной периферийной части Гагрско-Джавской зоны. Их прина-

длежность к субплатформенным фациям у исследователей не вызывает разногласий.

Таким образом, на южном склоне Большого Кавказа верхнеэоценовые олистостромы по фаціальным признакам в латеральном направлении разделены на две части: одна (междуречье Риони и Лиахви) относится к субплатформенным образованиям, вторая (восточнее р.Диди Лиахви) - к дикому флишу.

Понятие “дикого флиша” для одной части верхнеэоценовых олистостром южного склона Большого Кавказа впервые было введено М.Г.Леоновым (1975). Сравнивая олистостромы Жинвальско-Гомборской подзоны с одновозрастными аналогичными образованиями Альпийской складчатой системы Западной Европы, он установил большое сходство между ними, что позволило олистостромы Южного склона, развитые восточнее р.Диди Лиахви отнести к дикому флишу.

Среди основных общих признаков М.Г.Леонов (1975) отмечает их современное структурное положение, морфологию осадков, особенности седиментации и возраст.

Такое же сходство по многим этим признакам можно обнаружить и с олистостромами, развитыми западнее р.Диди Лиахви, относящимися к субплатформенным образованиям Гагрско-Джавской зоны.

В Швейцарских Альпах, где впервые был выделен “дикий флиш”, олистостромы принимают непосредственное участие в строении ультрагельветского покрова центральной и западной Швейцарии, где они тектонически зажаты между верхнемеловым шлировым флишем (с юга) и краевым субальпийским верхнеэоценовым флишем (Трюмпи, 1965).

Изучение же палеогеновых образований южного склона Большого Кавказа свидетельствует об ином взаимоотношении между флишем и олистостромами.

Для выяснения правомерности отнесения схожих и синхронных образований одного региона к разным генетическим группам, следует учесть как общие черты, так и различия в составе и строении этих групп в пределах рассматриваемого региона.

Как отмечалось, олистостромы занимают строго определенное тектоническое положение - они приурочены к фронтальной линии надвига флишевых образований. Исключения составляют лишь три изолированных выхода в басс. р. Патара Лиахви, которые расположены севернее этого надвига, в зоне развития флишевых отложений. Однако здесь они находятся во вторичном залегании, что впервые было отмечено Д.Н.Канделаки (1975).

Не вдаваясь в подробности отметим лишь те основные черты их строения, которые являются общими по всей площади их развития в данном регионе.

Олистостромы слагаются в основном из олистолитов мезозойских и, частично, палеогеновых отложений Гагрско-Джавской зоны. Среди них преобладают верхнеюрские рифовые известняки и вулканиты байосской порфиритовой серии. К тому же, эти олистолиты характеризуются наиболее крупными размерами, особенно известняки, которые в отдельных обнажениях представляют собой олистоплаки, объемом в несколько сотен и даже тысяч кубических метров

(Дашбулаг, Орбодзала, Алевис-кнде и др.). Большие размеры этих утесов и являлись основной причиной того, что ранее они принимались за коренные выходы верхнеюрских пород.

В олистостромах часто наблюдаются мелкие разрывы и зеркала скольжения, указывающие на заметную их тектоническую переработку. Матрикс в них представлен в основном карбонатными пелитолитами и алевролитами. Мощность олистостромов колеблется от десятка до нескольких сотен метров.

Из незначительных различий в составе этих образований можно выделить следующие.

*В междуречье Риони и Лиавхи* олистостромы, как уже отмечалось, развиты в северной части Гагрско-Джавской зоны. В Уцерском районе (р.Гомрула) в строении олистостромов принимают участие и включения меловых флишевых образований. В эрцойском районе в олистостромах наряду с байосскими вулканитами впервые нами (Майсадзе, 1970) были обнаружены более молодые вулканогенно-осадочные образования с включениями верхнеюрских известняков.

Эти породы представлены вулканокластолитами и эффузивами. Первые слагаются агломератовыми туфами и туффитами, а вторые - базальтами и оливинными базальтами.

Петрографический и химический состав этих вулканитов указывает на их принадлежность к нормальному ряду известково-щелочной серии (Майсадзе, 1970). Вулканиты считались синхронными образованиями олистостромов и, тем самым, принимались за продукты позднеэоценового вулканизма. Однако геологическая позиция олистостромов из-за плохой обнаженности и сильной их тектонической переработки оставалась не совсем ясной. Учитывая, что на южном склоне Большого Кавказа продукты позднеэоценового вулканизма отсутствуют и, олистостромообразование, возможно, связано с началом покровообразования, верхнеэоценовый возраст рассматриваемых вулканитов становится маловероятным.

В то же время, в Ксанско-Аркальском паравтохтоне обнажаются вулканические породы альб (?) - сеноманского возраста (И.Гамкрелидзе, 1970), которые представлены оливинными базальтами и грубо- и мелкозернистыми туфами и туффитами, химический состав которых относит их к известково-щелочному ряду вулканических ассоциаций (Канчавели, 1978).

Нам кажется, что указанные вулканиты с включениями верхнеюрских известняков, представляют собой продукты альб (?) - сеноманского вулканизма и наряду с байосскими вулканитами заключены в олистостромах в виде олистолитов.

*Восточнее р.Диди Лиавхи* олистостромы развиты уже в Жинвальско-Гомборской подзоне, которая характеризуется сложным тектоническим строением. Олистостромы рассматриваемой подзоны расположены на границе Жинвальско-Пховельского и Ксанско-Аркальского покровов, вдоль линии флишевого надвига. Наиболее четко эта картина наблюдается в разрезе р.Алеура, где полностью обнажаются палеогеновые как флишевые, так и субплатформенные образования.

В отдельных разрезах (рр.Ксани, Алеура) в матриксе олистостромов наблюдаются толщи осадочных пород, характеризующихся элементами флиша (гироглифы, ритмичное чередование). Наличие последних в субплатформенных отложениях, по-видимому, вызвано проникновением в бассейн с севера турбидитовых потоков. Этому процессу, по всей вероятности, способствовали проливы между кордильерами, через которые устанавливалась связь между флишевым и субплатформенным бассейнами.

Из особенностей строения рассматриваемых олистостромов следует отметить наличие в них окатанных обломков гранитоидов.

Восточнее р.Пшавис Арагви (в Кахетинской зоне) Алисигорско-Чинчвельтский покров полностью перекрывает Садзегурско-Шахветильский и, частично, Жинвальско-Пховельский и Ксанско-Аркальский покровы. В результате этого, верхнеэоценовые образования Ксанско-Аркальского паравтохтона в этой части Южного склона обнажаются лишь в тектонических окнах и полуокнах, где они представлены с одной стороны олистостромами (р.Турдо, гор. Пантиани, с.Наджинти, р.Кисисхеви и др.), а с другой - конгломератами, гравелитами, песчаниками и пелитолитами (р.Гомборула). Эти две фации в латеральном направлении, по всей вероятности, замещают друг друга. Оба они вверх по разрезу сменяются рыхлыми песчаниками и глинами майкопского типа, представляющими свиту кинта (олигоцен-нижний миоцен).

Как отмечалось, в басс. р.Патара Лиахви наблюдаются три изолированных выхода олистостромов, которые вопреки общей закономерности пространственного размещения олистостромов вдоль линии флишевого надвига, находятся в зоне развития мел-палеогенового флиша Жинвальско-Пховельского покрова, в 1,5-3 км севернее от этого надвига. Таковыми являются выходы олистостромов в районах гор Орбодзала, Рехи и с.Зонкари.

Их изучение показало, что они расположены в одном случае на разных горизонтах верхнемелового флиша (Зонкари, Рехи), в другом - на нижнеэоценовых отложениях (Орбодзала) и, тем самым, не являются составной частью ильдоканской свиты и находятся в изолированном виде среди мел-палеогенового флиша Жинвальско-Гомборского покрова.

Сказанное выше позволяет заключить, что эти олистостромы находятся во вторичном залегании в виде небольших пластин и представляют собой ретронадвиги, имеющие тектоно-гравитационное происхождение. Пластины перемещались с юга на север и, следовательно, имели обратный знак перемещения в отношении главного направления перемещения масс на южном склоне Большого Кавказа.

В гравитационном перемещении этих пластин не последнюю роль сыграл, по-видимому, и объем верхнеюрских известняков, представляющих собой олистоплаки размерами 250х300 м (Рехи) и 3х1 км (Орбодзала).

Таким образом, становится ясным, что верхнеэоценовые олистостромы, развитые восточнее р.Диди Лиахви, нигде не надстраивают флишевый разрез и, следовательно, не могут считаться диким флишем.

Надо предполагать, что олистостромы по всей территории южного склона Большого Кавказа образовались в одинаковых палеогеографических и тек-

тонических условиях, в бассейне с эпиконтинентальным режимом осадконакопления.

Что же касается дикого флиша, то к нему можно отнести ту часть ильдоканской свиты, которая содержит отдельные олистолиты и вместе с грубым флишем венчает разрез палеогеновых флишевых отложений (рр. Алеура, Меджуда).

## ГРУЗИНСКАЯ ГЛЫБА

Верхнеэоценовые отложения в данной тектонической зоне представлены исключительно **субплатформенными образованиями**, в частности - лиролеписовыми и фораминиферовыми мергелями.

*В абхазской части* Грузинской глыбы эгрисскую свиту (лиролеписовые мергели) представляют плитчатые мергели, которые характеризуются в свежем виде бурым, а на выветрелой поверхности - светлоголубым цветом. Их характерным признаком является тонкоплитчатая сланцеватость. Эти мергели, содержащие множество чешуй рыб, вверх по разрезу совершенно постепенно сменяют породы среднего эоцена. В районе с.Олори между нижнефораминиферовыми мергелями среднего эоцена и лиролеписовыми мергелями наблюдается переходная пачка мощностью 1,5 м.

В басс. р.Мюсера в этих мергелях встречаются отдельные прослои (3-7 см) органогенно-детритовых известняков с вкрапленниками пирита. В известняках встречаются также обломки кварца песчаных размеров. В западной части района (между рр.Бзыбь и Мюсера) отмечается присутствие в этих мергелях "горизонта с включениями" (0,9 м), имеющего, по-видимому, форму линзы небольшой протяженности. В этом горизонте обломки неправильной формы (0,1x 0,3 м) представлены органогенно-детритовыми известняками и кремнями.

Мощность рассматриваемых отложений на территории Абхазии весьма изменчива и колеблется от 50-70 (басс. р.Мюсера, с.Марани) до 2,5-4 м (рр. Моренджа, Олори).

На большей части *Самегрело и Рачинско-Лечхумской синклинали* лиролеписовые мергели также постепенно сменяют вверх по разрезу среднеэоценовые отложения. Однако в ряде разрезов наблюдается и стратиграфическое несогласие. Так, например, по данным Д.Е.Вахания (1982), у с.Цаиши в основании лиролеписовых мергелей наблюдается прослой (до 1 м) гравелита, залегающего на нижнеэоценовых отложениях, а у г.Зугдиди, по данным структурного бурения (скв. 4), эти мергели залегают на верхнемеловых породах (Гогиберидзе и др., 1978).

Следующие выше верхнефораминиферовые мергели (*аргветская свита*) обнаруживают большое литологическое сходство с нижнефораминиферовыми мергелями. Эти зеленовато-серые, местами желтовато-серые породы в подчиненном количестве содержат пирит, местами обломки кварца алевритового и песчаного размера.

В разрезе у с.Калдахвара в нижней части мергелей в виде линз и прослоев встречаются нуммулитовые известняки (10-30 см) и отдельные гальки литотамниевых известняков (Салуквадзе,1966).

В целом же мощность верхнефораминиферовых мергелей в пределах Абхазии колеблется от 40-60 (рр.Бзыбь, Гумиста) до 0,3-4 м (рр.Речхи, Моренджа).

На территории *Самегрело* и *Рачинско-Лечхумской синклинали* в этих мергелях присутствует глауконит, содержание которого местами достигает 35 % (с.Хиди). Мощность аргветской свиты в среднем равна 20-30 м.

В западной части Рачинско-Лечхумской синклинали верхняя часть верхнего эоцена представлена несколько иной фацией, известной в литературе как агвский горизонт (Мефферт,1930). Отложения этого горизонта в восточном направлении постепенно выклиниваются и в районе с.Накуралеша вовсе отсутствуют, полностью замещаясь фораминиферовыми мергелями.

Литологически агвский горизонт представлен органогенно-детритовыми глауконитовыми известняками, среди которых встречаются отдельные прослои кварц-глауконитовых песчаников и мергелей. Содержание глауконита в песчаниках довольно высокое и составляет местами 60-70 % и более. В некоторых разрезах в самой верхней части агвского горизонта отмечаются прослои фосфоритов (И.Качарава,1944; Лалиев, 1964).

По фаунистическим данным И.В.Качарава (1944) агвский горизонт разделен на две части: нижнюю - с дискоциклинами, верхнюю - без дискоциклин, но содержащую множество моллюсков и других представителей микро- и макрофауны (Эпиташвили, 1965).

Наиболее полные разрезы агвского горизонта встречаются в южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали (с.Агви, Сарецкела). В северном крыле верхнеэоценовые отложения агвского горизонта спорадически обнажаются в районе с.Чхутели вдоль аробной дороги.

Мощность агвского горизонта с запада на восток постепенно уменьшается. Так, например, в разрезе Сарецкела его мощность равна 26-27 м, в разрезе с.Земо Агви - 13-14 м, а в районе Накуралеша, как уже отмечалось, они вовсе отсутствуют и полностью замещены фораминиферовыми мергелями.

## АДЖАРО - ТРИАЛЕТСКАЯ ЗОНА

Верхнеэоценовые отложения в строении данной зоны играют значительно меньшую роль, чем среднеэоценовые.

Основная их часть развита в пределах южной Аджарии, западной Месхети и восточного окончания Аджаро-Триалетской зоны. Незначительные их выходы в виде узкой полосы обнажаются вдоль северного края рассматриваемой зоны, на границе с Грузинской глыбой.

В других же местах рассматриваемой зоны верхнеэоценовые отложения сохранились в виде изолированных выходов в мульдах синклиналей.

Рассматриваемые отложения во многих местах трансгрессивно залегают на среднеэоценовых и более древних образованиях.

В южной Аджарии и западной Месхети, южнее Месхетского хребта (от р. Чорохи на западе и до Адигенского меридиана на востоке) верхнеэоценовые отложения представлены адигенской и нададигенской свитами.

Адигенская свита представлена вулканогенными и нормально-осадочными отложениями. Вулканическая часть свиты складывается в основном мелкообломочными вулканокластолитами и, частично, грубообломочными и массивными вулканическими породами. Последние представлены субщелочными базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, делленитами и известково-щелочными роговообманковыми андезитами. Петрохимический характер эффузивной части адигенской свиты указывает на возрастание кислотности и щелочности от низов свиты кверху (Шубладзе, 1968).

Нормально-осадочные отложения, занимающие обычно верхнюю часть адигенской свиты, представлены карбонатными глинами и песчаниками. В них присутствуют и отдельные прослои мергелей и известняков.

Верхнеэоценовый возраст рассматриваемой свиты установлен нуммулитовой и моллюсковой фауной (Кузнецов, 1935; П. Гамкрелидзе, 1949; Салуквадзе, 1974). Мощность адигенской свиты варьирует в пределах 250-800 м.

Нададигенская свита, сложенная в основном массивными и грубообломочными вулканогенными продуктами, по составу аналогична адигенской свите. Она характеризуется широким развитием туфоконгломератов и наличием шлаков и аглютинатов. В значительном количестве встречается растительный детрит и отмечается присутствие остатков наземных позвоночных (Гамкрелидзе и др., 1985). Мощность рассматриваемой свиты 2000 м.

Вулканогенные образования нададигенской свиты по мнению ряда исследователей относятся к среднему эоцену (Лалиев и др., 1979). По их наблюдениям нижняя часть рассматриваемых отложений принадлежит к кинтришской, а верхняя - к бурнатской свитам.

По данным же других исследователей (Адамия и др., 1974) в ущ. рр. Дзиндза, Ваханисцкали и Чирухисцкали наблюдается постепенный переход от адигенской свиты к нададигенской. Кроме того, в самой нижней части рассматриваемой свиты, в слоистой пачке (ущ. р. Горджоми) была собрана нуммулитовая фауна, указывающая на верхнеэоценовый возраст вмещающих пород (Салуквадзе, 1974).

Дискуссионным можно считать также отнесение верхней части нададигенской свиты к олигоцену (Адамия и др., 1974). Если учесть, что продукты олигоценового вулканизма не только в Аджаро-Триалетской зоне, но и на всей территории Грузии достоверно нигде не установлены, то олигоценовый возраст верхней части нададигенской свиты, по нашему мнению, мало вероятен.

Адигенская и нададигенская свиты слагают и западную часть *Ахалцихской депрессии*. На остальной части данной депрессии верхний эоцен представлен карбонатно-терригенными отложениями, в частности, карбонатными песчаниками, туфопесчаниками и глинами, с которыми чередуются прослои мергелей, реже - известняков. В песчаниках часто присутствует детрит органики. В рассматриваемых отложениях содержится богатая фауна моллюсков и нуммулитов,



которая достоверно датирует эти отложения верхним эоценом (И. Качарава, 1950; Мревлишвили, 1978 и др.).

Трансгрессивное залегание верхнего эоцена на разных горизонтах среднего эоцена установлено во многих местах рассматриваемой депрессии. По данным П. Д. Гамкрелидзе (1949) такая картина наблюдается в южном крыле Марадчайской синклинали у сс. Минадзе, Схвилиси (ущ. р. Борьяло), Грели и др.

Мощность рассматриваемых карбонатно-терригенных отложений варьирует в пределах 112-570 м. Наименьшая их мощность приходится на южную часть депрессии (Шубладзе, 1971).

В *Гурии* за регрессивными отложениями гурийской свиты, согласно следует чередование некарбонатных глин, гравелитов и брекчий. В последних обломочный материал представлен в основном трахитами, а цемент - карбонатным веществом (Вольский и др., 1974).

Возраст этих отложений, по аналогии с лиролеписовыми мергелями, развитыми на Гурийском хребте и в Южно-Имеретинском предгорье, определен как верхний эоцен.

На *Гурийском хребте* отложения рассматриваемого возраста представлены лиролеписовыми и фораминиферовыми мергелями. Первые большей частью согласно сменяют "горизонт биотитовых туфов" (за исключением Самеба-Накубарского массива). Мощность лиролеписовых мергелей составляет 40 м. Следующие за ними фораминиферовые мергели максимальной мощности достигают в центральной части хребта (250-280 м). Западнее их мощность постепенно уменьшается и восточнее "гурийских массивов" уже составляет всего несколько метров. В фораминиферовых мергелях встречаются отдельные слои вулканогенно-терригенных брекчий, туфобрекчий и пемзовых туфов трахита (Надарейшвили, 1968).

В мульде *Одетской (Тонетской) синклинали* и в полосе *Бакуриани-Митарби* верхнеэоценовые отложения трансгрессивно залегают, соответственно, на ликанской и квабисхевской свитах и представлены глинами и песчаниками мощностью 900-1100 м (Гамкрелидзе, Лобжанидзе, 1984).

В пределах *Триалетского хребта* рассматриваемые образования состоят преимущественно из кварц-аркозовых и грауваккловых песчаников с прослоями карбонатных глин и конгломератов.

Нижнюю часть верхнего эоцена представляют лиролеписовые плитчатые мергели, среди которых местами присутствуют прослои туфов и туфопесчаников.

Следующие вверх за лиролеписовыми мергелями отложения, являющиеся аналогами тбилисской нуммулитовой свиты, представлены песчаниками и глинами. Они содержат богатую нуммулитовую фауну, датирующую их верхней частью верхнего эоцена.

На рассматриваемой территории мощность верхнего эоцена весьма изменчива и колеблется в больших пределах. Так, например, в ущ. р. Тана, на южном крыле Мухилети-Цедисской синклинали их мощность достигает 1400 м (Папава, 1966).

В Притбилисском районе верхний эоцен представлен навлугской и тбилисской нуммулитовой свитами.

Навлугская свита (мамадавидская), в основном согласно следующая за среднеэоценовыми образованиями, слагается темными плитчатыми битуминозными карбонатными глинами с прослоями песчаников.

В верховьях р.Алгети, в основании верхнего эоцена, среди перемытого материала обнаружены обломки среднеэоценовых известняков (Папава,1979). Мощность навлугской свиты варьирует в пределах 50-260 м.

Тбилисская нуммулитовая свита, согласно следующая вверх за навлугской, характеризуется определенной фациальной изменчивостью.

Она в основном представлена чередованием песчаников и глин с прослоями мергелей. В ее строении принимают участие также конгломераты и крупнозернистые песчаники.

В окр. Тбилиси синхронные нуммулитовой свите отложения представлены конгломератами (с.Окрокана, по дороге Коджори-Кикети и западнее, у с.Ахали Пантиани, а также по дороге Цхнети-Кикети). Западнее с.Гоубани верхний эоцен представлен конгломератами, известными в литературе как “асуретские конгломераты”. Их мощность 300-350 м и они занимают верхнюю часть верхнего эоцена.

Мощность тбилисской нуммулитовой свиты изменчива. В районе Тбилиси она составляет 600-850 м.

Большая часть навлугской и тбилисской нуммулитовой свит фаунистически охарактеризована и их верхнеэоценовый возраст не вызывает сомнения.

#### АРТВИНСКО - БОЛНИССКАЯ ГЛЫБА

В пределах Артвинско-Болнисской глыбы верхнеэоценовые отложения пользуются незначительным распространением и представлены аналогами навлугской свиты. Они сохранились в виде изолированных выходов в басс. р.Алгети.

В полосе сс.Шавсакдари-Цинцаро верхнеэоценовые отложения с конгломератами в основании (мощн. 15 м) несогласно залегают на туфопесчаниках среднего эоцена (с.Цинцаро) и мергелях нижнего эоцена (с.Шавсакдари). Литологически они представлены песчаниками и глинами, вверх по разрезу замещающимися “асуретскими конгломератами”, основная часть которых, как уже отмечалось, развита севернее, в Аджаро-Триалетской зоне. В конгломератах, наряду с гальками порфиритов, туфов, дацитов, кварцпорфиров, мергелей и песчаников, содержатся гальки среднеэоценовых нуммулитовых известняков (Девдариани,1971).

Западнее и восточнее сс.Цинцаро и Шавсакдари, упомянутые конгломераты фациально замещаются глинами майкопского типа.

## Олигоцен

### ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Отложения рассматриваемого возраста на южном склоне Большого Кавказа в основном развиты в пределах восточного окончания Адлерской депрессии и на востоке в Кахетинской зоне. В первом случае они представлены хостинской и сочинской свитами, а во втором - свитой кинта.

В пределах восточного окончания *Адлерской депрессии*, в отличие от палеоцен-эоценовых отложений, породы *хостинской свиты* обнажаются редко и спорадически. Наиболее значительный выход этих пород наблюдается лишь на правом берегу р.Псоу, вдоль шоссе, севернее с.Сальме.

Непосредственный контакт между верхнеэоценовой мацестинской и олигоценовой хостинской свитами на изученной территории не наблюдается. Хостинская свита, сложенная более плотными толстослоистыми песчаниками, создает положительные элементы рельефа.

Эти песчаники в свежем виде желтовато-зеленого и зеленовато-серого цвета, а на выветрелых участках - коричневатого-желтоватого. Основная их часть представлена аркозово-кварцевыми и граувакково-кварцевыми разновидностями (0,3-1,5 м). В составе свиты принимают участие также зеленовато-серые и темно-серые карбонатные глины и мергели, встречающиеся в виде прослоев.

Общая мощность хостинской свиты в рассматриваемом районе составляет 400-460 м (Папава и др., 1968).

Что же касается *сочинской свиты*, то она в пределах восточного окончания Адлерской депрессии не обнажается и ее присутствие здесь подтверждается данными бурения. В окр. с.Леселидзе, ниже плиоценовых конгломератов скважина вскрыла породы сочинской свиты, мощн. 540 м, представленные в основном песчанистыми глинами с прослоями песчаников.

В *Кахетинской зоне* олигоценовые образования развиты в пределах Ксанско-Аркальского паравтохтона, где обнажаются в тектонических окнах и полуокнах и представлены свитой кинта.

*Свита кинта* была выделена Н.Б.Вассоевичем (1931) в Тианетском районе и первоначально ее возраст рассматривался как верхний эоцен и "быть может частично олигоцен", хотя в дальнейшем возраст свиты был определен как верхний эоцен-олигоцен (Вассоевич, 1933). Последующие изучения показали, что в нижней части они содержат верхнеэоценовую (в том числе нуммулитовую) фауну (И.Качарава, 1955), а в верхней - олигоценовую и нижнемиоценовую (Дондуа, 1957; Арчвадзе, 1961; Лалиев, 1964).

Таким образом, стратиграфический диапазон свиты кинта определен как верхний эоцен-нижний миоцен, однако часть исследователей считала его как олигоцен-нижний миоцен (Дондуа, 1955; Арчвадзе, 1961; Чичуа, 1975; Адамия и др., 1991).

В нижней части свита представлена песчано-глинисто-конгломератовыми породами (600-700 м), а в верхней - глинистыми породами майкопского типа (400-700 м).

Изученные нами разрезы верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Кахети (р.Гомборула, с.Кинта, р.Турдо, р.Лакбе и др.) показали, что верхний эоцен здесь представлен, с одной стороны, типичными олистостромами (р.Турдо), а с другой - чередованием грубообломочных терригенных (конгломераты, гравелиты, песчаники) и пелитовых пород. По нашему мнению, эти отложения по простиранию фациально замещают друг друга. Вверх по разрезу оба они сменяются чередованием рыхлых песчаников и глин майкопского типа, которые и представляют собственно свиту кинта.

Таким образом, нами под свитой кинта понимается та часть разреза, которая представлена отложениями майкопского типа и составляет верхнюю часть разреза. Что же касается песчано-глинисто-конгломератовой части, то она является фациальным аналогом верхнеэоценовых олистостромов и не должна относиться к свите кинта.

Мощность олигоценовой части свиты в среднем составляет 350-400 м.

## ГРУЗИНСКАЯ ГЛЫБА

Олигоцен здесь, как и в большей части Кавказа, представлен хорошо известной майкопской серией. Наличие в ней залежей нефти и газа обусловили особый интерес к этим образованиям.

М а й к о п с к а я с е р и я стратиграфически охватывает олигоцен и нижний миоцен (Лалиев,1964). Майкопская серия в нижней части представлена породами хадумского горизонта, а в остальной - типично майкопской фацией. Первая соответствует нижнему, а вторая - среднему и верхнему олигоцену и нижнему миоцену.

Слои *хадумского горизонта* - это буровато-серые и темные карбонатные и бескарбонатные глины (карбонатность вверх по разрезу снижается) с прослоями песчаников и мергелей. В литолого-фациальном отношении хадумский горизонт характеризуется выдержанностью и является маркирующим. Мощность хадумских слоев изменчива и составляет от 70-80 м и более.

В разрезе р.Гумиста в хадумском горизонте обнаружены остатки своеобразной ихтиофауны - светящихся рыб (Данильченко,1960; Габелая,1977), указывающих, по мнению авторов, на значительную глубину (более 1000 м) хадумского моря. Однако, как будет показано в главе 4, по нашему мнению, это предположение не бесспорно.

Надхадумские слои майкопской серии, постепенно сменяющие хадумский горизонт, в нижней части представлены темно-серыми с коричневатым оттенком битуминозными гипсоносными глинами с выцветами ярозита. Эти глины, как и вся майкопская серия, в значительном количестве содержат чешуи рыб.

Верхняя часть надхадумских отложений состоит из тех же глин, в которых появляются прослои песчаников.

На территории *Абхазии* большей частью наблюдается постепенный переход от верхнеэоценовых мергелей в хадумские слои. Исключение сос-

тавляют антиклинали Сатанджио и Цхемискари, где хадумские слои трансгрессивно залегают на разных горизонтах эоцена.

В пределах *Самегрело* в основном наблюдается также постепенный переход между этими стратиграфическими единицами. Трансгрессивное же залегание между ними отмечается лишь на отдельных участках, в основном в районах антиклинальных поднятий.

В южном крыле Уртинской антиклинали (с.Цацхви) олигоценовые породы залегают на среднеэоценовых мергелях. На северном крыле Экской антиклинали хадумские слои налегают на все более молодые отложения эоцена. В частности, по данным Г.Е.Гуджабидзе (1967), у шоссе Сенаки-Чхороцку они расположены трансгрессивно на нижнефораминиферовых мергелях, севернее от этого места - на лиролеписовых мергелях, а еще севернее (с.Сацулейскиро) - на верхних фораминиферовых мергелях.

В северном же крыле Уртинской антиклинали по р.Мунчия отмечается постепенный переход между эоценом и олигоценом. Исключение составляет лишь северо-западная часть складки (у с.Цаиши), где наблюдается трансгрессивное залегание олигоцена на меловых породах.

В свою очередь сам майкоп местами трансгрессивно перекрывается более молодыми отложениями, в результате чего наблюдается уменьшение его мощности. В частности в южном крыле Экской антиклинали мощность всего майкопа не превышает двух-трех десятков метров. Южнее Экской антиклинали, по данным бурения (скв. 1), мощность майкопа увеличивается почти до 100 м.

В восточной части Самегрело хадумские слои фациально замещаются силицитами (спонголиты, спонголитовые песчаники, опоки). Такое замещение наблюдается начиная от с.Сухче, где среди силицитовых пород присутствуют отдельные прослойки (3-5 см) пелитизированных туфов. Впервые о наличии спонголитовых слоев в нижнеолигоценовых отложениях указал Б.Ф.Мефферт (1930) в районе с.Агви.

Сравнительно полно силицитовые образования прослеживаются в разрезе с.Хиди, где нижний олигоцен представлен спонголитовыми и глауконитовыми песчаниками (общей мощн. до 15 м). В районе междуречья Абаша и Цхенисцкали (сс.Инчхури, Хунца, Матходжи) нижняя часть олигоцена также представлена спонголитами и глауконитовыми песчаниками, чередующимися с некарбонатными глинами.

Нижнеолигоценовый возраст силицитовых образований устанавливается на основании фациального замещения хадумских слоев силицитами, непосредственно наблюдаемого у с.Балда (Гуджабидзе, 1967).

В тех разрезах *Рачинско-Лечхумской синклинали*, где наблюдается постепенный переход от верхнего эоцена к олигоцену (сс.Сарецкела, Агви, Гвириши, Цхукуреша и др.), низы олигоцена, соответствующие хадумскому горизонту, представлены карбонатными глауконитовыми песчаниками и глауконитовыми мергелями мощн. 1-2 м. Глауконита в этих породах содержится от 20 до 70 % и более. Выше по разрезу эти отложения сменяются типичными некарбонатными майкопскими глинами.

Трансгрессивное залегание олигоценых отложений наблюдается в разрезах сс.Чквиши, Жошхва, Баджи, Тола, Крихи, Квацхури, Шкмери и др. В этих разрезах майкопская серия трансгрессивно залегает на среднеэоценовых и более древних отложениях, вплоть до верхнемеловых включительно.

Мощность олигоценовой части майкопской серии в пределах субплатформенной фациальной области весьма изменчива и, по данным Е.К.Вахания (1940) и А.Г.Лалиева (1964), варьирует от 500-600 (с.Блабурхва, р.Гумиста) до 100-150 м (кур.Новый Афон, р.Окуми).

## АДЖАРО - ТРИАЛЕТСКАЯ ЗОНА

Олигоценые отложения в Аджаро-Триалетской складчатой зоне развиты неравномерно и за исключением Ахалцихской депрессии представлены майкопской серией. Их выходы встречаются в Гурии, на северных предгорьях Месхетского хребта, в северных частях центрального и восточного сегментов рассматриваемой зоны и в Притбилисском районе.

В *Ахалцихской депрессии* олигоценые образования слагают синклинальные складки и представлены глинисто-песчанистой фацией. В мульдах синклиналей они согласно следуют вверх за литологически схожими верхнеэоценовыми породами, а в периферийных частях депрессии трансгрессивно залегают над ними.

Несмотря на то, что эти отложения издавна привлекают внимание исследователей (Мефферт,1933; И.Качарава,1950, 1961; Лалиев,1964; Казахашвили, 1984; Воронина,1983; Зиракадзе,1982 и др.), до сих пор нет единого мнения об их литолого-стратиграфическом делении.

Одна из последних схем такого деления предложена Н.Ш.Салуквадзе с соавторами (1995), где критически проанализирован материал предыдущих исследователей и дана новая схема деления олигоценых отложений.

Согласно данной схеме рассматриваемые отложения снизу вверх подразделяются на ряд литостратонов.

**П о ц х о в с к а я с в и т а**, занимающая самую нижнюю часть олигоцена, слагается карбонатными и песчанистыми глинами с прослоями мергелей, алевролитов и песчаников. Нижняя часть свиты представлена хорошо известными в литературе “каратубанскими песчаниками”.

**О ц х и н с к и е с л о и** состоят из глин, алевролитов и песчаников.

**Ц а х а н с к а я с в и т а**, которая известна как “нижние песчаники Цхрута-Цахана” или же “нижние корбулевые песчаники Цхрута-Цахана”, представлена толстослоистыми средне- и крупнозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов и глин.

**В а л е й с к а я с в и т а** слагается желтовато-бурыми глинами с прослоями песчаников, алевролитов и лигнитов. Она известна и как “продуктивная свита” или “угленосная свита”.

П а р е х с к а я с в и т а, сложенная толстослоистыми песчаниками, известна и как “верхние песчаники Цхрута-Цахана” или же как “верхние корбулевые песчаники”.

Завершает разрез олигоценовых отложений б е н а р с к а я с в и т а, сложенная в основном пестроцветными глинами с прослоями и пачками песчаников.

Во всех перечисленных свитах содержится фауна, главным образом, моллюсковая, на основании которой олигоценовый возраст рассматриваемых отложений не вызывает сомнения, за исключением бенарской свиты, которая, по мнению ряда авторов (Лалиев,1964; М.Качарава, Хучуа,1991), относится к миоцену.

В *Гурии* рассматриваемые отложения развиты на северном и южном бортах гурийской депрессии, где они в основном согласно следуют за верхнеэоценовыми фораминиферовыми мергелями и в нижней своей части слагаются породами хадумского горизонта. Остальная олигоценовая часть майкопской серии представлена некарбонатными глинами и песчаниками майкопского типа.

В полосе *Хашури-Бакуриани* олигоценовые отложения в основном сохранились в тех же местах, где и верхнеэоценовые. Они согласно следуют за последними и в основном представлены глинами, мощн. 500-900 м. Южнее этих выходов мощность рассматриваемых отложений увеличивается до 1500 м (Агеев и др.,1975).

Следующие выходы олигоценовых образований развиты в восточной части *Триалетского хребта*, где в сводовых частях антиклиналей олигоцен трансгрессивно перекрывает разные горизонты палеогена и верхнего мела.

Эти отложения в нижней части представлены кварц-аркозовыми песчаниками с прослоями конгломератов (г.Гори, р.Тана, р.Тонетисцкали и др.), а в верхней - глинами майкопского типа (Папова,1966).

В *Притбилисском районе* олигоценовые отложения пользуются значительным распространением. Кроме естественных обнажений их присутствие в данном районе установлено многочисленными скважинами.

По литологическим и фаунистическим признакам олигоценовая часть майкопской серии здесь подразделяется на три части (Девдариани, 1971).

Нижнему олигоцену соответствует хадумский горизонт, слагаемый карбонатными глинами, чередующимися в отдельных разрезах с тонкими прослоями песчаников.

Средне- и верхнеолигоценовая части майкопской серии представлены толстослоистыми песчаниками, чередующимися с глинами и алевролитами.

Для олигоценовых отложений Притбилисского района в целом, в фациальном отношении характерна определенная закономерность. В северной и западной частях района развиты глинисто-песчаные породы, литологически схожие с верхнеэоценовыми, в то время как в южной его части, южнее Телетского хребта (за исключением полосы Шавсақдари-Асурети) развиты типично майкопские глины (Девдариани,1971).

По данным А.Г.Лалиева (1964), мощность майкопской серии Притбилисского района резко возрастает с севера на юг (от северного крыла Норико-

Марткопской антиклинали к южному крылу Ормянской синклинали) и составляет, соответственно, 1400-1500 и 2400-2600 м.

## ГЛАВА 4

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Освещение отдельных этапов истории геологического развития того или иного региона основывается на палеогеографических и палеотектонических реконструкциях, позволяющих установить очертания, местоположение областей размыва, а также характер тектонических движений.

Решение этих вопросов для палеогеновой истории Грузии связано в первую очередь со сложным тектоническим строением складчатых зон, особенно южного склона Большого Кавказа, где, как уже было показано, развиты многочисленные надвиги и покровы.

Составление палинспастической схемы палеогенового бассейна также особенно осложнено в пределах Южного склона. Для восстановления первичного местоположения и размеров палеогенового бассейна использованы разрезы рр.Алеура и Ксани, где изученные отложения представлены наиболее полно.

Несмотря на то, что при проведении палинспастической реконструкции применялся как фациальный анализ отложений, так и метод выпрямления складок, полученные результаты не могут претендовать на значительную точность. Это обусловлено, с одной стороны, условностью определения амплитуд горизонтального перемещения аллохтонных пластин, а с другой - отсутствием поправок на растяжения и удлинение слоев при деформации.

В результате детального литолого-фациального и структурного анализов нам удалось воссоздать доскладчатую ширину палеогенового бассейна восточной части южного склона Большого Кавказа и по мере возможности установить масштабы его последующего сокращения в результате складчатости и покровообразования.

Выяснилось, что в междуречье Лиахви и Арагви ширина флишевого бассейна составляла 18-30 км, а расположенного южнее эпиконтинентального морского бассейна (Ксанско-Аркальского) - 7-10 км.

В результате последующих тектонических процессов площадь развития флишевых образований здесь сократилась примерно на 45-50 %, эпиконтинентально-морских - на 25-30 %.

Восточнее р.Арагви, где палеогеновые отложения участвуют в строении и Алисисгорско-Чинчвельтского покрова, флишевый бассейн охватывал большую часть территории и достигал, по-видимому, 40-45 км ширины. В результате



складчатости и покровообразования эта часть флишевых отложений сократилась приблизительно на 70-75 %.

Как видно из вышеприведенных данных, в пределах Южного склона произошло значительное сокращение бассейнов. Для сравнения отметим, что для Централных Аппалачей степень сокращения площади бассейна составляет 40-45 % (Dennison, Woodward, 1963).

Для западного флишевого бассейна Южного склона в пределах Новороссийского синклинория, палинспастические реконструкции проведены Ч.Б.Борукоевым (1970), по данным которого коэффициент сжатия прогиба на стадии покровообразования -2,8-2,9.

По И.П.Гамкрелидзе (1976) степень сжатия для Аджаро-Триалетской складчатой зоны составляет 25 %.

Рассмотрению геологического развития Кавказа с применением современных мобилистических идей в последние годы посвящено множество работ.

По современным представлениям, территория Грузии в начале палеогена составляла часть активной северной окраины океанического Тетиса, типа западного побережья современного Тихого океана с развитой системой островных дуг, окраинных и внутридуговых бассейнов.

На рубеже мела и палеогена здесь выделялись Большекавказская островная дуга, Большекавказское краевое море, Северозакавказская и Южнозакавказская островные дуги, разделенные Аджаро-Триалетским интрадуговым рифтом. (Adamia et al., 1991).

Унаследованность геологических структур на протяжении значительных отрезков времени представляет собой довольно распространенное явление. Не является исключением и рассматриваемая территория, где несмотря на значительные перестройки на рубеже мела и палеогена, унаследованно развивался ряд структурных единиц (Майсадзе, 1998).

К началу палеогена, по нашему представлению, здесь существовал ряд основных морфоструктурных единиц (с севера на юг): Западная и Восточная Большекавказская суши (Большекавказская островная дуга), Западный и Восточный Большекавказский флишевые бассейны (остаточные бассейны Большекавказского краевого моря), Закавказский эпиконтинентальный бассейн (Северозакавказская островная дуга), Аджаро-Триалетский рифтовый бассейн (интрадуговой рифт) и Артинско-Болнисская суша (Южнозакавказская островная дуга) (рис.20).

Внутри бассейнов были также более мелкие острова, которые играли заметную, а иногда и решающую роль в установлении фациальной зональности. Таковыми, в частности, являлись Рачинско-Вандамская кордильерная зона, Ткибульско-Сачхерская, Триалетская, Гурийская и др. суши.

Западный и Восточный Большекавказский флишевые бассейны в течение палеогена (за исключением олигоцена) были местом накопления флишевых образований. Между этими глубоководными трогами, как и ограничивающими их с севера Большекавказскими островами, в междуречье верховьев Бзыбь и Кодори, по всей вероятности, существовал мелководный бассейн с

эпиконтинентальным режимом осадконакопления, аналогичный находившемуся на Грузинской глыбе и Северном Кавказе. К такому допущению нас привел литолого-фациальный анализ палеогеновых отложений этих двух районов (Саркисян и др., 1987; Майсадзе, 1990). Данное предположение подтверждается и сравнительным анализом фауны (планктонные и бентосные фораминиферы, моллюски, морские ежи и ихтиофауна), палеоцен-эоценовых отложений Грузинской глыбы и Северного Кавказа (Салуквадзе, 1989, 1993). Аналогичная связь, по-видимому, существовала и восточнее Большекавказской суши, в пределах Предкаспийско-Кубанского прогиба (Саркисян и др., 1987).

Таким образом, нами высказывается предположение о том, что в палеогене Большекавказская суша эпиконтинентальным мелководным морем была разделена на две части (Западно и Восточно-Большекавказские острова).

Расположенная южнее Северозакавказская островная дуга (южнее флишевых бассейнов), как уже отмечалось, была покрыта эпиконтинентальным морем, в котором формировались маломощные карбонатно-терригенные отложения. Аналогичный режим осадконакопления существовал и на Артвинско-Болнисской глыбе (в раннем палеогене) и Локско-Карабахской зоне (в конце раннего эоцена)

В Аджаро-Триалетском бассейне, в отличие от других частей рассматриваемой территории, со сравнительно однообразными фациальными условиями, в отдельные эпохи палеогена осаждались как флишевые (палеоцен-ранний эоцен), так и вулканогенно-осадочные (средний эоцен и, частично, поздний эоцен) и карбонатно-терригенные (поздний эоцен-олигоцен) образования.

Следовательно, на территории Грузии в несходных геологических условиях (краевое море, островная дуга, интрадуговой рифт) в разное время шло накопление формации трех типов: флишевой, эпиконтинентально-морской и вулканогенно-осадочной.

Западный флишевый бассейн, являющийся восточным окончанием Новороссийского (Чвежипсинская зона) флишевого бассейна, протягивался в виде узкой полосы, ограничиваясь с севера Западно-Большекавказским островом, а с юга - Ахцу-Кацирхским.

Восточный флишевый бассейн, который в результате ларамийского тектогенеза заметно сократился, к началу палеогена протягивался на восток, за пределами изученной территории. Его северным ограничением являлся Восточно-Большекавказский остров, а южным - кордильерная зона, расположенная на северной периферии Гагрско-Джавской зоны, в настоящее время полностью перекрытая надвинутыми аллохтонными мел-палеогеновыми флишевыми образованиями. Существование такой кордильерной зоны впервые было отмечено П.Д.Гамкрелидзе (1970). На основании изучения верхнеэоценовых образований междуречья Риони и Лиахви, нами подтверждено наличие данной кордильерной зоны в этой части Южного склона и ее ведущая роль в снабжении обломочным материалом палеогенового бассейна (Майсадзе, 1970).

Впоследствии, существование рассматриваемой кордильерной зоны вдоль южной границы флишевого бассейна южного склона Большого Кавказа отме-

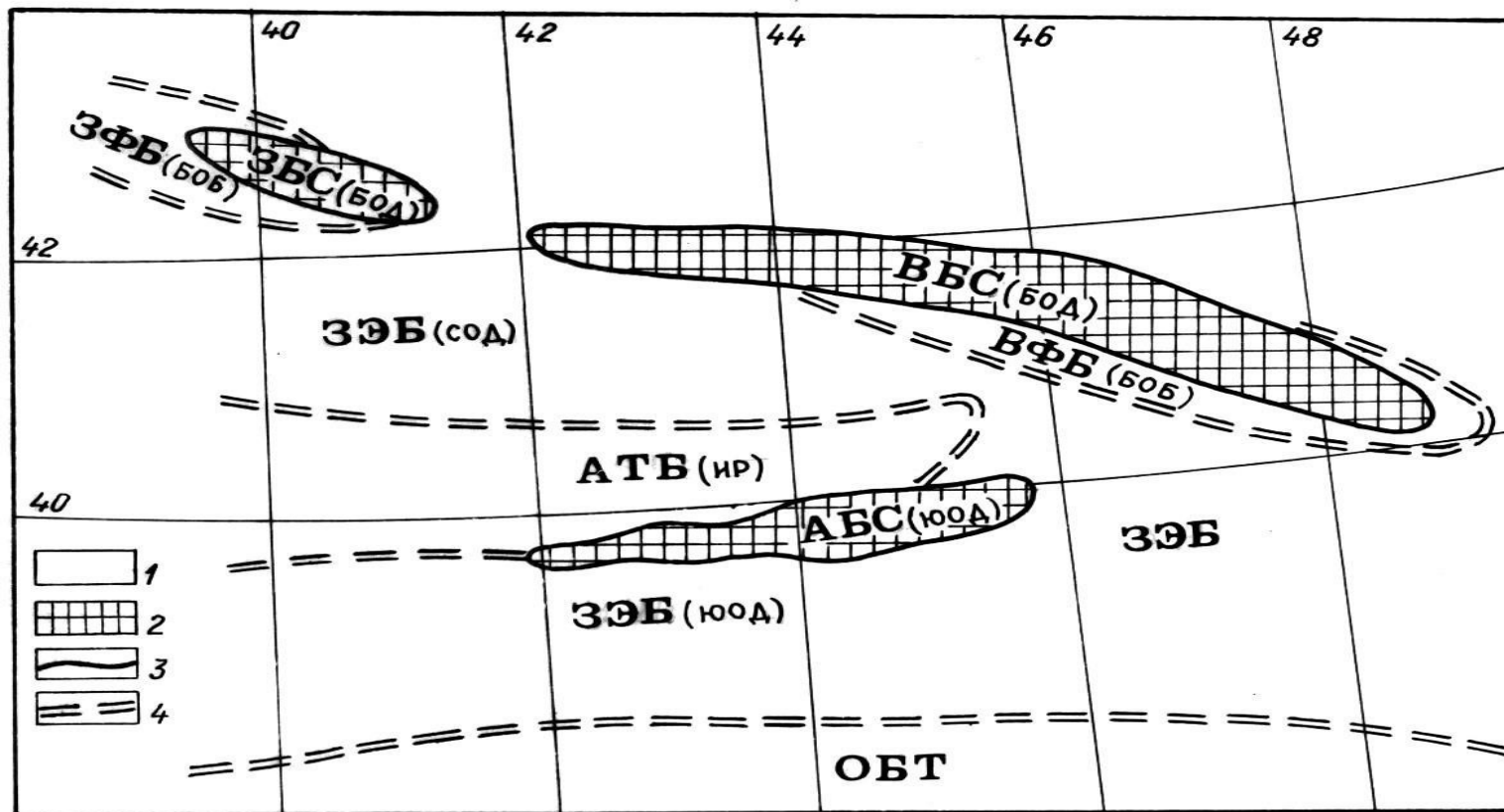


Рис.20. Палинспастическая схема Кавказского сектора северной окраины Тетиса для начала палеогена (с учетом палеомагнитных данных и палинспастических схем, составленных Адамия и др.,1979, Лордкипанидзе и др.,1984, Gamkrelidze,1986) (усл. обозн. см. на след. стр.)

чалось и другими исследователями.

Ранее эту кордильерную зону мы выделяли под названием Гагрско-Джавской (Майсадзе, 1984, 1990), так как она расположена на северной окраине одноименной зоны. Однако учитывая что она распространяется в азербайджанской части Южного склона, а в районах гг.Гагры и Джавы не присутствует, нам кажется более правильным выделить ее под названием Р а ч и н с к о - В а н д а м с к о й кордильерной зоны.

Она представляла собой цепь отдельных кордильер, протянутых от Уцерского меридиана на западе вдоль южной границы Восточно-Большекавказского флишевого бассейна.

Рачинско-Вандамская кордильерная зона являлась основным поставщиком терригенного материала не только в палеогене, но, по-видимому, и в меловом периоде (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977).

Состав обломочного материала верхнеэоценовых олистостромов южного склона Большого Кавказа указывает на то, что эта кордильерная зона слагалась в основном мезозойскими и, отчасти, нижнепалеогеновыми породами Гагрско-Джавской зоны, а начиная от р.Арагви и восточнее - породами доюрского кристаллического фундамента.

Кордильерная зона, ныне полностью перекрытая флишевым надвигом, сформировалась, по-видимому, в результате батской орофазы и существовала до позднего эоцена включительно (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977).

Из морфоструктур, развитых внутри областей осадконакопления, выделялись подводные поднятия, роль которых в становлении литолого-фациальной зональности часто недооценивается. Эти поднятия в результате колебательных конседиментационных движений то возвышались над уровнем моря, то вновь погружались и превращались в область седиментации, однако часто все-таки контролировали фациальную зональность на отдельных участках бассейна.

В качестве примеров можно привести подводные поднятия, установленные в районах Гагра и Нового Афона (Майсадзе, 1987). Они разделяли эпиконтинентальный бассейн на неглубокие прогибы, превратившиеся в дальнейшем в обособленные депрессии с различным режимом осадконакопления (восточное окончание Адлерской депрессии, Гудаутская и Очамчирская депрессии).

---

Усл. обозн. к рис.20.

1 - область осадконакопления; 2 - область размыва; 3 - граница суши; 4 - граница седиментационных бассейнов с разными фациальными условиями. ЗБС - Западная Большекавказская суша, ВБС - Восточная Большекавказская суша, ЗФБ - Западный флишевый бассейн, ВФБ - Восточный флишевый бассейн, ЗЭБ - Закавказский эпиконтинентальный бассейн, АТБ - Аджаро-Триалетский бассейн, АБС - Артвинско-Болнисская суша, ОБТ - остаточный бассейн Тетиса. (БОД) - Большекавказская островная дуга; (БОБ) - Большекавказский остаточный бассейн; (ИР) - интрадуговой рифт; (ЮОД) - Южнозакавказская островная дуга.

Часть подводных поднятий представляла собой участки бассейна с “нулевой седиментацией”. Установление таких участков достаточно сложно и во многом определяется степенью палеонтологической изученности развитых там отложений.

Примером существования таких поднятий, по нашему мнению, может служить район междуречья Гумиста и Кодори. Здесь, в палеоценовых отложениях наблюдается следующая картина. Грифеевые слои резким контактом ложатся на кардитовые слои, которые в кровле часто характеризуются неровной поверхностью и между ними происходит резкая смена фауны, что являлось основанием допущения между ними несогласного залегания (Швецов, 1932).

По данным Н.Ш.Салуквадзе (1993), в верхней части кардитовых слоев нередко наблюдаются карманы вымывания, заполненные осадками вышележащих слоев. Местами здесь присутствуют слабоокатанные мелкие обломки кардитовых известняков.

Мы разделяем мнение Н.Ш.Салуквадзе (1993) о том, что перед образованием грифеевых слоев здесь происходило прекращение осадконакопления. Однако, по нашему мнению, это происходило под уровнем моря, в местах подводных поднятий, представляющих собой участки морского бассейна с “нулевой седиментацией”.

С аналогичным явлением, по-видимому, мы имеем дело и в районах рр. Гумиста, Кодори, с.Цебельда. Т.Т.Гавтадзе (1986), изучившая нанопланктон, отмечает, что в отдельных разрезах над нижнеэоценовыми амткельскими слоями без каких-либо признаков несогласия непосредственно залегает верхняя часть нижнефораминиферовых мергелей (мерхеульская свита), относящейся к верхам среднего эоцена. Отмеченные перерывы в осадконакоплении, по всей вероятности, происходили в пределах подводных поднятий с “нулевой седиментацией”. На прилегающих же участках этих поднятий наблюдаются фаунистически охарактеризованные полные разрезы палеогена, без каких-либо перерывов в осадконакоплении.

Аналогичные подводные поднятия существовали и в других частях палеогенового бассейна, о которых еще будет сказано.

Во время палеогеографических построений на отдельных участках рассматриваемой территории, где в настоящее время палеогеновые отложения отсутствуют, нами допускаются области осадконакопления, что основывается, с одной стороны, на данных бурения, с другой - на общих геологических соображениях. Так, например, в пределах Асхского блока, где ныне палеогеновые отложения отсутствуют (за исключением крайней его северной части), в течение палеогена, по-видимому, существовала морская среда, о чем указывают как палеоцен-олигоценные отложения, сохранившиеся в мульде Чхороцку-Лашискельской грабен-синклинали, так и то обстоятельство, что воздымание Асхского блока - явление молодое и в современном виде он сформировался лишь в плейстоцене (Гуджабидзе, 1967).

В пределах Западного и Восточного зон погружения Грузинской глыбы, где палеогеновые образования погребены под молодыми отложениями, палеогеографические реконструкции проводились с учетом как характера

пород, развитых в прибортовых частях данной тектонической зоны, так и буровых и геофизических данных (Гвалтадзе и др., 1973; Н.Гамкрелидзе и др., 1988; Мошашвили, 1990 и др.).

Исходя из нового фактического материала и литолого-фациальной изученности палеогеновых образований, а также анализа их мощностей и критического анализа литературных источников, с учетом данных бурения, основные этапы палеогеновой истории геологического развития Грузии представляется в следующем виде.

**В палеоцене** (рис. 21) в Западном флишевом бассейне (верховья рр. Псоу и Бзыбь), являющемся восточным окончанием Новороссийского флишевого бассейна (Чвежипсинская зона), по всей вероятности, накапливались осадки, хотя, в настоящее время имеются лишь немногочисленные косвенные данные о наличии здесь отложений данного возраста. Западнее (в Чвежипсинской зоне) в это время отлагались флишевые отложения *пластунской свиты* мощн. до 300 м, слагаемой темными аргиллитами с прослоями песчаников и алевролитов (Келлер, Меннер, 1945).

В Восточном флишевом бассейне (восточнее р. Диди Лиавхи) в основном продолжалась непрерывная седиментация, хотя на отдельных его участках (р. Пшавис Арагви, р. Саманисхеви, гор. Бодави и др.) датские отложения *кветерской свиты* осаждались на размытой поверхности маастрихтских осадков. Исходя из этого надо предполагать, что небольшие участки суши в виде кордильер существовали и внутри флишевого бассейна, которые в результате палеоценовой трансгрессии частично или полностью оказались под уровнем моря и перекрылись осадками кветерской свиты.

На остальной же части флишевого бассейна в начале (в датском веке) осаждался кластическо-известняковый и алевролитово-песчаниковый флиш в виде *кветерской свиты*. В позднем палеоцене карбонатная седиментация замедлилась и началось накопление алевролитово-песчаникового флиша (*шахветильская свита*). На отдельных этапах палеоценовой седиментации наблюдается перенасыщение морской среды кремнеземом, что приводит к осаждению кремнистых пород, в частности - прослоев и пачек кремней и окремненных пород (рр. Алеура, Пшавис Арагви и др.).

В Закавказском эпиконтинентальном бассейне, занимавшем наиболее обширную площадь (см. рис. 21), к началу палеоцена существовало неглубокое внутреннее море, где формировались в основном слоистые, местами грубослоистые известняки. Лишь на отдельных участках бассейна шло осаждение мергелей (нижних зеленых - в Адлерской депрессии и нижних фораминиферовых - в междуречье Отхара-Апста). В позднем палеоцене в районе восточного окончания Адлерской депрессии наблюдается частичное изменение фациальных условий, в результате чего вместо зеленых мергелей здесь начали осаждаться пестроцветные мергели с редкими прослоями известняков. В прибрежных частях Ахцу-Кацирхской суши наряду с мергелями осаждались литотамниевые и нуммулитовые известняки, указывающие на мелководность бассейна. На это указывает также присутствие восточнее р. Гумиста фауны грифей, обитающих в прибрежных частях бассейна.

На отдельных участках рассматриваемого бассейна, там, где содержание магния в морской воде было повышено, осаждались доломитовые известняки (окр. сс.Доберазени и Курзо).

В пределах Самегрело, которая в настоящее время выделяется своим блоковым строением, палеогеографическая обстановка, сформировавшаяся к началу палеоцена, во многом была предопределена ларамийской фазой складчатости, которая, хотя и не была здесь столь существенной, все-таки вызвала определенные палеогеографические изменения, в первую очередь, в зонах развития глубинных разломов, зарождение которых связано с данной фазой тектогенеза (Гуджабидзе, 1967).

В результате этих движений, в областях современных антиклинальных структур образовались подводные поднятия и небольшие острова, а между ними - углубленные участки моря.

На местах подводных поднятий в начале палеоцена, в результате размыва образовались брекчиевые известняки (Уртинская антиклиналь, с.Сухче). Существующие к концу мела небольшие острова в результате палеоценовой трансгрессии были полностью затоплены морем и здесь наблюдается трансгрессивное залегание палеоценовых пород на разных горизонтах мела, в том числе и на вулканогенных образованиях свиты мтавари (г.Сенаки, сс.Шхеми, Сачикобаво, юго-восточная часть Эксской антиклинали и др.).

Аналогичные условия осадконакопления существовали в пределах современной Рачинско-Лечхумской синклинали. Эта часть бассейна с севера и юга ограничивалась слабо размываемыми Восточно-Большекавказской и Ткибульско-Сачхерской сушами.

Палеоценовая трансгрессия здесь проявилась в основном в северной прибрежной части бассейна, на что указывает конгломерат-брекчия небольшой мощности в окр. с.Орбели.

Восточнее же, на территории Самачабло, в бассейн поступал пелитовый и песчаный материал, обусловивший осаждение пелитоморфных глинистых известняков и песчаных мергелей (р.Варахком)

В юго-восточной части палеогенового бассейна, в районе с.Тетрицкаро, в раннем палеоцене, наряду с осаждением нормально-осадочных отложений, происходило накопление продуктов вулканической деятельности в виде лавовых покровов, лавовых брекчий, туфов и туфобрекчий дацитового состава (р.Алгети), общая мощность которых местами достигла 500 м. Этот район примечательен еще и тем, что здесь на границе маастрихта и дания присутствует глинистый прослой, обогащенный иридием.

**В А д ж а р о - Т р и а л е т с к о м б а с с е й н е**, в результате ларамийской фазы тектогенеза произошли заметные изменения палеогеографического характера, выразившиеся в формировании основных структурных элементов (в

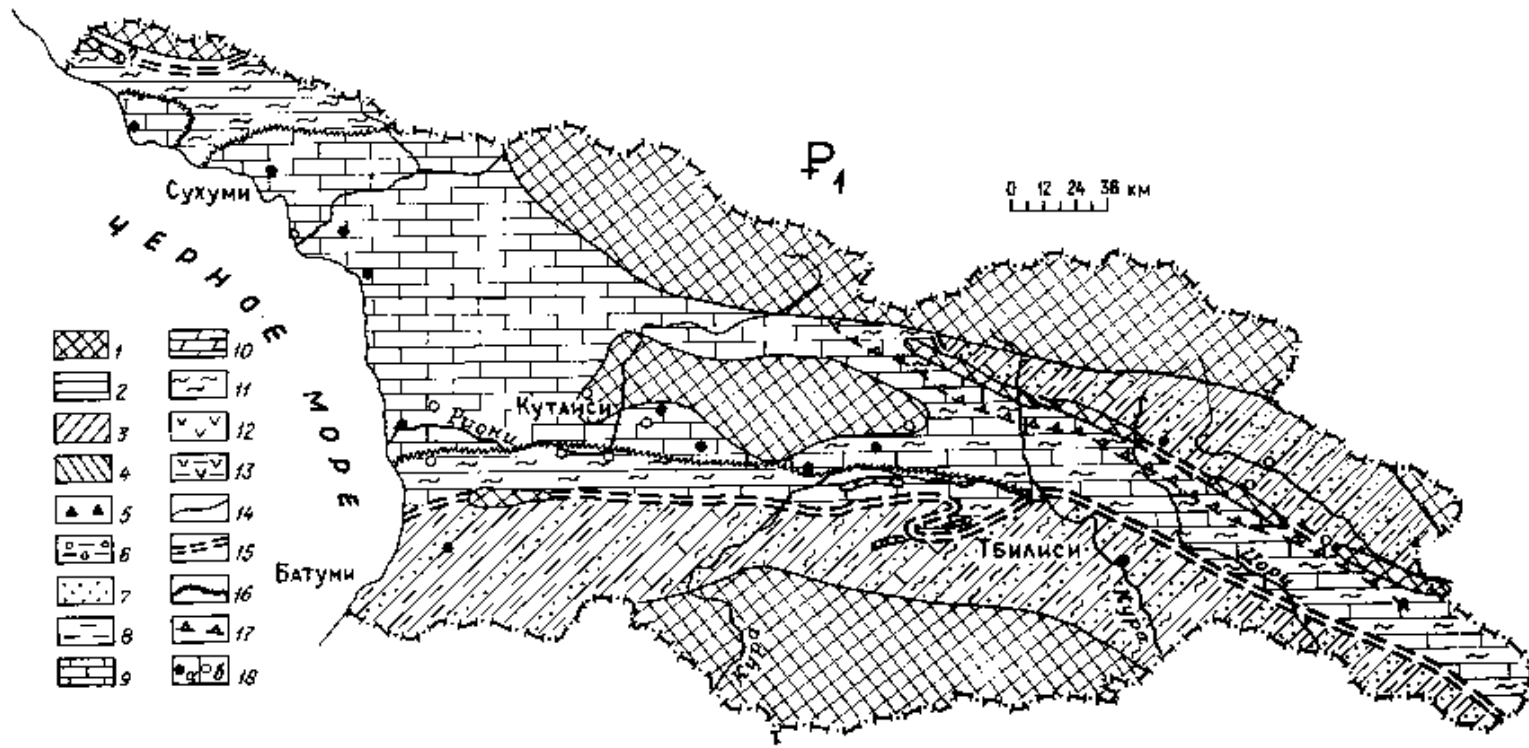


Рис.21. Палеогеографическая и литолого-фациальная карта Грузии для палеоцена  
(усл. обозн. см. на след. стр.) Составитель Ф.Д.Майсадзе



первую очередь антиклинальных поднятий), которые наряду с разломами глубинного заложения во многом определили фаціальную зональность и характер осадконакопления Аджаро-Триалетской зоны. В результате регрессии в начале палеоценового времени (датский век) наряду с расширением существующих кордильер, в бассейне образовались и новые участки размыва. Расширилась и Артвинско-Болнисская суша, ограничивающая бассейн с юга и, тем самым, заметно сократилась площадь морского осадконакопления.

Одновременно с этим, в результате дифференцированных движений, стала формироваться центральная зона погружения, превратившаяся в дальнейшем в место накопления мощных флишевых (в палеоцен-раннем эоцене) и вулканогенно-осадочных (в среднем эоцене) образований.

В результате регрессии в датском веке вместо верхнемеловых известняков начали накапливаться мергели и глины пестроцветной свиты. Затем наступила трансгрессия, приведшая к расширению площади седиментации. Существующие к этому времени кордильеры по-прежнему поставляли терригенный материал. К таковым, в частности, принадлежали Гурийская (Надарейшвили, 1967) и Триалетская (Папава, 1966) кордильеры. Существование последней, как уже отмечалось, подтверждается достоверными геологическими данными. Что касается Гурийской кордильеры, то ее существование установлено kernым материалом (скв. Чохатаури-1,5), который указывает на то, что в строении данной кордильеры участвовали породы доюрского кристаллического фундамента и его осадочного чехла (Надарейшвили, 1981).

Расположенное между меридианами Боржоми и Кавтисхеви Арджевани-Хведуретское поперечное поднятие контролировало распределение фаций в латеральном направлении (Китовани, Папава, 1970), что подтверждается и данными бурения (Надарейшвили, 1981).

В результате нисходящих движений окончательно сформировалась центральная зона погружения, которая с севера и юга ограничивалась кордильерами и подводными поднятиями.

Приблизительно западнее Абастуманского меридиана рассматриваемая зона была разделена поперечным поднятием на две части. Восточнее его, в более глубоководной части трога в палеоцене и раннем эоцене происходило накопление мощных турбидитных образований боржомской свиты. При общем погружении в восточном направлении во флишевом трогe существовали небольшие кордильеры (Зиртинская, Надарбазевская, Тедзамская), которые разграни-

---

*Усл. обозн. к рис. 21-25.*

*1 - суша; 2 - нормально-осадочная формация; 3 - флишевая и флишеидная формации; 4 - вулканогенно-осадочная формация; 5 - олистостромы; 6 - конгломераты, брекчии, гравелиты; 7 - песчаники, алевриты; 8 - глины; 9 - известняки; 10 - доломиты; 11 - мергели; 12 - преимущественно пирокластиты и лавы; 13 - чередование вулканогенных и нормально-осадочных пород; 14 - граница моря и суши; 15 - граница формационных зон; 16 - граница литофации; 17 - современная граница флишевого надвига; 18 - скважины: а-отложения данного возраста присутствуют, б-отсутствуют.*

ивали глубоководные участки бассейна, где флишевые отложения достигали наибольших мощностей. Таковыми являлись районы сс.Дре и Тусреби (на западе) и Арджевани-Сарван, Манглиси, Тбилиси (Папава,1966).

Западнее Абастуманского меридиана, за исключением Гурийской депрессии, по всей вероятности, происходило накопление флишоидных осадков, являющихся переходными между флишевыми и субплатформенными образованиями, аналогичных тем, которые были вскрыты скважинами в районе Чахатской антиклинали.

Таким образом, в фациальном отношении в Аджаро-Триалетском бассейне в палеоцене и раннем эоцене была следующая палеогеографическая обстановка. В центральной зоне погружения осаждались, с одной стороны, флишевые образования (восточнее поперечного поднятия) а с другой - флишоидные, представленные карбонатно-терригенными отложениями (западнее поднятия). В периферийных частях бассейна и на подводных поднятиях и кордильерах в это время осаждались маломощные мергели и глины пестроцветной свиты.

Южная часть Ахалцихской депрессии представляла собой сушу, которая являлась северной периферийной частью Артвинско-Болнисской суши. С конца позднего мела до среднего эоцена (до осаднения уравельской свиты, наиболее древней на рассматриваемой территории), по-видимому, осадконакопления здесь не происходило.

Такое допущение основывается, с одной стороны, на непосредственном залегании среднеэоценовых отложений уравельской свиты на верхнемеловых породах, а с другой - на присутствии обломков верхнемеловых песчаников в составе уравельской свиты (между сс.Хертвиси и Вардзиа). Кроме того, в юго-восточной Аджарии, в эоценовых вулканитах присутствуют обломки кристаллических пород фундамента (граниты, кварц-порфиры и др.), позволяющие предположить, что в отдельных частях данного района вулканогены осаждались непосредственно на доюрском кристаллическом фундаменте (Лордкипанидзе, Закариадзе,1974).

На южном склоне Телетского хребта в палеоцене имело место локальное проявление вулканической деятельности, выразившееся в излиянии дацитовых лав. Отдельные вспышки вулканизма происходили и в конце раннего эоцена, когда в пределах центральной части рифтового бассейна накапливался “вулканический флиш” (*цопианская подсвита*), представленный роговообманковыми базальтами и туфами. Эти локальные проявления вулканизма, как было отмечено П.Д.Гамкрелидзе (1949), являлись предшественниками мощной среднеэоценовой вулканической эпохи.

Одним из спорных является вопрос об источнике терригенного материала для флишевого бассейна. Исходя из значительной протяженности флишевого трога и большой мощности флишевых отложений (1500-3000 м), очевидно, что для их накопления требовалась суша значительной площади, которая могла быть источником материал, для экстра- и интракластической реседиментации.

Надо предполагать, что образовавшиеся турбидитовые потоки с подводных каньонов попадали во флишевый трог и вместе с пелагическими осадками обусловили образование флишевых образований боржомской свиты.

По существующим представлениям флишевый бассейн терригенным материалом снабжался с Грузинской (с севера) и Артвинско-Болнисской (с юга) глыб, а также в результате размыва кордильер, расположенных внутри бассейна (П.Гамкрелидзе, 1949; Папава, 1966 и др.). Последние безусловно поставляли материал. Об этом, в частности, свидетельствует присутствие в значительном количестве кварц-аркозового материала во флишевых отложениях отдельных районов рр. Армазисхеви, Ничбисисхеви и др., а также состав базальных конгломератов рассматриваемых отложений между речья Тана и Тедзами. Здесь наряду с меловыми породами в конгломератах присутствуют обломки доюрского кристаллического фундамента (ущ. Гардатнисатрева, с. Квемо Уриули, скв. Бобневи-1, Хведурети-21 и др.), свидетельствующие о том, что Триалетская кордильера наряду с меловыми отложениями слагалась и кристаллическими породами фундамента (Надарейшвили, 1981).

Однако, если учесть, что в результате палеоценовой трансгрессии область размыва заметно сократилась (особенно Триалетской кордильеры) и в районе кордильер (Сацхенисская, Имерхеви-Арцевская, Хведуретская и др.) в основном осаждались маломощные мергели и глины пестроцветной свиты (Папава, 1966), то, по нашему мнению, вряд ли участки размыва внутри бассейна можно считать вероятным главным источником терригенного материала.

Что же касается Грузинской глыбы, ограничивающей рифтовый бассейн с севера, то здесь, в большей ее части, в палеоцене-раннем эоцене формировались эпиконтинентальные отложения в виде мергелей и глин (аналогичных пестроцветной свите северной части Аджаро-Триалетского бассейна). Такую картину в частности можно наблюдать в разрезах сс. Урбниси, Кехисджвари и др. (Папава, 1966).

Поэтому, допущение в пределах Грузинской глыбы области размыва, по нашему мнению, лишено основания. Если и существовали там области размыва, то они были незначительных размеров. Подтверждением сказанного частично мог бы служить факт фациального замещения флишевых отложений в северном направлении породами пестроцветной свиты (западнее с. Ткемала в басс. р. Хведуретисцкали).

Исходя из сказанного выше, представляется, что основная часть турбидитных потоков в флишевый бассейн поступала с юга - с Артвинско-Болнисской суши. Частичным подтверждением сказанного является и состав внутриформационных брекчий во флишевых образованиях в районе р. Алгети, представленных перемытым материалом кристаллических пород Артвинско-Болнисской глыбы (И. Гамкрелидзе, 1976).

**В раннем эоцене** (рис. 22) в западном флишевом бассейне осаждались флишеидные образования в виде пелитолитов с прослоями слюдисто-кварцевых алевролитов (верхнее течение р. Псоу) и песчаных известняков, мергелей и алевролитов (ур. Рихва). Западнее, в пределах Новороссийского флишевого бассейна в это время осаждалась нижняя часть *мамайской свиты*, представленной слабокарбонатными аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников мощн. 100-120 м.

В Восточном флишевом бассейне в раннем эоцене накапливался алевролитово-песчаниковый флиш (нижняя часть **свиты квакев-рисхеви**), состоящий из ритмично чередующихся глин, полевошпатово-кварцевых песчаниковых и алевролитовых турбидитов с прослоями кремнистых пород.

В расположенном южнее эпиконтинентальном бассейне в условиях карбонатной седиментации в основном осаждались известняки и мергели. В пределах восточного окончания Адлерской депрессии на протяжении всего раннего эоцена накапливались пестроцветные мергели с прослоями известняков.

Аналогичная картина наблюдается и в междуречье Бзыбь и Апста, где в условиях восстановительной среды морского бассейна отлагались мергели с сингенетическим пиритом (нижнефораминиферовые мергели). Восточнее р. Апста накапливались органогенно-детритовые известняки. В междуречье Кодори-Ингури в известняках происходило образование (надо предполагать биогенным путем) аморфного кремнезема, который в этих породах присутствует в виде линз и стяжений. В остальной части бассейна осаждался аутигенный глауконит, заполнявший камеры фораминифер

В сторону Ткибули-Сачхерской суши наблюдается увеличение привноса пелитового вещества, обусловившего здесь осаждение прослоев мергелей. Наряду с этим, в ограниченном количестве в бассейн поступал и терригенный материал песчаного размера, в результате чего местами осаждались песчанистые мергели и песчанистые известняки (верхнее течение р. Чачхури).

Восточнее Ткибульско-Сачхерской суши терригенный материал поступал также в значительном количестве, чему способствовал, по-видимому, и размыв Рачинско-Вандамской кордильерной зоны, что обусловило осаждение карбонатных песчаников и мергелей.

В юго-восточной части рассматриваемого бассейна (Локско-Карабахская зона) в результате трансгрессии, достигшей этой области лишь в конце раннего эоцена, возникает область осадконакопления, окаймленная с севера невысокой сушей, сложенной кристаллическими породами Локского массива, лейасовыми аргиллитами, песчаниками и туфами (в восточной ее части) и вулканогенными породами верхнего мела (в западной части). Конфигурация береговой линии бассейна, по-видимому, в общем совпадала с нынешней северной границей распространения ниже-среднеэоценовых образований (Майсадзе, 1980).

Трансгрессия моря, распространяющаяся с юго-востока на северо-запад, вначале охватила восточную часть рассматриваемой территории, где начали осаждаться конгломераты, гравелиты и песчаники (севернее гор. Ташибаш, южнее с. Камишло, р. Горасцкали и др.), достигающие на отдельных участках мощн. 70 м (севернее гор. Ташибаш). В некоторых же частях бассейна, с более спок-

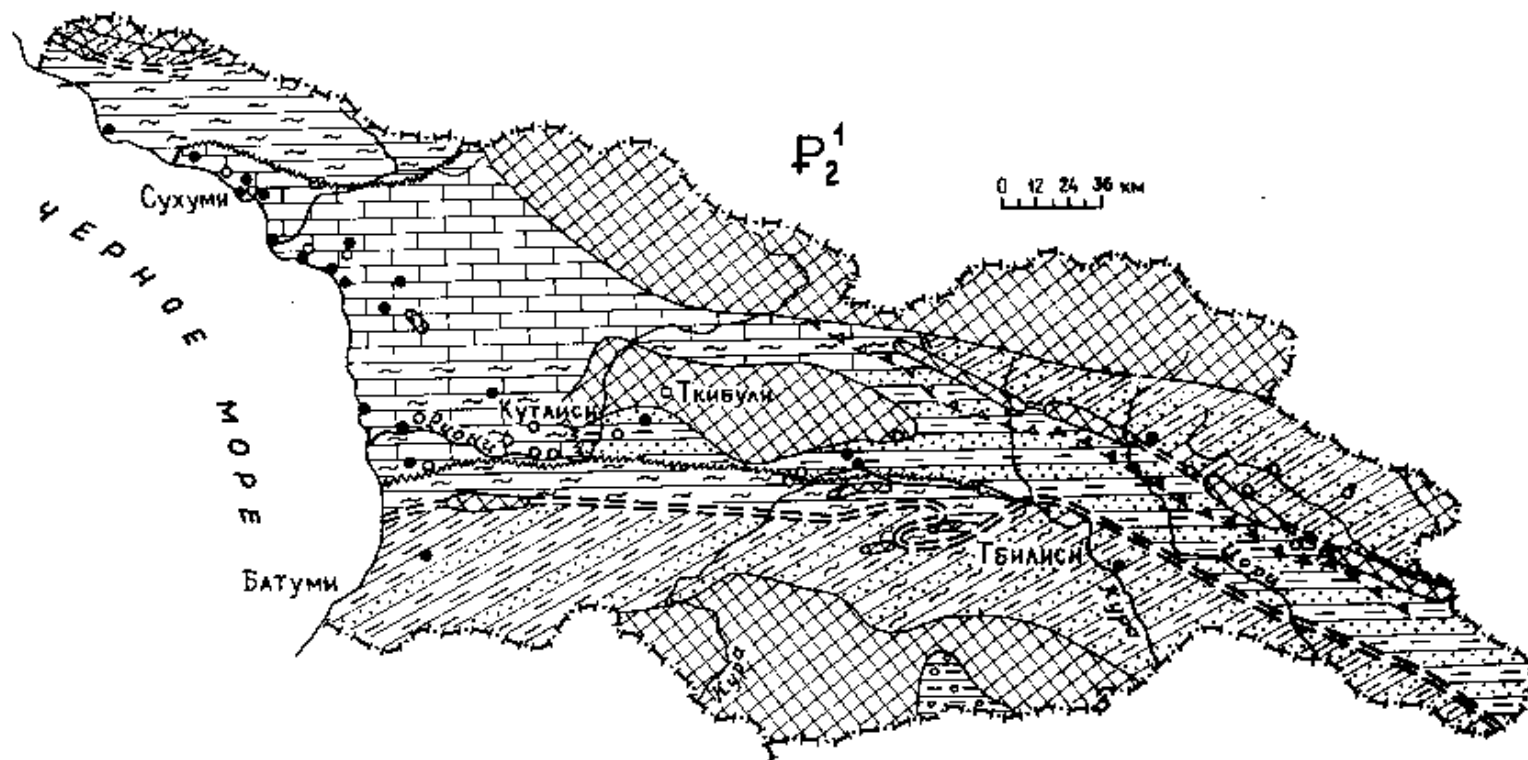


Рис.22. Палеогеографическая и литолого-фациальная карта Грузии для раннего эоцена  
(усл. обозн. см. на рис. 21) Составитель Ф.Д.Майсадзе

ойными условиями седиментации, куда терригенный материал поступал в подчиненном количестве, происходило осаждение песчаных известняков и существовали благоприятные условия для обитания фауны (окр. с.Гора, между Локским перевалом и с.Лок-Джандари).

Далее, трансгрессия распространилась к северо-западу, где также начали осажаться конгломерат-брекчии (водораздел рр.Карасу и Машавера). Севернее, в районе с.Кизил-Килиса, процесс осадконакопления начался позже и был связан с началом вулканизма. Этот последний сопровождался землетрясениями, которые наиболее значительной силы достигали вблизи вулканических центров, что и обусловило здесь образование олистостромов (окр. с.Кизил-Килиса). Определенную роль в этих процессах, видимо, сыграл и характер рельефа береговой полосы. В этих олистостромах, как и в конгломератах, олистолиты представлены исключительно обнажающимися в непосредственной близости породами береговой суши.

В А д ж а р о - Т р и а л е т с к о м б а с с е й н е в раннем эоцене продолжали существовать те же фациальные условия, что и в палеоэоценовое время. В частности, здесь в раннем эоцене продолжалось осаждение флишевых образований боржомской свиты (центральный и восточный сегменты), флишеидных отложений чахатской фации (западный сегмент) и мергелей и глин пестроцветной свиты (периферийные части бассейна и участки внутрибассейновых кордильер).

**В среднем эоцене** (рис. 23), в Западном флишевом бассейне продолжалось накопление флишеидных образований, представленных песчаным флишеидом. В восточной части бассейна (верховья р.Бзыбь) преобладали карбонатные условия седиментации, обусловившие здесь осаждение пелагических мергелей и известняков. В турбидитах, наряду с песчаниками и гравелитами, осаждались и песчаные кластические известняки.

В гравелитах и песчаных кластических известняках нами были обнаружены включения аргиллитов, внешне схожие с лейасовыми породами, а также эффузивного кварца (Майсадзе,1974), которые в значительном количестве содержатся в лейасовых вулканитах рассматриваемого района (Беридзе,1973). Было высказано предположение, что суша, снабжавшая кластогенным материалом турбидитные потоки, наряду с верхнеюрскими и меловыми породами слагалась и лейасовыми образованиями. Причем, основываясь на факте отсутствия в палеогеновых отложениях данной зоны перемытого материала байосской порфиритовой серии, что при наличии нормального стратиграфического разреза было бы необъяснимо, нами допускается, что породы лейасового возраста обнажались в виде тектонической чешуи среди мезозойских отложений.

В результате тектонических движений, по-видимому, расширилась связь рассматриваемой части бассейна с открытым морем, что способствовало проникновению сюда фауны. Подтверждением сказанного могут служить остатки ископаемой фауны, содержащиеся в значительном количестве в восточной части бассейна (ур.Рихва, р.Пшица).

В Новороссийском флишевом бассейне в это время продолжалось осаж-  
дение *мамайской свиты*, верхняя часть которой представлена чередованием  
аргиллитов, алевролитов и мергелей. В этой части свиты встречаются отдельные  
толщи олистостромов мощн. до 100 м. Мощность всей свиты колеблется в  
пределах 200-500 м (Келлер, Меннер, 1945).

В В о с т о ч н о м ф л и ш е в о м б а с с е й н е в среднем эоцене  
продолжались осаждалась отложения верхней части *свиты квакеврисхеви*,  
которые представлены песчаниково-алевролитовым флишем с примесью  
карбонатного материала.

В дистальном направлении (с юга на север) наблюдается увеличение  
карбонатного режима седиментации. В частности, в фоновых отложениях севе-  
рной части бассейна происходит увеличение роли мергелей и известняков, ко-  
торые иногда осаждались наравне с турбидитами.

На отдельных участках флишевого бассейна в результате привноса из  
Аджаро-Триалетии пеплового материала, осаждались прослой кристаллоклас-  
тических и пепловых туфов трахиандезитового состава (рр. Алеура, Пшавис Ар-  
агви).

В среднем и позднем эоцене на определенных участках флишевого бас-  
сейна в условиях аридного и семиаридного климата образовались лагунно-зали-  
вные условия осадконакопления, обусловившие в процессе диагенеза образова-  
ние доломитовых прослоев и линз (рр. Ксани, Алеура и др.).

Трансгрессия, начавшаяся в палеоцене и достигшая своего максимума в  
среднем эоцене, по-видимому, расширила пролив, существовавший между фли-  
шевыми бассейнами и соединяющий Северокавказский и Южнокавказский (За-  
кавказский) морские бассейны.

Южнее Восточного флишевого бассейна, в результате этой трансгрессии,  
морем покрылась значительная часть Рачинско-Вандамской кордильерной зоны,  
где в условиях эпиконтинентального моря начали отлагаться маломощные  
карбонатные песчаники, известняки и мергели, которые часто с базальными ко-  
нгломератами в основании осаждались на лейасовых и более молодых породах,  
слагающих в основном упомянутую кордильеру.

В э п и к о н т и н е н т а л ь н о м б а с с е й н е трансгрессия вызвала  
определенные изменения. В частности, на Ткибульско-Сачхерской суше, в ее  
наиболее пониженной центральной части, образовался пролив (как и в раннем  
олигоцене), разделивший данную сушу на две части. Существование области  
осадконакопления между этими частями суши подтверждается наличием сред-  
неэоценовых нуммулитовых галек в конгломератах подрудного горизонта  
Чиатурского месторождения (Лалиев, 1964).

В результате трансгрессии морем покрылись и остальные острова, сущес-  
твовавшие до среднего эоцена: антиклиналь Сатанджио, районы р. Речхи, г. Зуг-  
диди, Сенаки, с. Жошха, гор. Велуанта и др., где среднеэоценовые отложения  
трансгрессивно залегают на разных горизонтах мела и палеогена.

В пределах восточного окончания Адлерской депрессии в течение всего  
среднего эоцена продолжали существовать эпиконтинентальные условия и оса-  
ждались мергели (*багнарская свита*), аналогичные палеоэоценовым. На

отдельных участках прибрежной части бассейна (водораздел рр.Лапста и Мехадыр) происходило осаждение песчаных мергелей с редкими прослоями аркозово-кварцевых песчаников.

На остальной части Абхазии и Самегрело также осаждались мергели (нижние фораминиферовые). Исключение составлял район подводного поднятия Нового Афона, где имело место обмеление моря и в условиях окислительной среды отлагались нуммулитовые известняки с редкими вкрапленниками глауконита. На остальной же части бассейна существовала восстановительная среда и осаждался сингенетический пирит.

В отдельных шлифах среднеэоценовых мергелей видны камеры фораминифер, которые выполнены пиритом (не успевшие заполниться осадочным материалом; внутренние полости служили местом кристаллизации пирита в условиях раннего диагенеза). В редких случаях среди мергелей осаждались прослойки известняков (р.Чачхури).

В пределах Рачинско-Лечхумской синклинали и Самачабло в основном осаждались известняки с примесью пелитового вещества. В восточном направлении увеличивался привнос терригенного материала. На территории Самачабло вместе с известняками отлагались мергели и карбонатные песчаники. Местами здесь наблюдалось образование глыбовых брекчий в основании среднего эоцена (Майсадзе,1986).

Восточнее роль песчаников возрастала, где они уже чередовались с пелитолитами и мергелями. Увеличение терригенного материала, по-видимому, является следствием размыва Ткибульско-Сачхерской суши и особенно Рачинско-Вандамской кордильерной зоны.

В заключение следует отметить, что на общем фоне терригенно-карбонатного осадконакопления в отдельные участки эпиконтинентального бассейна поступал материал вулканического пепла и происходило осаждение маломощных прослоев кристаллокластических и пепловых туфов основного и среднего состава (с.Ачандара, Нокалакевская антиклиналь, среднее течение р.Инчхури, сс. Гачедили, Чквиши).

По мнению Г.Е.Гуджабидзе (1967), вулканический материал в Самегрело поступал по Потти-Абедатскому и Гегечкорскому глубинным разломам. По нашему мнению, вулканический материал в бассейн в виде вулканического пепла поступал с Аджаро-Триалети, где в среднем эоцене происходило сильное извержение вулканических продуктов основного состава, часть вулканического пепла достигала и флишевого бассейна южного склона Большого Кавказа.

Средний эоцен в А д ж а р о - Т р и а л е т с к о м р и ф т о в о м б а с с е й н е ознаменовался существенными событиями, приведшими эту область к качественно новому этапу своего развития.

В результате растяжения земной коры в центральной зоне погружения возобновился процесс рифтогенеза. Данный процесс сопровождался началом интенсивной вулканической деятельности, которая охватила сперва западную часть бассейна, а затем - и восточную. В условиях общего погружения бассейна имела место трансгрессия, которая, как уже отмечалось, своего максимума достигла в среднем эоцене.



Рифтогенез, вулканизм и трансгрессия предопределили своеобразие геологического развития Аджаро-Триалетской зоны в среднем эоцене.

Центральная зона погружения, особенно ее западная часть, в результате интенсивных нисходящих движений превратилась в глубоководный трог, где в течение среднего эоцена накопились мощные (до 7 км) вулканические образования.

К тому же, к началу среднего эоцена, в связи с интенсивными нисходящими движениями, южная часть Грузинской глыбы откололась и вовлеклась в эти движения, что расширило область осадконакопления Аджаро-Триалетской фациальной зоны (Надарейшвили, 1970).

В результате трансгрессии, которая как и вулканизм, в Аджаро-Триалетской зоне проявилась не везде одновременно, существующие кордильеры покрылись морем и стали местами интенсивного осадконакопления. В частности, Гурийская кордильера в среднем эоцене стала местом накопления вулканических пород, которые непосредственно залегают на меловых отложениях (Надарейшвили, 1987). Полностью покрылась морем также кордильера в восточной части бассейна, между сс.Цителикалаки и Ниж.Уриули (Тедзамское ущелье), однако этого участка трансгрессия достигла лишь во второй половине среднего эоцена (Папава, 1966).

Трансгрессия заметно покрыла морем и северную часть Артвинско-Болнисской суши. Южная часть Ахалцихской депрессии, которая как было указано, до этого являлась сушей, со второй половины среднего эоцена превратилась в область накопления вулканических образований.

Часть подводных поднятий, существовавших до среднего эоцена, в результате нисходящих движений также стали местами интенсивного осадконакопления. Однако некоторые из них, по-видимому, продолжали существовать и в рассматриваемое время. Примером может служить поперечное поднятие, которое существовало в районе Ломисмтинской антиклинали. Оно, по-видимому, контролировало фациальную зональность как в латеральном, так и поперечном направлениях. Севернее и южнее слоистая ликанская свита фациально замещается массивными вулканогенными брекчиями и лавовыми покровами. Если в гребневой части Ломисмтинской антиклинали мощность ликанской свиты составляет 1500 м, то к северу от нее, наряду с фациальным замещением убывает мощность синхронных отложений до 700 м (бассейны рр.Зварула, Бахвисцкали, Лагвана).

Значительная роль в распределении вулканических фаций скорее всего принадлежала конседиментационным разломам, разделявшим относительно опущенные и приподнятые участки бассейна. Последние морфологически представляли собой подводные поднятия.

На рассматриваемой территории одним из таких разломов, по-видимому, являлся глубинный разлом, проходящий вдоль осевой части Аджарисцкальской синклинали в пределах Аджарии. К такому заключению приводит фациальный анализ чидильской свиты, которая севернее предполагаемого разлома представлена массивными и грубообломочными вулканокластолитами субщелочных ба

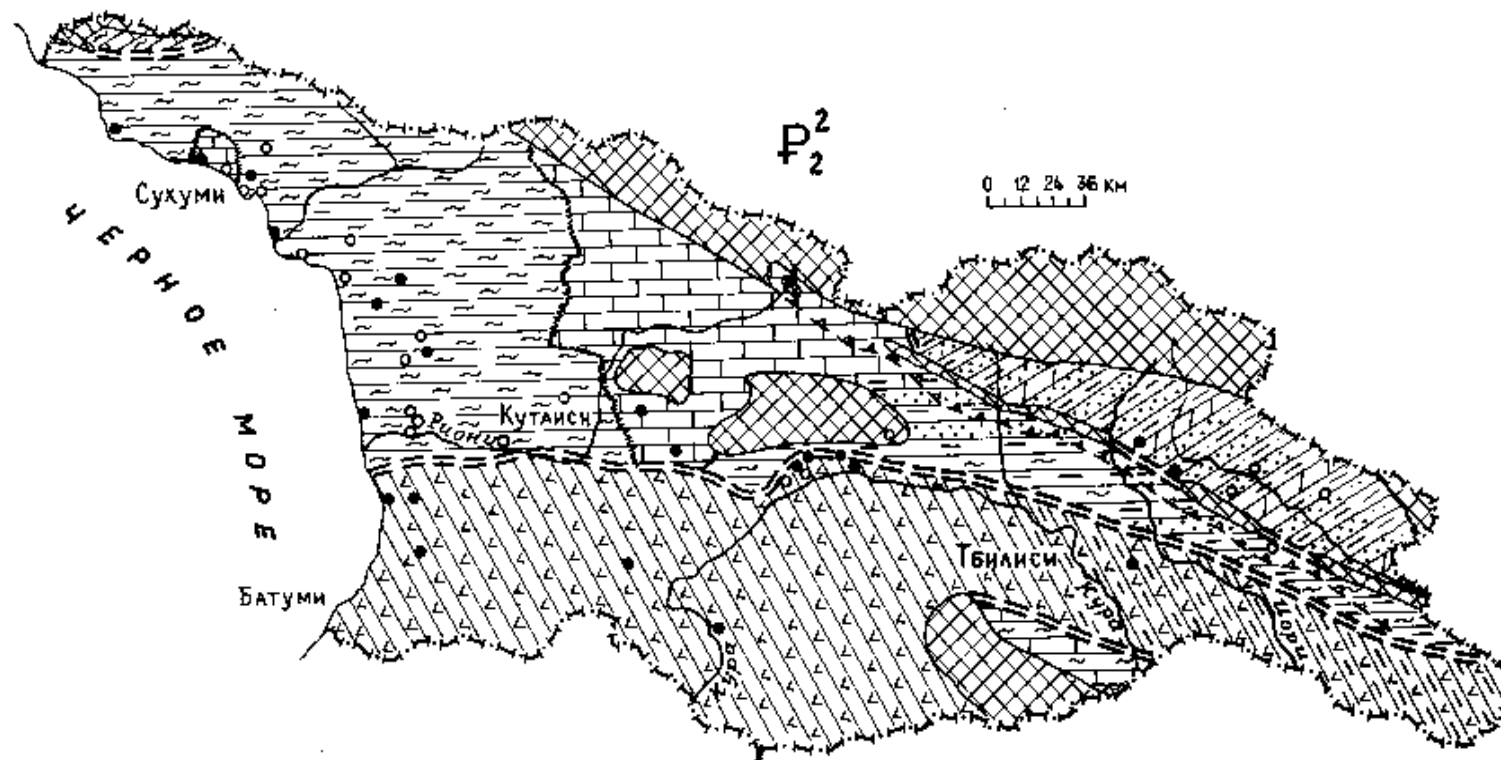


Рис.23. Палеогеографическая и литолого-фациальная карта Грузии для среднего эоцена  
(усл. обозн. см. на рис. 21) Составитель Ф.Д.Майсадзе

зальтов, а к югу от разлома - известково-щелочными пироксеновыми андезитами и дацитами и их пирокластолитами (И.Гамкрелидзе,1976).

Интересно отметить, что данный конседиментационный разлом продолжал существовать и в позднем эоцене.

В восточной части Триалетского хребта наличие подводных поднятий выразилось в неравномерном распределении мощностей пород. Так, например, в районах поднятий вулканические образования были незначительной мощности (сс.Ркони, Земо Цителкалаки и др.), в то время как западне их мощность достигала 2200 м (по линии с.Дре-Тусреби), а восточнее - 1800 м (водораздел рр. Кавтура и Алгети) (Папава,1966).

По характеру вулканизма и петрохимическому составу среднеэоценовых образований М.Б.Лордкипанидзе (1980) в Аджаро-Триалетской зоне выделила западный и восточный сегменты, в которых, наряду с вертикальной зональностью, устанавливается и поперечная.

В западном сегменте, охватывающем западную и центральную части Месхетского хребта, были выделены три комплекса пород, соответствующих трем главным этапам вулканизма среднего эоцена.

*Нижний комплекс* (100-200 м), соответствующий начальной стадии растяжения рифта, в центральной осевой части трога представлен лавами и вулканокластикой толеитовых роговообманковых и оливинных базальтов, в то время как в южной части сегмента совместно с базальтами присутствуют андезитобазальты и андезиты.

*Средний комплекс* (1000 м), соответствующий ослаблению спрединга, в осевой части трога представлен роговообманковыми и оливинными базальтами и в меньшей степени - трахиандезитами. Южнее этой зоны наблюдается резкое возрастание роли пироксеновых делленитов. В целом, для данного комплекса характерно повышение роли вулканокластоцитов и туффитов и появление осадочных пород.

Что же касается *верхнего комплекса* (4000 м), образовавшегося в условиях максимального растяжения рифта, то в нем латеральная зональность выражена наиболее отчетливо. Данный комплекс в центральной зоне представлен низкокалийными, а в северной - высококалийными базальтами, в то время как южная зона характеризуется развитием субщелочных базальтов. Примечательной чертой верхнего комплекса является преимущественное развитие в нем базальтов (85-90 %).

В восточном сегменте, охватывающем восточную часть Месхетского хребта и Триалетский хребет, среднеэоценовые вулканогенные образования представлены низкокалийными базальтами (осевая зона), шошонитами (северная зона) и субщелочными базальтами (южная зона), сохраняя тем самым поперечную зональность (Лордкипанидзе,1980). В этой части Аджаро-Триалети мощность рассматриваемых отложений заметно сокращена и составляет всего 3-3,5 км.

По данным Г.Ш.Надарейшвили (1981), по характеру проявления палеогенового, как и мелового вулканизма, в Аджаро-Триалетской зоне выделяются три поперечных сегмента, соответствующих трем сегментам, выделенным И.П. Гамкрелидзе (1976) по структурным признакам.

Различия между ними проявляются как в характере вулканизма, так и в распределении литофации и в динамике седиментационного процесса. В частности, в западном и восточном сегментах седиментационный процесс в течение палеогена (как и в альбе-позднем мелу) был непрерывным.

В отличие от них, в центральном сегменте палеогеновый цикл осадконакопления протекал с перерывами. Кроме того, здесь в среднеэоценовой вулканогенно-осадочной формации, в отличие от западного сегмента, где преимущественно развиты вулканогенные образования, намечается возрастание роли нормально-осадочной составляющей за счет уменьшения роли пирокластики и лавовых покровов (Надарейшвили, 1981).

Исследование палеогеновых вулканогенных образований Аджаро-Триалетской зоны (Дзоценидзе, Лордкипанидзе, Надарейшвили, Татишвили и др.) показали, что здесь происходили подводно-вулканические извержения центрального типа.

На основании широкого развития массивных лав и лавовых брекчий, грубообломочных туфовых брекчий и типично прижерловых фаций (глыбовые брекчии, агглютинаты) М.Б.Лордкипанидзе (1971) в пределах Аджарии выделила вулканические центры. Распределение этих центров позволило автору установить их миграцию во времени. В частности, на начальном этапе вулканизма наиболее крупные вулканические центры располагались в Юго-Западной (Чарнали) и Юго-Восточной (Саналия) Аджарии. На среднем этапе центры располагались равномерно по всей Южной и Северо-Западной Аджарии и лишь в северо-восточной ее части наблюдалось некоторое ослабление вулканической деятельности. В начале последнего этапа вулканизма на большей части Аджарии этот процесс временно прекращался за исключением юго-западной ее части, где происходило излияние роговообманковых андезитов и частично трахибазальтов и трахиандезитов. Затем вулканизм возобновился на большей части Аджаро-Триалетской зоны, хотя на этом последнем этапе отмечается сокращение общей площади проявления активного вулканизма и происходит смещение центров с запада на восток (Лордкипанидзе, 1971).

В пределах Гурии и Южно-Имеретинского хребта, по данным Г.Ш. Надарейшвили (1968, 1973), древние центры извержения пространственно были связаны с глубинными разломами, ограничивающими с обеих сторон эту территорию. Останцами палеовулканов являются массивы Гурийского хребта - Самеба-Накубарский, Кодори-Насакиральский и Байлетский.

В восточной же части района палеоцентры располагались в междуречье Перета-Кумури, существование которых подтверждается как геологическими фактами (наличие в низах горизонта биотитовых туфов перемытого материала калибазальтов и тефритов), так и петрохимическим характером подушечных лав оливиновых калибазальтов, которые образовались в прибрежных условиях вулканических островов (Надарейшвили, 1968).

Восстанавливая в общих чертах процесс среднеэоценового осадконакопления Аджаро-Триалетской зоны, вырисовывается следующая картина.

В начале среднего эоцена в результате рифтогенеза в западной части рассматриваемой территории происходили интенсивные вулканические подвод-

ные извержения, обусловившие в пределах Аджарии накопление (снизу вверх) *перангской (или ликанской), нагваревской и чидильской свит*. В районе Чахатской антиклинали соответственно отлагались *зекарская, кинтришская и бурнатская свиты*. В северной Месхетии, как и в Боржомском районе, в это время образовались *ликанская, квабисхевская и двирская свиты*. В южной части Месхети вулканизм начался, по-видимому, после осаждения ликанской свиты. Здесь в начале образовалась *уравельская* (синхронная квабисхевской свите), а затем - *борбалойская и аспиндзская свиты* (синхронные двирской свите).

Севернее Месхетского хребта, где находилась наиболее углубленная часть бассейна (рр.Супса, Губазеули, Бахвисцкали, Бжужа) мощность среднеэоценовых образований достигла свыше 6 км (видимая мощность составляет 5-6 км). Здесь приходило осаждение мощной *чидильской свиты*, верхнюю часть которой слагала *бахмаройская, напоцхварская и гурийская подсвиты* (или свиты). В пределах Гурийского хребта и Южноимеретинского предгорья в начале среднего эоцена осаждались маломощные (до 30 м) известняки и псаммитовые туфы, указывающие на то, что эксплозивные извержения носили прерывистый характер и в моменты затишья вулканизма происходило осаждение известняков.

Затем, в период наибольшей активности вулканизма, на рассматриваемом участке отлагались лавовые покровы, туфобрекчии и псаммитовые туфы.

В Южноимеретинском предгорье синхронные образования представлены лавовыми покровами, массивными брекчиями и туфами, максимальная мощность которых составляет 1600-1800 м.

Здесь, как и на северном склоне Месхетского хребта среднеэоценовый цикл вулканизма завершили регрессивные образования горизонта биотитовых туфов.

В пределах Триалетского хребта в рассматриваемый отрезок времени последовательно отлагались нижняя слоистая туфогенная, массивная туфобрекчиевая и верхняя туфогенная свиты.

Восточнее, в Притбилисском районе, в среднеэоценовое время осаждались в основном породы *дабаханской свиты* и лишь на ограниченной территории (в районе Тбилиси и его окрестностей) в конце среднего эоцена образовались "*тбилисские олистостромы*" ("конгломераты запутанного напластования"), о генезисе которых детально было уже сказано, во время характеристики этих олистостромов.

В конце среднего эоцена в результате проявления триалетской (древнепиренейской) фазы складчатости в Аджаро-Триалетской зоне произошли существенные изменения палеогеографического характера.

В первую очередь это выразилось в частичной инверсии рельефа и в регрессии моря, в результате чего центральная часть бассейна, до этого являвшаяся местом интенсивного осадконакопления, превратилась в зону поднятия, разделившего палеогеновый бассейн на северную и южную части. Одновременно с этим, в результате дифференцированных движений, вдоль глубинных разломов (Чохатаурский, Сурамско-Гокишурский) с конца среднего эоцена началось формирование Гурийской депрессии. При общем погружении

этой части Аджаро-Триалети внутри будущей депрессии по меридиану Ланчхути-Озургети происходили конседиментационные поднятия в виде кордильер, разграничивающих депрессию в латеральном направлении на две части (Надарейшвили, 1968).

Трансгрессия охватила большую часть Артинско-Болнисской суши, которая за исключением незначительной ее части (Храмский и Локский кристаллические выступы), покрылась морем, где накапливались мощные (2-2,5 км) вулканогенно-осадочные образования.

Особенно интенсивно вулканизм проявлялся в юго-восточной части (Локско-Карабахская зона), которая, как уже отмечалось, в конце раннего эоцена покрылась морем и стала местом осаждения карбонатно-терригенных эпиконтинентальных осадков.

Вначале происходило извержение агломератовых брекчий и лав базальтового состава, а также псефитовых и псаммитовых туфов андезитового состава (*джавахская свита*), а затем - псаммитовых и алевро-псаммитовых туфов андезито-дацитового и липарито-дацитового состава.

По литолого-структурным признакам в области распространения среднеэоценовых вулканогенных образований нами (Салуквадзе и др., 1985) реконструируется несколько вулканических центров. В частности, центры базальтовых извержений предполагаются в ущ. р.Карасу и в окр. гор.Шиндляр, где нижняя, базальная часть джавахской свиты сложена массивными агломератовыми брекчиями прижерловой фации. Андезитовые центры намечаются в окр. с.Сакире, где обнажены агломератовые брекчии верхней части джавахской свиты, содержащие глыбы диаметром до 1-1,5 м. Агломераты по простиранию сменяются псефитовыми туфами. Кроме того, еще один вулканический центр, вернее останец вулканической жерловины реконструируется по дороге Тбилиси-Степанаван, между сс.Сакире и Муганло. Здесь останец жерловины составляет 50 м дацитовой дайки, секущий агломератовые брекчии аналогичного состава. Жерловина располагается в псаммитовых и алевро-псаммитовых дацитовых туфах.

Эти вулканогенные образования имеют известково-щелочной состав, характерный для островодужных серий.

Восточнее полосы Храмско-Локской суши, где ныне среднеэоценовые отложения отсутствуют, в рассматриваемое время, по-видимому, существовало эпиконтинентальное море, в котором осаждались известняки и мергели. Такое допущение основывается, с одной стороны, на факте присутствия обломков среднеэоценовых нуммулитовых известняков в составе верхнеэоценовых “асуретских конгломератов”, с другой - на данных бурения, добытых недалеко от рассматриваемой территории, в пределах Азербайджана (скв. Дамиртапа- 1,2, Саждаг - 3,4 и др.) где синхронные отложения наряду с глинами, алевролитами и туфопесчаниками, представлены также эпиконтинентальными карбонатными породами в виде мергелей и известняков (А.Али-заде и др.,1996, Геология Азербайджана,1997).

**В позднем эоцене** (рис.24) в результате триалетской (древнепиренейской) и собственно пиренейской (новопиренейской) фаз складчатости в

рассматриваемом регионе и во всей Альпийской складчатой системе, произошли существенные изменения палеогеографического и фациального характера.

Триалетская фаза, проявившаяся на рубеже среднего и позднего эоцена, на рассматриваемой территории выразилась по-разному и с неодинаковой силой. Если в Аджаро-Триалетской зоне она вызвала заметные палеогеографические перестройки и значительное прекращение вулканической деятельности, то в областях развития флишевого и субплатформенного бассейнов, триалетская фаза проявилась не столь значительно.

Основные же изменения связаны с новопиренейской фазой складчатости, проявление которой началось со второй половины позднего эоцена и продолжалось до конца этого века.

Для флишевых и субплатформенного бассейнов, где в течение позднего эоцена менялся характер тектонических и фациальных условий, история геологического развития будет рассмотрена отдельно для первой и второй половин позднего эоцена.

**В первой половине** в Западном флишевом бассейне, по видимому, продолжалось осадконакопление флишеидных образований, хотя достоверных данных, подтверждающих это допущение, пока нет. Наше предположение о возможном осадконакоплении основывается на наличии немых отложений (пелитолиты и мергели с прослоями аркозово-кварцевых песчаников), расположенных непосредственно над фаунистически датированными породами среднего эоцена и являющимися скорее всего низами верхнего эоцена (р.Пшица), а также на том факте, что в Новороссийском флишевом бассейне в это время происходило осаждение флишевых образований *навагинской свиты*.

В Восточном флишевом бассейне продолжалось непрерывное осадконакопление, причем в начале здесь осаждался алевролитовый флиш (нижняя часть ильдоканской свиты). В бассейне существовала восстановительная морская среда, на что указывают битумы и остатки органического вещества, содержащихся в породах ильдоканской свиты.

В той части эпиконтинентального бассейна, которая располагалась к югу от Восточного флишевого бассейна и отделялась от него Рачинско-Вандамской кордильерной зоной, в результате позднеэоценовой трансгрессии наблюдается частичное расширение области седиментации и трансгрессивное налегание осадков на породы Гагрско-Джавской зоны. Здесь, в диссальном направлении намечается определенная фациальная зональность.

В южной части бассейна, в начале позднего эоцена, осаждались карбонатные песчаники и пелитолиты, в то время, как в северной части, в непосредственной близости к флишевому бассейну отлагались пелитолиты, алевролиты и песчаники, характеризующиеся некоторыми признаками флишевой седиментации (иероглифы, ритмичность). Это обстоятельство было обусловлено, по видимому, той связью, которая существовала между флишевым и эпиконтинентальными бассейнами с помощью небольших проливов, существовавших в самой Рачинско-Вандамской кордильерной зоне.

В остальной части эпиконтинентального бассейна в начале позднего эоцена, как и на большей части Кавказа и Крыма, установилась восстановительная среда седиментации, где в условиях сероводородного заражения морской среды начали отлагаться лиролеписовые мергели (*эгрисская свита*).

Как уже отмечалось, возраст лиролеписовых мергелей одними исследователями принимается за верхи среднего эоцена, другими - за низы верхнего эоцена или же охватывают то и другое.

В результате триалетской фазы, по всей вероятности, произошло замыкание Крымско-Кавказского бассейна и ослабление его связи с океаном.

В начале позднего эоцена, в рассматриваемом регионе, в условиях эпиконтинентального моря продолжалась карбонатная седиментация, при которой началась частичная стагнация морской среды, вызвавшая ее сероводородное заражение. Возможно, этот процесс стагнации на отдельных участках бассейна (Гурийский хребет, Южноимеретинское предгорье) начал проявляться с конца среднего эоцена.

Как известно, в водах, лишенных кислорода, растворяется карбонат и осаждаются терригенные отложения. Однако в рассматриваемом бассейне в начале позднего эоцена процесс стагнации не был столь существенным, что и обусловило здесь осаждение мергелей. Зато отчетливо наблюдаются признаки застоя морской среды. В условиях сероводородного заражения и нарушенного газообмена могут существовать лишь планктонные и активно плавающие организмы. Донная фауна в таких случаях отсутствует, однако она могла существовать в мелководных участках бассейна, которые находились выше верхней границы сероводородного заражения. В существующих условиях, при высокой плотности фауны (в таксономическом отношении она была однообразна), широким развитием пользовались лишь активно плавающие организмы.

Следует предполагать, что накопление значительной массы органического вещества в осадке (поступавшего вследствие разложения опускавшихся на дно отмерших рыб) в условиях восстановительной среды обусловило также образование сингенетического пирита. Замедленное разложение органического вещества в водах, зараженных сероводородом, явилось причиной темной (до черного) окраски лиролеписовых мергелей.

Условия и механизм сероводородного заражения бассейна более детально будет рассмотрен при освещении геологической истории олигоценового времени, когда этот процесс проявился сильнее и в больших масштабах.

Вскоре, после осаждения лиролеписовых мергелей, полностью возобновилась связь бассейна с открытым морем и установились нормальные условия осадконакопления. Начали формироваться *кдианская* (восточное окончание Адлерской депрессии) и *аргветская* (в большей части бассейна) *свиты*.

В междуречье Риони и Лиахви в это время осаждались аркозово-кварцевые карбонатные песчаники и мергели.

На общем фоне непрерывного осадконакопления в прибрежных частях бассейна и на островах внутри бассейна, в начале позднего эоцена происходило трансгрессивное залегание рассматриваемых отложений на более древних поро-



дах (гг.Цаиши, Зугдиди, Сханарская синклиналь, северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали).

**Вторая половина позднего эоцена** ознаменовалась началом проявления новопиренейской фазы складчатости, достигшей своего максимума в период образования “горизонта с включениями” мацестинской свиты и олистостромов южного склона Большого Кавказа. Здесь в это время происходило замыкание Западного, а затем (в конце позднего эоцена) и Восточного флишевого бассейнов.

Территория Западного флишевого осадконакопления (верховья рр.Псоу и Бзыбь) со второй половины позднего эоцена превращается в область размыва и вместе с сушией Ахцу-Кацирха становится частью Западного Большекавказского острова.

В морфологическом отношении данный остров с юга на север постепенно воздымался. Тектонические движения способствовали усилению расчленения его рельефа. Как предполагает В.А.Гроссгейм (1960), этот рельеф в некоторых частях являлся среднегорным и даже высокогорным. К такому выводу автор приходит в результате анализа спорово-пыльцевых комплексов олигоценовой эпохи.

Основная часть отмеченного выше острова была образована терригенными, карбонатными и вулканогенными породами мезозоя и лишь на Главном Кавказском хребте обнажались кристаллические и метаморфические породы палеозоя.

Состав тяжелых минералов (циркон, гранат, турмалин, рутил и др.) палеоцен-среднеэоценовых отложений Абхазской зоны указывает на то, что в это время размывались породы кристаллического ядра Большого Кавказа, продукты которого (в виде сравнительно небольших обломков тяжелых минералов) доставлялись в основном в флишевый бассейн. Во второй же половине позднего эоцена, когда обнажились, вероятно, все более глубокие горизонты кристаллического ядра, размывались и доставлялись в эпиконтинентальный бассейн крупные зерна тяжелых минералов (Майсадзе,1987). Заслуживает внимания присутствие в породах верхней части палеогена (мацестинская и хостинская свиты) ставролита, который должен указывать на обнаженность и размыв палеозойской лаштракской свиты (лабинская серия), содержащей в значительном количестве этот минерал (Кекелия,1966; Чхотуа,1971).

Что же касается Восточного флишевого бассейна, то он продолжает существовать. Однако в результате новопиренейской фазы произошло заметное сокращение площади седиментации и перемещение оси максимального прогибания бассейна к югу.

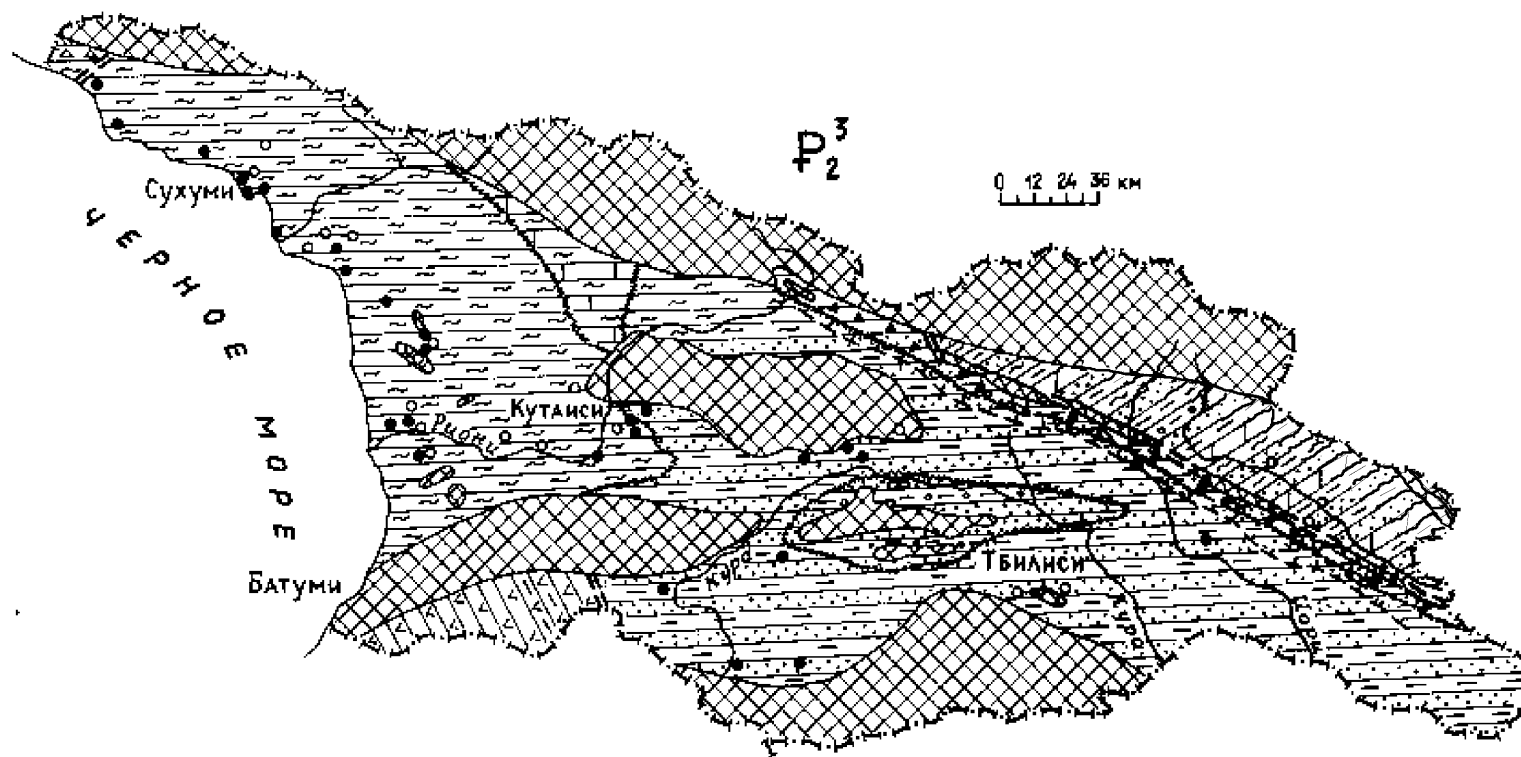


Рис.24. Палеогеографическая и литолого-фациальная карта Грузии для  
 позднего эоцена  
 (усл. обозн. см. на рис. 21) Составитель Ф.Д.Майсадзе

Со второй половины позднего эоцена здесь наблюдается привнос в значительном количестве терригенного материала и формирование регрессивной верхней части *ильдоканской свиты*.

В дистальном направлении во флишевом бассейне довольно ярко была выражена фациальная зональность. Турбидитные осадки, поступающие с юга, с Рачинско-Вандамской кордильерной зоны, в южной части бассейна преобладали над фоновыми (пелагическими) отложениями, что обусловило накопление алевролитово-песчаникового флиша с приесью карбонатного материала. В отдельные промежутки времени осаждался и грубый флиш в виде горизонтов конгломерат-брекчии (рр. Алеура, Меджуда).

В это же время в северной части бассейна формировались карбонатные пелагические и гемипелагические отложения (мергели, известняки). Турбидиты, как показали наши исследования, поступали сюда в ограниченном количестве, в результате чего синхронные образования ильдоканской свиты здесь имели флишеидный характер.

Исходя из сказанного выше, можно заключить, что основная часть терригенного и обломочного материала во флишевый бассейн поступала с юга, с Рачинско-Вандамской кордильерной зоны. Следует отметить, что допущение области размыва южнее флишевого бассейна впервые было отмечено Н.Б. Васоевичем (1931) для мелового периода. Можно предположить, что внутри бассейна существовали небольшие области размыва (возможно, подводные поднятия), которые в период наибольшей тектонической активности снабжали флишевый бассейн обломочным материалом и обусловили там накопление горизонтов грубого флиша.

В отдельные моменты фоновое пелагическое осадконакопление (как в среднем эоцене) происходило осаждение прослоев доломита. Присутствие в них анкерита в пределах от 11 до 37 % (Майсадзе, Ахвледиани, 1990) может служить свидетельством лагунно-заливных условий осадконакопления при смешении пресных и морских вод (Лидер, 1986).

Как видим, на определенных участках флишевого бассейна в условиях аридного и семиаридного климата моментами возникали лагунно-заливные условия, обусловившие в процессе диагенеза образование доломитов.

В эпиконтинентальном бассейне новоиренейская фаза наиболее ярко проявилась в северо-западной части (восточное окончание Адлерской депрессии), где со второй половины позднего эоцена происходит интенсивное погружение дна бассейна и формирование предгорного прогиба, в котором начинают накапливаться молассоидные образования *мацестинской свиты*. Литологический характер и большая мощность последней по сравнению с нижележащими отложениями (кхдианская и эгрисская свиты), определенно указывают на ее регрессивный характер. Фаунистическая охарактеризованность и точный возраст горизонтов, слагающих мацестинскую свиту, являющуюся синороженным образованием, дают полное представление о характере и времени проявления новоиренейской складчатости (Майсадзе, 1984).

Антиклинальные структуры рассматриваемой зоны, вероятно, уже были сформированы в виде кордильер и, возможно, представляли собой локальные

области размыва. К таким структурам, по-видимому, относились Клдианская антиклиналь и часть Ахштырской антиклинали. Эти кордильеры были сложены в основном палеоцен-эоценовыми и, частично, меловыми образованиями. Последние представляли собой самые древние породы, обнажавшиеся в центральных частях упомянутых структур. Существовали, вероятно, и другие острова-кордильеры, являющиеся областями кратковременного размыва. Денудацией Клдианского острова, например, можно объяснить наличие линзы конгломерата в подошве мацестинской свиты в южном крыле Ачмардской синклинали.

Вслед за накоплением нижнего горизонта мацестинской свиты, началось отложение песчаных мергелей и карбонатных глин с редкими прослоями аркозово-кварцевых песчаников и песчаных известняков, представляющих собой основную массу “горизонта с включениями”. Проявившиеся в то время землетрясения, связанные с тектоническими движениями, вызвали подводные оползни и обусловили образование олистостромов (горизонта с включениями), в которых олистолиты частично поступали с суши, непосредственно ограничивающей бассейн, а частично - с кордильер. Об этом свидетельствует наличие крупных олистолитов лиролеписовых мергелей по всей площади развития олистостромов. В образовании рассматриваемого горизонта определенную роль сыграли также рельеф дна бассейна и характер осадков, участвующих в его строении. В частности, лиролеписовые мергели (олистолиты которых преобладают) легко поддаются переотложению. Нередко они присутствуют и в олигоценовых подводных оползневых образованиях Северного Кавказа (Вассоевич, Коротков, 1935).

Надо предполагать, что южнее Клдианской антиклинали, в результате пологого очертания рельефа дна бассейна и слабого проявления здесь землетрясений, образование олистостромов не происходило.

После накопления олистостромов новопиренейская фаза тектогенеза начинает убывать и в тектоническом отношении устанавливаются более устойчивые условия. Регрессия моря продолжалась, и вслед за олистостромами отлагались карбонатные глины, мергели и песчаники. В дальнейшем привнос в бассейн песчаного материала постепенно увеличивался и начали в основном осаждаться мелкозернистые аркозово-кварцевые песчаники верхней части мацестинской свиты.

В остальной части эпиконтинентального бассейна новопиренейская фаза тектогенеза проявилась с неодинаковой интенсивностью. В связи с расширением Большекавказских островов произошло сужение пролива, соединяющего Северокавказский бассейн с Южнокавказским (с Закавказским), а также увеличение Ткибульско-Сачхерской суши, которая в результате среднеэоценовой трансгрессии частично была покрыта морем.

В большей части рассматриваемого бассейна, где происходило накопление карбонатных отложений, в результате новопиренейской фазы отдельные подводные поднятия, существовавшие с конца позднего мела, претерпели частичное воздымание и превратились в небольшие острова или же стали участками с “нулевой седиментацией”. К таким островам относились Уртинская, Экская, Сатанджойская и Цхемискарская антиклинали, а также

районы сс.Лаилаши, Усахело, Гвириши и др. Из подводных поднятий следует выделить Гагрское поднятие, которое контролировало распределение терригенного материала между недавно образовавшимся предгорным прогибом (восточное окончание Адлерской депрессии) и эпиконтинентальным морем с терригенно-карбонатным режимом осадконакопления (Гудаутская депрессия).

В большей части эпиконтинентального бассейна в это время продолжалось осаднение верхних фораминиферовых мергелей (*аргветская свита*). Лишь в западной части Рачинско-Лечхумской синклинали, западнее Чхутели-Накуралешского меридиана, к концу позднего эоцена, в относительно мелководных условиях формировались песчаные глауконитовые известняки с прослоями глауконитовых песчаников и мергелей, слагающих *агвский горизонт*.

Во второй половине позднего эоцена, по-видимому, более интенсивному размыву подверглась Ткибульско-Сачхерская суша, особенно ее южная часть, где, как показывают данные бурения, в это время осаждались песчаники и глины (скв.Агара-5).

Наиболее интенсивно новопиренейская фаза проявилась в полосе развития Рачинско-Вандамской кордильерной зоны. Здесь, когда данная фаза достигла своего максимума, начали образовываться *олистостромы*, имевшие в латеральном направлении прерывистое развитие. Состав рассматриваемых образований и механизм их формирования показывает, что на южном склоне Большого Кавказа они образовались синхронно, в одинаковых палеогеографических и тектонических условиях.

Касаясь вопроса о механизме формирования олистостромов, впервые очередь хотелось бы отметить, что мы разделяем мнение о связи с пиренейской фазой начала покрово- и олистострообразования на южном склоне Большого Кавказа (Леонов,1972; П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе,1977). По нашему мнению, вдоль фронтальной линии надвига происходило интенсивное разрушение Рачинско-Вандамской кордильерной зоны и перемещение дезинтегрируемого материала в южном направлении, в сторону эпиконтинентального бассейна. В это время вокруг кордильер начали накапливаться олистостромы. Кордильерная зона, сложенная в основном мезозойскими отложениями, поставляла в бассейн, в основном, верхнеюрские рифовые известняки и вулканогенные породы байосской порфиритовой серии. В восточной части кордильерной зоны наряду с мезозойскими отложениями на дневную поверхность выходили и кристаллические породы доюрского фундамента, перемытый материал которых присутствует в составе олистостромов.

Учитывая масштабы развития и механизм формирования верхнеэоценовых олистостромов в пределах Альпийской складчатой системы, эти образования, используя современную терминологию (Эйнзеле, Зейлахар,1985), наряду с темпеститами и турбидитами, следует отнести к *“событийным отложениям”*.

В проливах, существующих между кордильерами Рачинско-Вандамской зоны, куда обломочный материал поступал в ограниченном количестве и меньших размеров, в период олистострообразования осаждались конгломераты,

гравелиты, песчаники и пелитолиты, которые в латеральном направлении фациально замещались олистостромами.

После накопления олистостромов пиренейская фаза складчатости угасает, устанавливаются сравнительно нормальные условия седиментации и осаждаются верхняя часть мацестинской свиты (на западе) и следующие над олистостромами нормально-осадочные отложения с включениями. Последние большей частью перекрыты надвинутыми флишевыми отложениями и ныне сохранились лишь в отдельных разрезах (р. Алеура и др.).

Что же касается Аджаро-Триалетского бассейна, то здесь позднеэоценовое время ознаменовалось прекращением рифтогенеза и началом режима сжатия и дифференцированных движений (И. Гамкрелидзе, 1976), что в свою очередь привело к резкому ослаблению вулканизма в большей его части.

Трансгрессия, имевшая место в начале позднего эоцена, хотя и покрыла водой значительные части суши, образовывавшиеся в конце среднего эоцена, однако размеры позднеэоценового рифтового бассейна заметно уступали среднеэоценовым, особенно в западной его части.

Надо предполагать, что центральная часть западного сегмента рассматриваемого бассейна в результате дифференцированных движений с начала позднего эоцена превратилась в сушу, разделившую рифтовый бассейн на две части. На юге осадконакопление продолжалось в Аджарии и Ахалцихской депрессии, а на севере - в Гурийской депрессии и вдоль северной периферии Аджаро-Триалетской зоны.

В пределах Гурийской депрессии в это время продолжали существовать несколько участков размыва, которые разделяли депрессию в латеральном направлении на две части, где отлагались лиролеписовые и фораминиферовые мергели. Вулканизм в это время почти прекратился, однако спорадические его проявления имели место в течение всего позднего эоцена (Надарейшвили, 1966).

Примечательно, что в Гурийской депрессии трансгрессивное залегание верхнего эоцена наблюдается в основном в тех местах, где развиты породы горизонта биотитовых туфов.

Фациальный анализ верхнеэоценовых (как и олигоценовых) образований показывает, что вокруг "гурийских массивов" мощность рассматриваемых отложений, по сравнению с остальной частью Гурийской депрессии, резко сокращена и в них часто наблюдается перемытый материал среднеэоценовых пород, слагающих данные массивы.

В южной части Гурийской депрессии в начале рассматриваемого времени осаждались вулканогенно-терригенные породы *зенобанской свиты*, а также - мергели с прослоями песчаников *басилетской свиты*.

В пределах Южной Аджарии и Ахалцихской депрессии в позднем эоцене осаждались две фации: вулканогенно-осадочная и карбонатно-терригенная. Их фациальное замещение происходило приблизительно вдоль линии Адигенского меридиана, западнее которого в начале отлагались вулканогенные и нормально-осадочные образования адигенской свиты. Вулканическая часть в ней представлена грубообломочными и массивными субщелочными базальтами, трахиандезитами, делленитами и роговообманковыми андезитами. После образования

адигенской свиты, здесь, по мнению ряда исследователей (Адамия и др., 1974), в результате вулканизма начали осаждаться исключительно массивные грубо-обломочные породы *нададигенской свиты*, по составу схожие с вулканитами адигенской свиты. Их накопление, по всей вероятности, происходило в мелко-водно-островной обстановке, на что указывает наличие в нададигенской свите шлаков и аглютинатов, а также присутствие растительного детрита и остатков наземных позвоночных (И.Гамкрелидзе и др., 1985).

Восточнее Адигенского меридиана, как уже отмечалось, в это время происходило осаждение лишь нормально-осадочных отложений в виде карбонатных песчаников, туфопесчаников и глин.

В центральной части Ахалцихской депрессии образовавшаяся в конце среднего эоцена суша продолжала существовать и в начале позднего эоцена. Затем, в результате трансгрессии данная суша покрылась морем и превратилась в подводное поднятие, где во второй половине позднего эоцена осаждались вулканогенно-осадочные образования мощн. 112-220 м. Западнее и восточнее подводного поднятия, в более глубоководных частях бассейна в это время происходило накопление мощной (2000 м) *нададигенской свиты*.

В пределах северного борта Ахалцихской депрессии осадконакопление продолжалось в течение всего позднего эоцена. Южный же борт, который в начале рассматриваемого времени представлял собой сушу, трансгрессией покрылся во второй половине позднего эоцена. В отдельных местах (с. Борбало), как показывают микрофаунистические данные (М. Качарава, 1977), осадконакопление началось лишь в конце позднего эоцена.

В распределении вулканических фаций заметную роль, по-видимому, продолжал играть конседиментационный разлом, существовавший вдоль Аджарисцкальской синклинали.

Севернее данного разлома, в первой половине рассматриваемого времени, отлагались андезиты, деллениты и базальты (горджомская и махунцетская фации), слагающие *адигенскую свиту*. Южнее же разлома в это время происходило излияние лав, лавовых брекчий и пироксеновых базальтов (*тбетская фация*).

Восточная часть Аджаро-Триалетского бассейна в позднем эоцене в основном сохранила свои прежние границы. Лишь внутри бассейна вновь обнажилась Триалетская кордильера, которая разделяла бассейн на две части и поставляла туда терригенный материал. Севернее кордильеры в первой половине позднего эоцена отлагались лиролеписовые мергели с отдельными прослоями туфов (*эгрисская свита*), в то время как южнее кордильеры осаждались битуминозные глины с прослоями граувакковых песчаников.

Во второй половине происходит регрессия моря. На северной периферии Триалетского хребта вместо лиролеписовых мергелей начинают отлагаться грубозернистые кварц-аркозовые песчаники и глины с прослоями конгломератов.

Аркозовый материал для этой части бассейна, видимо, доставлялся с Дзиркульской суши, являвшейся южной частью Ткибульско-Сачхерского острова.

В Притбилисском районе в позднем эоцене происходило непрерывное осадконакопление. В начале осаждались битуминозные карбонатные глины с прослоями песчаников (*навтлугская свита*), а затем чередующиеся между собой песчаники и глины с прослоями мергелей (*нуммулитовая свита*). Для последних терригенный материал поступал с запада, из-за пределов рассматриваемого участка. Фациальную зональность здесь, по-видимому, контролировало Амлеви-Телетское поднятие (подводное), к югу от которого осаждались глинисто-мергелистые породы (Девдариани, 1971).

На отдельных участках Притбилисского района во второй половине позднего эоцена осаждались исключительно конгломераты, являющиеся синхронными образованиями нуммулитовой свиты (западнее с.Окрокана, по дороге Коджори-Кикети и др.).

Новопиренейская фаза тектогенеза в Аджаро-Триалетской зоне хотя проявилась слабее чем триалетская, все-таки вызвала заметные изменения в палеогеографии рассматриваемой территории, особенно ее западной части.

В пределах Артинско-Болнисской зоны в позднем эоцене осадконакопление имело место в северной ее части, в полосе Шавсакдари-Цинцаро, где в это время осаждались аналогичные асуретским конгломератам образования, которые западнее с.Гоубани фациально полностью замещаются нуммулитовой свитой.

Источником сноса обломочного материала для этих конгломератов, видимо, являлась Асуретская суша, образовавшаяся в результате триалетской фазы складчатости. В начале позднего эоцена в результате трансгрессии данная суша покрылась морем, однако определенная ее часть осталась над уровнем моря и размывалась, о чем свидетельствуют конгломераты мощн. 15 м в основании верхнего эоцена (с.с.Цинцаро, Шавсакдари).

Во второй половине позднего эоцена, в результате проявления новопиренейской складчатости, часть подводных поднятий начала воздыматься, а существовавшие участки суши расширились и стали объектами интенсивного размыва, в том числе и Асуретская суша, которая наряду с обломками псефитовых размеров поставляла в бассейн и отдельные глыбы известняков и мергелей.

После окончания пиренейской эпохи тектогенеза, ознаменовавшейся началом раннеорогенного этапа на рассматриваемой территории, как и на Кавказе в целом, сформировались основные морфоструктурные элементы, которые в результате последующих этапов развития во многом предопределили характер и облик современного геологического строения рассматриваемого региона.

**В олигоцене** (рис. 25), наряду с палеогеографическими изменениями, произошли коренные перестройки в характере условий осадконакопления.

На большей части рассматриваемой территории (как и в Кавказско-Крымском регионе) установились своеобразные условия седиментации, обусловившие накопление отложений майкопской серии.

Касаясь вопроса палеогеографической обстановки в олигоцене, следует отметить ряд работ, в которых Главный Кавказский хребет рассматривается как область седиментации (Мирчик, Шурыгин, 1972; Жижченко, 1974; Онищенко, 1974; Копп, Щерба, 1985 и др.). Не вдаваясь в подробности тех суждений, кото-



рые приводятся в этих работах, отметим лишь, что по нашему мнению, спорные выводы ряда авторов обусловлены как своеобразной интерпретацией фактического материала, так и частичным его отсутствием. Так например, по данным Б.А.Онищенко (1974), в Предкавказье и Закавказье (Южный Кавказ) повсеместно допускается трансгрессивное залегание нижнего олигоцена на подстилающих отложениях. Неправомерность такого заключения убедительно доказана на примере Предкавказья в работе А.С.Столярова и Е.О.Ивлевой (1989). Литологические и минералогические исследования хостинской свиты однозначно указывают также на наличие области размыва в пределах Главного хребта (Западно-Большекавказская суша) в олигоценное время (Майсадзе, 1987).

По мнению М.Л.Коппа и И.Г.Щерба (1985), наряду с отрицанием области суши в пределах современного Восточного Кавказского хребта (Восточно-Большекавказская суша) допускается, что эта часть в рассматриваемое время принадлежала зоне наибольшего глубоководья. В пределах современного Большого Кавказа допускаются также подводные денудации, имеющие здесь, по мнению авторов, широкое развитие.

Из исследований майкопской серии следует выделить работы С.Г.Саркисяна, Г.А.Шаповалова (1952); А.Г.Лалиева, (1964) и др., в которых существование Большекавказской суши в олигоцене не должно вызывать сомнения. Другое дело выяснить ее строение и установить какую роль она играла в снабжении олигоценного бассейна терригенным материалом.

В нашем понимании, как уже было сказано, на месте Главного хребта в течение всего палеогена существовали две области размыва, разделенные проливом, который соединял Северокавказский и Южнокавказский морские бассейны. В строении Западной Большекавказской суши, наряду с мезозойскими отложениями, принимали участие и кристаллические породы палеозоя. Она являлась основным поставщиком терригенного материала для южного предгорного прогиба Адлерской депрессии. Что же касается Восточной Большекавказской суши, то она в основном была сложена мезозойскими образованиями и слабо размывалась.

По данным А.Г.Лалиева (1964) в олигоцене допускается существование суши в пределах современного Черного моря в пределах Абхазии. Такое допущение основывается на данных по Моквинской опорной скважине, где в разрезе майкопской серии встречаются пески, песчаники, а иногда и конгломераты, которые в северной предгорной полосе отсутствуют. Однако исследованиями литофаций и мощностей майкопской серии в пределах Абхазии и Самегрело была доказана неправомерность допущения “участия в составе майкопской серии Южной Абхазии продуктов размыва суши (Черноморской глыбы)” (Вахания, 1981).

К началу олигоцена прекратил свое существование Восточный флишевый бассейн, став частью Восточно-Большекавказского острова. В результате поднятия флишевого трога, по всей вероятности, произошла ингрессия. Море перекрыло Рачинско-Вандамскую кордильерную зону, где с олигоцена начали отлагаться песчаники и пелитолиты майкопского типа, слагающие *свиту кинта*.

В эпиконтинентальном бассейне, за исключением его северно-западной части (восточное окончание Адлерской депрессии) установились своеобразные фациальные условия, о которых более подробно еще будет сказано. В предгорном прогибе восточного окончания Адлерской депрессии, в олигоцене продолжалось погружение и привнос песчаного материала, обусловившего там осаждение аркозово-кварцевых и граувакково-кварцевых песчаников с прослоями пелитолитов и мергелей *сочинской свиты*. Вслед за ними начали отлагаться отложения *хостинской свиты* (до 1000 м), представленные песчаными глинами с прослоями песчаников.

На рассматриваемом участке бассейна, где со второй половины позднего эоцена в условиях предгорного прогиба осаждались мощные молассоидные образования, происходило постепенное смещение оси максимального прогибания бассейна в южном направлении.

На остальной же части эпиконтинентального бассейна с началом олигоцена связана трансгрессия моря, которая проявилась в основном в прибрежных частях бассейна и вокруг антиклинальных поднятий, расположенных внутри бассейна. Такую картину можно наблюдать в районах Уртинской, Экской, Сатанджойской антиклиналей, а также сс.Чквиши, Жошхва, Баджи, Тола, Шкмери и др. Здесь хадумские слои трансгрессивно залегают на разных горизонтах более древних пород.

В результате трансгрессии в центральной части Ткибульско-Сачхерской суши образовался полузамкнутый бассейн, где в начале отлагались песчаники подрудного горизонта Чиатурского марганцевого месторождения. В юго-западной части бассейна, в непосредственной близости от размываемой суши этот горизонт уже представлен конгломератами. В результате выклинивания подрудного горизонта, в западной части пролива рудный горизонт непосредственно залегают на верхнемеловых известняках (Страхов, Штеренберг, 1965).

Позднее стал формироваться рудный горизонт, представленный кремнисто-цеолитовыми туфами и туффитами. Мощность этого горизонта, как и подрудного, возрастает с запада на восток, однако в этом же направлении наблюдается постепенное замещение окислов марганцевой руды карбонатными рудами (Дзоценидзе, 1965).

Перекрывается рудный горизонт глинистыми и спонголитовыми песчаниками, постепенно замещающимися в восточном направлении глинами.

Аналогичное фациальное замещение силицитов (спонголиты, спонголитовые песчаники, опоки) происходит западнее Ткибульско-Сачхерской суши, в восточной Самегрело.

Не касаясь противоречивых мнений о происхождении марганцевых руд Чиатурского месторождения (Дзоценидзе, 1965; Страхов, Штеренберг, 1965; Мстиславский и др., 1984; Штеренберг, 1988; Кулешов, Домбровская, 1997 и др.), отметим лишь, что одним из решающих факторов, предопределивших образование Чиатурского месторождения, являлась палеогеографическая обстановка - полузамкнутый бассейн, способствующий концентрации марганца на малой площади.

В большей части эпиконтинентального бассейна в начале олигоцена происходило дальнейшее прогибание депрессионных частей и образование некомпенсированных прогибов, где продолжалось непрерывное осадконакопление (Гудаутская и Очамчирская депрессии, междуречье Куры и Иори и др.).

По геофизическим данным (методом преломления волн) выясняется, что в начале олигоцена южная периферия Грузинской глыбы и Среднекуринского прогиба вместе с северными подзонами Аджаро-Триалетской, Болнисской и Локско-Карабахской зон, опускались интенсивнее, чем северная периферия Грузинской глыбы. В результате, мощность олигоцен-нижнемиоценовых отложений на южном борту в 1,5-2 раза больше (Н.Гамкрелидзе и др., 1988).

В условиях нормальной солености моря в это время начала накапливаться *хадумская свита*, представленная карбонатными глинами с прослоями песчаников и мергелей. В это время в бассейне существовали нормальные фациальные условия седиментации, о чем свидетельствует присутствие в этих отложениях представителей фауны (ихтиофауна, фораминиферы).

На отдельных участках бассейна (р.Гумиста) обитала своеобразная ихтиофауна в виде светящихся рыб. Как установлено, родственные им современные виды обитают в морях с нормальной соленостью на глубине не менее 1000 м (Столяров, 1961). Эти рыбы снабжены органами свечения - фотофорами, появившимися в результате отсутствия дневного света на значительных глубинах.

Исходя из особенностей майкопского моря, нам представляется, что аналогичные условия морской среды в начале олигоцена могли возникнуть и на меньших глубинах (400-500 м). В том районе, где обнаружена эта своеобразная ихтиофауна, глубина не должна была быть большой. Такое предположение основывается на ряде соображений.

Как известно, в течение палеоцен-эоцена в рассматриваемом районе, как и в большей части эпиконтинентального бассейна, существовали карбонатные условия седиментации, в которых обитали мелководные организмы (крупные фораминиферы и др.). Хотя с олигоцена наблюдается тенденция к углублению отдельных участков бассейна и образование депрессионных его частей, однако это происходит постепенно, без резких фациальных изменений. Исходя из этого, нам представляется, что в начале олигоцена во время осаднения хадумской свиты, эти участки бассейна вряд ли могли погрузиться до значительных глубин (1000 м и более). Появление там светящихся рыб, по-видимому, было обусловлено поступлением значительных масс пелитового вещества, вызвавших поднятие нижнего уровня фотического слоя морской воды, что и предопределило появление на сравнительно небольших глубинах этих рыб.

В конце раннего олигоцена (с соленовского века) наблюдается заражение морской среды сероводородом и формирование отложений типично *майкопской фации*.

В условиях восстановительной среды седиментации в бассейне осаждались некарбонатные глины с редкими прослоями песчаников. Последние более заметными становились восточнее Ткибульско-Сачхерской суши, где они местами составляли чередование с глинами. В морской среде, в которой произошло опреснение, обитали лишь ихтиофауна и планктон. На отдельных участках

бассейна, в частности, на территории Рачинско-Лечхумской синклинали (Сарцкела, Агви, Гвириши и др.) в хадумском море осаждались глауконитовые песчаники и глауконитовые мергели, в которых глауконит содержится в значительном количестве.

Фациальный характер однообразной по литологическому составу майкопской серии указывает на накопление ее в плохо аэрируемой среде, ниже нормального базиса действия волн, в условиях стагнации, когда происходит частичное или полное сероводородное заражение морского бассейна.

Схожие фациальные условия нами уже описывались для начала позднего эоцена (во время отложения лиролеписовых мергелей). Если тогда сероводородное заражение бассейна сравнительно быстро сменилось нормальными условиями седиментации, то в рассматриваемом случае установившиеся условия существовали в течение всего олигоцена и раннего миоцена.

Для восстановления условий седиментации и механизма формирования застойных водоемов существует несколько моделей (Хэллем, 1983; Найдин и др., 1986 и др.). Одной из них является “модель Черного моря”, которая считается типичным примером замкнутого бассейна. В нем циркуляция воды ограничена и происходит плотностное расслоение морской воды и, если этот процесс длится в течение длительного времени, ниже границы высокой плотности происходит обеднение морской воды кислородом.

При дефиците кислорода в придонной части бассейна происходит значительное или полное вымирание бентосных организмов, в то время как выше границы застоя, где существуют благоприятные условия для существования органического мира, наблюдается высокая биопродуктивность морской среды. В результате отмирания и опускания на дно бассейна фито- и зоопланктона, служивших пищей для бактерий, в частности, для сульфатредуцирующих бактерий, происходит восстановление сульфатов морской воды до сероводорода (Вылцан, 1984).

Как показали исследования осадочных образований Черного моря, бескислородные условия во времени совпадают с климатическими оптимумами. Предполагается, что в четвертичном периоде морская вода Черного моря полностью была насыщена кислородом (Хэллем, 1983).

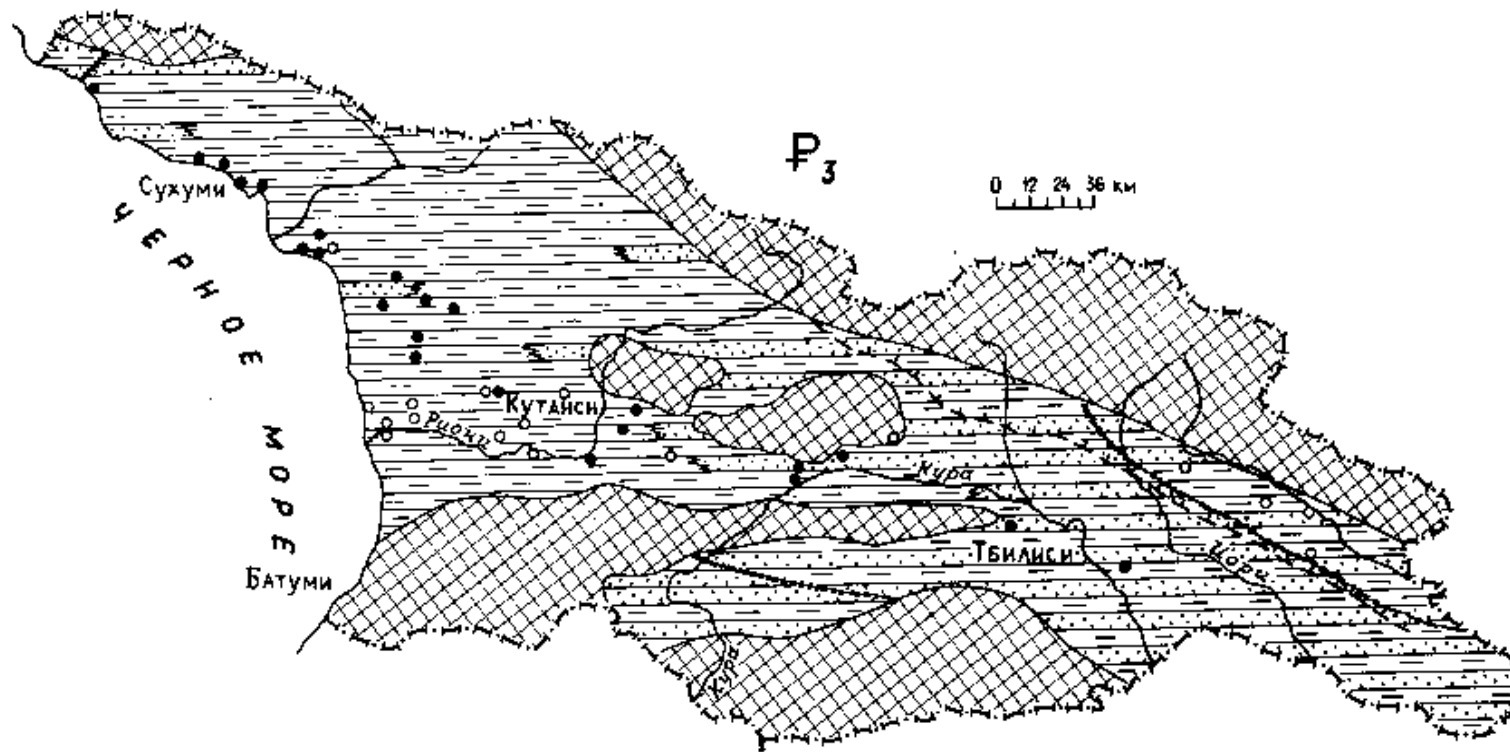


Рис.25. Палеогеографическая и литолого-фациальная карта Грузии для олигоцена  
(усл. знаки см. на рис.21.) Составитель Ф.Д.Майсадзе

Специальные исследования майкопских отложений Крыма и Кавказа по воссозданию палеоэкологических и палеогеографических условий олигоценового бассейна (Страхов,1932; Геккер, Мерклин,1946; Мстиславский,1960; Столяров, Ивлева,1989; Холодов, Недумов,1991 и др.) показали, что массовое захоронение рыб происходило, по-видимому, в сероводородных впадинах - ловушках в пределах шельфа. Они образовывались под влиянием глубоководных течений и массовой гибели организмов или за счет диагенетического преобразования илов. Последние были обогащены органическим веществом. Не исключена возможность, что по отдельным разломам в морской бассейн поступал сероводород. Эти факторы могли служить причиной массовой гибели планктона и захоронения фосфатизированных скелетов рыб и их чешуи.

По данным В.Н.Холодова и Р.Н.Недумова (1991) в бассейнах с высоким заражением сероводорода происходит значительная концентрация молибдена, в то время как понижается содержание марганца. Таким образом, соотношение  $Mo/Mn$  является своеобразным коэффициентом стагнации.

Исходя из биоты, геохимии и литологии майкопской серии можно заключить, что она образовалась в условиях, близких к "модели Черного моря". В частности, в условиях заметного сероводородного заражения морской воды, когда существовали лишь планктонные и активно плавающие организмы, остатки чешуй которых так характерны для пород майкопской серии. Небольшой комплекс планктонных фораминифер, содержащихся в майкопской серии, указывает на полузакнутый характер олигоценового бассейна, который временами ненадолго восстанавливал связь с океаном, в результате чего в бассейн проникали новые группы фораминифер (Лалиев,1964).

В пределах Аджаро-Триалетского рифтового бассейна непрерывное осадконакопление в олигоцене продолжалось лишь в восточной его части, в то время как в западной - морские условия сохранились только в районах Ахалцихской (восточнее Адигенского меридиана) и Гурийской депрессий.

В начале олигоцена трансгрессия покрыла морем прибрежные части прилегающих суши и внутриводораздельных кордильер. В депрессионных участках же продолжалось прогибание дна бассейна и непрерывное осадконакопление.

Такую картину, в частности, можно наблюдать в Ахалцихской и Гурийской депрессиях, в Хашурской синклинали и в полосе Бакуриани-Митарби, где за исключением Ахалцихской депрессии происходило осаждение майкопской серии.

В Ахалцихской же депрессии, в условиях полузакнутого бассейна, в олигоцене отлагались нормально-осадочные породы в виде грубозернистых песчаников и глин мощн. 1100-1250 м, с прослоями конгломератов (в начале олигоцена).

В восточной части Аджаро-Триалетского бассейна в рассматриваемое время в результате трансгрессии произошло углубление дна бассейна и ось максимального погружения переместилась севернее центрального поднятия, проходя в полосе Мцхета, Метехи, Гори и далее на запад (Папава,1966). Анализ мощностей майкопской серии показывает, что прогибание наблюдается и к юго-

востоку от Тбилиси, в пределах восточного окончания Аджаро-Триалетской зоны. Здесь, в сторону г.Рустави, мощность рассматриваемых образований достигает 3000 м (скв.Рустави-15), в то время как в районе Тбилиси она составляет 1500 м.

В Аджаро-Триалетский бассейн аркозовый материал доставлялся из Дзиркульской и Артвинско-Болнисской суши, а из внутрибассейновых кордильер поступал граувакковый материал. Поступление терригенного материала с Артвинско-Болнисской суши подтверждается фаціальным анализом майкопских отложений, развитых восточнее исследованной территории, в частности, к юго-востоку от г.Кировабада. Там наблюдается увеличение роли песчаников, а затем прослоев конгломератов в южном направлении, в сторону Артвинско-Болнисской суши (Али-Заде,1962).

В олигоцене, видимо, продолжала существовать и асуретская суша, которая снабжала примыкающие к ней участки бассейна терригенным материалом псаммитового размера, на что указывает присутствие в районе Асуретисцкали в майкопской серии в значительном количестве песчаников, которые в хадумской свите преобладают над глинами, а в средней и верхней частях майкопской серии - чередуются с ними.

Что же касается источника терригенного материала для всего майкопского бассейна, куда в течение олигоцен-раннего миоцена поступала значительная масса пелитового вещества, то это является одним из сложных и интересных вопросов, требующих дальнейшего изучения и решения, так как, допускаемые на рассматриваемой территории источники сноса вряд ли могли дать такое количество пелитового вещества. Если к этому добавить и то обстоятельство, что майкопская фация осаждалась на значительной территории Крымско-Кавказского региона, то нерешенность данного вопроса становится более очевидным.

В целом “майкопская морская глинистая формация олигоцен-нижнего миоцена может быть отнесена к разряду уникальных образований, не имеющих геологических аналогов” (Столяров, Ивлева,1989).

Рассматривая в глобальном масштабе олигоценовое время, выясняется, что палеогеография данного времени несколько загадочна и выражается в том, что для этого периода характерны слабое разнообразие планктонной фауны, прохладные тропики, низкие скорости седиментации и высокие отношения карбоната и кремнезема (Бергер,1985).

Оценивая в общих чертах климатические условия, существовавшие на рассматриваемой территории в течение палеогенового времени, можно сказать, что в общем палеогеновый бассейн принадлежал к морям гумидной зоны. Такое заключение основывается, главным образом, на наличии в палеогеновых отложениях глауконита и кремня. Климат суши, расположенной в соседстве с внешними районами ареала глауконитизации является типично субтропическим (Синицын,1967), что подтверждается также наличием в палеогеновых отложениях теплолюбивой фауны нуммулитов.

Заканчивая рассмотрение истории геологического развития Грузии в палеогеновое время, следует отметить, что морская среда, существовавшая на изу-

ченной территории в течение всего палеогена, за исключением олигоцена, судя по проживавшей в ней фауне, в основном характеризовалась нормальной соленостью и соответствовала нормально-морским, близким к океаническим условиям.

## Г Л А В А 5

### О ПИРЕНЕЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НА КАВКАЗЕ

Основные фазы складчатости, проявившиеся в Альпийской складчатой системе, в том числе и на Кавказе, рассмотрены в работах Н.Б.Вассоевича (1934), М.В.Муратова (1949), А.И.Джанелидзе (1957), П.Д.Гамкрелидзе (1960), В.Е.Хаина (1970), И.П.Гамкрелидзе (1976), А.Л.Цагарели (1980), В.Швана (1981), М.Г.Леонова (1981) и др.

На Кавказе, в хорошо изученном с геологической точки зрения регионе, выявлено большинство известных к настоящему времени альпийских фаз складчатости, в том числе и пиренейская (новопиренейская в нашем понимании), выделенная Г.Штилле (1924) в верхней части верхнего эоцена.

В настоящее время установлено проявление двух фаз складчатости, представляющих собой пиренейскую эпоху тектогенеза, имеющую, видимо, глобальный характер (Хаин, 1980). Первая фаза - древнепиренейская (триалетская, иллирийская) - проявилась перед поздним эоценом, а вторая - новопиренейская (собственно пиренейская) - перед олигоценом.

Эти фазы играют важную роль в развитии альпийской подвижной области, так как с ними связано начало орогенного этапа ее развития. В частности, начало этого события в Балканском регионе связывается с древнепиренейской (Шван, 1981), а на Кавказе - с новопиренейской фазами.

**Древнепиренейская фаза** на Кавказе впервые была выделена П.Д.Гамкрелидзе (1949) в пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоны под названием триалетской.

С этой фазой связано прекращение Черноморско-Аджаро-Триалетского рифтогенеза и начало режима сжатия и дифференцированных движений (И. Гамкрелидзе, 1976). Данный процесс сопровождался резким ослаблением вулканизма в позднем эоцене на большей части Аджаро-Триалетской зоны.

В пределах этой зоны в сводовых частях ряда антиклиналей наблюдаются угловые несогласия между средним и верхним эоценом. В Ахалцихской депрессии отчетливо выражена верхнеэоценовая трансгрессия, в результате которой верхнеэоценовые отложения залегают на разных горизонтах вулканогенного среднего эоцена. Восточнее данной депрессии верхнеэоценовые породы непосредственно перекрывают отложения нижнего комплекса среднеэоценовой вулканогенной формации.



С триалетской фазой, по нашему мнению, связано также образование тбилисских олистостромов (“конгломераты запутанного напластования”) в конце среднего эоцена.

В другой части Малого Кавказа древнепиренейская складчатость хорошо выражена на территории Армении, где произошли значительные изменения в плане расположения крупных структурных элементов. В частности, она отчетливо проявилась в Ереванско-Ордубанской и Присеванской интрагеосинклинальных зонах, особенно в последней, где происходит инверсия геотектонического режима. В Севанско-Акеринской зоне с этой фазой связано начало внутреннего расчленения и формирование крупных складчатых складок (Геология СССР, 1970).

В крайне восточной части Малого Кавказа древнепиренейская фаза ознаменовалась осушением значительных областей осадконакопления (Геология СССР, 1972). На Малом Кавказе она сопровождалась также проявлением интрузивного магматизма.

На проявление древнепиренейской фазы на Северном Кавказе указывает наличие несогласий под кумской свитой (лиролеписовые мергели). В частности, такая картина наблюдается в басс. р. Урух (Восточнокубанский прогиб), где кумская свита несогласно налегает на подстилающие образования. Несогласное залегание лиролеписовых мергелей на хадыженской или калужской свитах отмечается также в пределах Западнокубанского передового прогиба в его западных частях (Геология СССР, 1968).

В пределах южного склона Большого Кавказа древнепиренейская складчатость проявилась слабо. В Гагрско-Джавской зоне на небольших участках наблюдается трансгрессивное залегание верхнеэоценовых отложений на более древних образованиях (Сханарская синклиналь, северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали, Душетский р-н и др.).

Однако в самом начале позднего эоцена, в большей части Кавказа и за его пределами (в Крыму) началось осаждение своеобразной фации лиролеписовых мергелей (кумская свита), определенно указывающей на существенные изменения условий седиментации между средним и поздним эоценом. Изменения эти выразились в первую очередь в сероводородном заражении морской среды.

Масштабы распространения лиролеписовых мергелей указывает на региональный характер фациальных изменений. На основании вышесказанного можно предположить, что причиной временного и частичного замыкания (ослабление связи с открытым морем) большей части Крымско-Кавказского бассейна в начале позднего эоцена, обусловившего его сероводородное заражение, являлась древнепиренейская фаза.

**Новопиренейская фаза** на Кавказе проявилась намного четче, чем предыдущая и охватила обширную область.

На Малом Кавказе в пределах Аджаро-Триалетской зоны, с новопиренейской складчатостью связана регрессия моря и осушение существующих седиментационных бассейнов. Лишь в восточной и северной частях Триалетского хребта и в Ахалцихской депрессии сохранились остаточные бассейны с продолжающейся седиментацией.

В остальной части Малого Кавказа в конце эоцена, в результате проявления указанной фазы, Присеванская интрагеосинклинальная зона вовлекается в общее поднятие и тем самым, наряду с Сомхетско-Карабахским и Мисханско-Зангезурским поднятиями, составляет сложнопостроенную геоантиклиналь в центральной части Малого Кавказа.

Сопутствующая орофаза магматическая деятельность выразилась внедрением гранитоидных интрузий и комплекса щелочных пород (Геология СССР, 1970).

На Малом Кавказе с новопиренейской фазой связаны значительные складкообразовательные движения, сформировавшие покровно-складчатую структуру Севанско-Акеринской зоны. В конце позднего эоцена здесь происходит надвигание Сомхетско-Карабахской зоны на Севанско-Акеринскую, а под последнюю - пододвигание Мисханско-Кафанской зоны (Гасанов, 1983).

В Приараксинской зоне эти движения обусловили дальнейшее прогибание депрессионных частей Ереванско-Вединского и Айоцзорского бассейнов.

В области Талыша, где в позднеэоценовое время происходило прогибание и накопление туфоогенно-осадочных, вулканогенных и алевроито-песчаных пород, рассматриваемые тектонические движения сопровождались общим поднятием и складчатостью данной области (Шихалибейли, 1981).

На территории Грузинской глыбы новопиренейская фаза проявилась слабее. Однако и здесь отмечаются участки, на которых олигоценные отложения со следами перерыва и несогласия залегают на различные горизонты верхнего и среднего эоцена. Такую картину, к примеру, можно наблюдать в полосе сс. Чхари-Аджамети, Цители-Калаки, в Самегрело (Экская антиклиналь) и др. В депрессионных частях Грузинской глыбы (в Абхазии, Картли и др.) происходило непрерывное осадконакопление с постепенным переходом от эоцена к олигоцену.

На Северном Кавказе новопиренейская складчатость вызвала образование крупных, хотя еще невысоких массивов суши. К таким единицам наряду с геоантиклиналью Главного хребта относится ее северо-западное продолжение и южная часть прогиба Северного склона.

На Северо-Западном Кавказе в результате этих тектонических движений, наряду со складкообразованием, образовались надвиги. В южной же части Предкавказской платформы в это время происходит интенсивное погружение и накопление майкопской серии, хотя в отдельных местах отмечается трансгрессивное залегание нижнего олигоцена на более древних породах, как это имело место в пределах площадей Ахтырско-Бугундырской и Зыбза-Глубокий яр (Геология СССР, 1968).

На южном склоне Большого Кавказа с рассматриваемой фазой связано возникновение местами несогласий, а также накопление на больших площадях регрессивных образований. В частности, на активные тектонические движения в этой области указывает широкое развитие верхнеэоценовых олистостромов.

Как уже отмечалось, эти последние, развитые восточнее р. Риони, приурочены к полосе соприкосновения Местийско-Тианетской зоны флиша к Гагрско-

Джавской зоне, разграниченных крупным тектоническим нарушением, вдоль которого первая зона надвинута на вторую с севера.

Рассматриваемые олистостромы образовались во второй половине позднего эоцена во время начала образования тектонических покровов, в период наибольшей активизации новопиренейской складчатости.

Для уточнения времени проявления новопиренейской фазы особо интересной представляется западная часть южного склона Большого Кавказа в пределах Абхазии, где палеогеновые отложения, участвующие в геологическом строении восточного окончания Адлерской депрессии, представлены всеми ярусами палеогена.

Здесь в течение палеоэоцена и первой половины позднего эоцена осаждались маломощные типично субплатформенные отложения, аналогичные остальной части Грузинской глыбы (нижние зеленые и пестроцветные мергели, верхние зеленые мергели, лиролеписовые мергели, верхние пестроцветные мергели). Со второй половины позднего эоцена карбонатный режим осадконакопления сменился терригенным и начали отлагаться образования мацестинской свиты (рис.26).

Особого интереса заслуживает последняя свита, литологический характер которой по сравнению с нижележащими породами указывает на ее регрессивный характер.

О верхнеэоценовом возрасте мацестинской свиты свидетельствует содержащаяся в ней нуммулитовая фауна: *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. boivillei* de la Harpe, *N. pulchellus* v. Hant, *N. exilis* Douv., *N. murchisoni* Brun., *N. fabianii retiatus* Rov.

По комплексу мелких фораминифер первые два горизонта мацестинской свиты (песчано-глинистый и “горизонт с включениями”) принадлежат к зоне *Globigerapsis index* (Finlay), а верхний (глинисто-песчанистый) - к зоне *Bolivina* (Годердзишвили, 1971; Салуквадзе, 1972).

“Горизонт с включениями” (олистостромы), являющийся подводно-оползевым образованием, как и вся мацестинская свита, представляет собой синорогенные отложения, образование которых связано с проявлением новопиренейской фазой складчатости (Майсадзе, 1976).

Олистостромы, развитые в восточной части южного склона Большого Кавказа (восточнее р. Риони), по нашему мнению, синхронны отложениям “горизонта с включениями”, и тем самым они фиксируют момент максимального проявления новопиренейской складчатости в пределах южного склона Большого Кавказа.

Учитывая вышесказанное, а также то, что верхнеэоценовые олистостромы широко распространены и в других регионах Альпийской складчатой системы, по нашему убеждению, они должны быть отнесены к “событийным отложениям”.

В результате исследования фаз складчатости, часть авторов их среднюю продолжительность определяет по-разному: 3-5 млн. лет (Рубинштейн, 1967), 15-25 млн. лет (Пронин, 1971). Такое расхождение в оценке продолжительности “орогенетических фаз” В.Е. Хаин (1973) объясняет тем, что в первом случае речь

идет о максимумах подчиненного значения, которые повторяются через меньшие промежутки времени, в то время как во втором случае максимумы тектонической активности более крупного порядка и являются не фазами, а эпохами складчатости.

Однако каждая фаза “занимает определенный отрезок времени, который вполне определим стратиграфической шкалой общего или местного значения” (Шатский, 1951).

То, что регрессивные отложения в определенных случаях являются прямым следствием и мерой продолжительности проявления фаз складчатости, на примере батских угленосных отложений Западной Грузии, было проиллюстрировано А.И.Джанелидзе (1940)

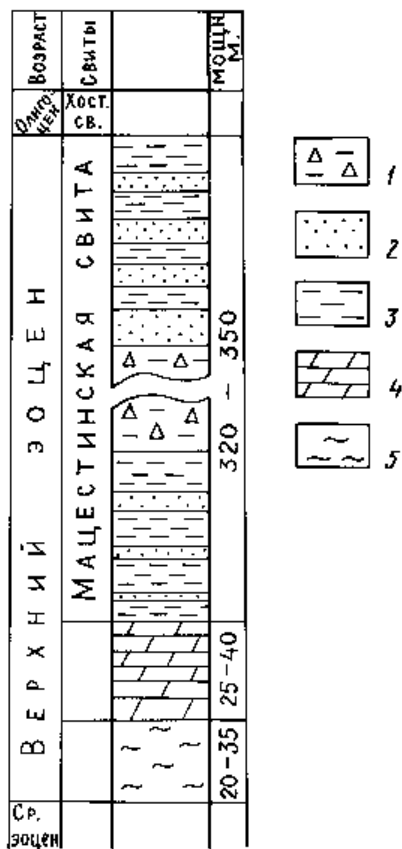


Рис.26. Литолого-стратиграфическая колонка верхнеэоценовых отложений восточного окончания Адлерской депрессии.

- 1 - олистостромы;
- 2 - песчаники;
- 3 - глины;
- 4 - верхние пестроцветные мергели;
- 5 - лиролеписовые мергели.

В нашем случае, по регрессивным образованиям мацестинской свиты, представляющим собой синорогенные отложения, можно заключить, что новоипренийская фаза складчатости охватывает промежуток времени со второй половины до конца позднего эоцена.

Если прибегнуть к помощи абсолютной геохронологической шкалы, по которой длительность позднего эоцена в среднем равна 7 млн. лет (Рубинштейн, Полевая, 1974), то получится, что по грубым подсчетам продолжительность новопиренейской фазы складчатости в пределах южного склона Большого Кавказа равна 2-3 млн. лет.

## **ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ**

] Изученная территория, являющаяся частью активной северной континентальной окраины океана Тетис, характеризуется сложной историей геологического развития в течение палеогенового времени.

] После ларамийской фазы складчатости, к началу палеогена в пределах рассматриваемой территории были сформированы следующие основные морфоструктурные единицы (с севера на юг): Западная и Восточная Большекавказская суши (Большекавказская островная дуга), Западный и Восточный флишевые бассейны (остаточные бассейны Большекавказского краевого моря), Закавказский эпиконтинентальный бассейн (Северозакавказская островная дуга), Аджаро-Триалетский рифтовый бассейн (интрадуговой рифт) и Артвинско-Болнисская суша (Южнозакавказская островная дуга).

] Наряду с перечисленными сушами внутри бассейнов существовали и более мелкие участки размыва, которые часто играли важную, а иногда и решающую роль в снабжении морских бассейнов терригенным материалом.

] В течение палеогена в несхожих геодинамических условиях (краевое море, островная дуга, интрадуговой рифт) шло накопление формации трех типов: флишевой, эпиконтинентально-морской и вулканогенно-осадочной.

] В образовании литолого-фациальной зональности, наряду с областями размыва, значительную роль сыграли подводные поднятия, которые в отдельных случаях являлись местами “нулевой седиментации”, где без каких-либо признаков перерыва в осадконакоплении, происходило выпадение из разрезов отдельных стратиграфических горизонтов. Примером подводного поднятия, контролирующего фациальную зональность во второй половине позднего эоцена, может служить Гагрское подводное поднятие, к северу от которого осаждались мощные терригенные молассоидные отложения мацестинской свиты, а к югу - маломощные эпиконтинентальные верхнефораминиферовые мергели.

] Рачинско-Вандамская кордильерная зона, расположенная вдоль южного борта Восточного Большекавказского флишевого бассейна, наряду с мезозойскими породами Гагрско-Джавской зоны, слагалась палеозойскими кристаллическими породами фундамента. Данная кордильерная зона являлась основным поставщиком терригенного материала для турбидных потоков флишевого бассейна.

] Флишевый бассейн Аджаро-Триалетской зоны в течение палеоэоценового эоцена питался в основном также с юга - с Артвинско-Болнисской суши.

] Верхнеэоценовые олистостромы южного склона Большого Кавказа образовались в одинаковых палеогеографических и тектонических условиях на всей территории их развития, в частности, к югу от флишевого бассейна, что исключает, по нашему мнению, причисление одной части олистостромов (восточнее р. Диди Лиавхи) к дикому флишу.

] Фаунистические данные и результаты корреляции этих олистостромов с аналогичными образованиями смежных районов, а также геологические соображения, позволяют уточнить их возраст и

отнести к верхней части верхнего эоцена, считая синхронными образованиями “горизонта с включениями” мацестинской свиты.

] Становление олистостромов, по-видимому, связано с началом процесса покровообразования на южном склоне Большого Кавказа. Судя по характеру этих олистостромов во всей Альпийской системе, они являются “событийными отложениями”.

] Фациальный анализ верхнеэоценовых образований восточного окончания Адлерской депрессии и характер тектонического развития последней позволяют установить время начала и продолжительность новопиренейской складчатости. В частности, установлено, что эта фаза полностью охватила вторую половину позднего эоцена (соответствующую времени накопления мацестинской свиты) и ее продолжительность составляла примерно 2-3 млн. лет. В период наибольшей ее активности (перед концом позднего эоцена) происходило олистостромообразование.

] С помощью пролива, существовавшего между Западно и Восточно-Большекавказскими островами (в пределах междуречья верховьев Бзыби и Кодори), в течение всего палеогена существовала прямая связь между Северокавказским и Южнокавказским (Закавказским) эпиконтинентальными морскими бассейнами.

] Садзегурская синклиналь, считавшаяся ранее опрокинутой на юг асимметричной синклиналью, в действительности характеризуется чешуйчатым строением. В частности, северное ее крыло частично перекрыто надвинутыми меловыми флишевыми породами. В свою очередь отложения северного крыла надвинуты на одновозрастные породы южного крыла этой синклинали.

] Пиренейская эпоха тектогенеза (древне- и новопиренейская фазы складчатости), в пределах рассматриваемой территории, как и на Кавказе в целом, проявилась не везде с одинаковой интенсивностью. Если древнепиренейская (триалетская) фаза наиболее ярко проявилась в Аджаро-Триалетской зоне, то новопиренейская - в пределах южного склона Большого Кавказа.

] Степень сжатия палеогенового Восточного флишевого бассейна южного склона Большого Кавказа составляет 45-75 %, а эпиконтинентального бассейна Ксанско-Аркальского паравтохтона - 25-30 %.

## PRINCIPAL STAGES IN THE GEOLOGIC HISTORY OF GEORGIA IN THE PALEOGENE

Georgia occupies a part of the Caucasus folded region. It shows complicated tectonic patterns and no less complicated geologic history (Maisadze, 1998).

The Paleogene, especially its second half (the late Eocene-Oligocene), represents one of the revolutionary stages in the geologic history of the Caucasus and the whole Alpine fold system.

An elucidation of peculiar features of geologic structure and evolution, along with a compilation of paleogeographic and lithofacial maps for separate epochs of the Paleogene, made it possible to distinguish regular changes of depositional conditions in time and space. This is especially important for regions where deposits are buried under younger formations or overlapped by allochthonous sheets.

The Paleogene deposits occur to a variable extent in all structures, with the exception of the anticlinorium of the Greater Caucasus (Fig. 1, p. 12)<sup>3</sup>. The deposits display more complicated tectonic patterns within the fold system of the southern slope of the Greater Caucasus, where their exposures are encountered in the Gagra-Dzhava and Mestia-Tianeti zones. In the nappe structure of the Mestia-Tianeti zone, it is especially difficult to reveal the true zoning of lithofacies.

Sections along the Aleura and Ksani rivers where the Paleogene deposits are represented more completely have been used to restore original dimensions of Paleogene basins in this tectonic zone.

The performed lithofacial and structural analyses have resulted in palinspastic reconstructions of Paleogene basins of the eastern area of the southern slope of the Greater Caucasus. The width of basins prior to folding, as well as their subsequent reduction because of folding and nappe formation, have been evaluated. It has been found that the degree of reduction for flysch deposits of the Zhinvali-Gombori subzone in the Mestia-Tianeti zone averages 45-75 %, while that for subplatform deposits (the Ksani-Arkala parautochthon) is up to 25-30 %. The overall amplitude of thrusting for sheets that overlap the Paleogene deposits on the southern slope is up to 9-12 km.

Borucaev (Борюкаев, 1970) has made palinspastic reconstructions for a western flysch basin within the southern slope of the Novorossiisk synclinorium. According to his data, the coefficient of reduction for the trough during the thrusting stage amounts to 2,8-2,9.

From viewpoint of Gamkrelidze (И.Гамкредидзе, 1976), the reduction for the Adzhara-Trialeti fold zone constitutes 25 % of the original territory.

A large body of works recently dedicated to the consideration of the geological history of the Caucasus has been based on ideas of mobilism. From recent standpoints, the territory of Georgia in the earliest Paleogene represented a part of the northern active margin of the Tethys similar to the western periphery of the Pacific Ocean, where a system of island arcs, as well as marginal and interarc basins, is developed. An island arc and marginal sea of the Greater Caucasus, together with North and South Transcaucasian island arcs, separated by the Adzhara-Trialeti inter-arc rift,

---

<sup>3</sup>. Captions to figures see at the end of this chapter



were distinguished in our region, as main structural units of the Cretaceous-Paleogene boundary time (Adamia et al., 1991).

In my opinion, somewhat different principal morphostructures existed here by the beginning of the Paleogene (Fig.20, p.142).

The respective basins included small islands that played a significant and sometimes decisive role in the formation of facial zones. There were also the Racha-Vandam cordillera zone and the Tkibuli-Sachkhere, Trialeti, Guria, and other land areas (Fig.21, p.147).

The Racha-Vandam cordillera zone, bordering the Eastern flysch basin of Greater Caucasus on the south, was of particular significance. The zone consisted of separate cordilleras and extended along the southern boundary of the flysch basin from Utseri in the west inside the northern periphery of the Gagra-Dzhava zone, which is now completely overlapped by allochthonous thrust sheets of the Cretaceous-Paleogene flysch deposits. The Racha-Vandam cordillera zone was a main provenance of terrigenous material for the Paleogene flysch basin. The composition of clastics in the upper Eocene olistostromes on the southern slope of the Greater Caucasus indicates that the cordillera zone was mainly composed of the Mesozoic and, partly, of Paleogene rocks of the Gagra-Dzhava zone. Beginning from the Aragvi River eastwards, it also included pre-Jurassic rocks of the crystalline basement (Майсадзе, 1994).

Among morphostructures of sedimentation areas, there were submarine uplifts, whose role in formation of lithofacial zoning is often underestimated. Submarine uplifts in the vicinity of Gagra and Novyi Afon may be an example. The uplifts separated the epicontinental basin into shallow troughs, which evolved subsequently into isolated depressions with different sedimentation regimes (the eastern margin of the Adler depression and the Gudauta and Ochamchire depressions).

Some submarine uplifts represented areas of the basin with “zero sedimentation”. In my opinion, areas of present-day Gumista and Kodory rivers and regions near the Tsebelda Village exemplify such uplifts. Gvartadze (Гвартадзе, 1986), who studied nanoplankton, points out that, in some sections, an upper part of the middle Eocene deposits occurs directly on the lower Eocene beds without any sign of unconformity. At the same time, in areas adjacent to the uplifts, sections of fossiliferous Paleogene deposits are complete, lacking hiatuses.

During the Paleogene (except for the Oligocene), the Western and Eastern flysch basins of Greater Caucasus represented accumulation areas of flysch formations. Between these two deep-water troughs adjacent to the Greater Caucasus Islands in the north, a shallow-water basin with the epicontinental sedimentation regime probably existed in the present Bzybi-Kodori interfluvial area. The basin was similar to that located in the Georgian Block and Northern Caucasus (Fig.21, p.147). Such an assumption is based on the lithofacies analysis of the Paleogene deposits of the two regions. This assumption is also confirmed by the comparative analysis of fauna from the Paleocene-Eocene deposits of the Georgian Block and Northern Caucasus (Салуквадзе, 1993). A similar paleogeographic situation probably existed north of the Greater Caucasus Land, as well, within the Cis-Caspian-Kuban trough (Саркисян и др., 1987).

The North Transcaucasian island arc situated southerly (south of the flysch basins) was covered by an epicontinental sea that accumulated thick terrigenous-carbonate deposits. A similar sedimentation regime existed in the Artvin-Bolnisi Block during the Early Paleogene and in the Loki-Karabakhi zone at the end of the early Eocene. Flysch (Paleocene-lower Eocene), as well as volcanogenic-sedimentary (middle Eocene and partially upper Eocene) and carbonate-terrigenous (Upper Eocene-Oligocene) deposits, accumulated in the Adzhara-Trialeti rift basin with uniform facial conditions, unlike the other areas under consideration.

Thus, three types of formations (flysch, volcanogenic-sedimentary and epicontinental-marine) accumulated in Georgia under dissimilar geological conditions (a marginal sea, an island arc, an intra-arc rift) at different times.

As is evident from recent data on lithofacies of the Paleogene deposits and also from the analysis of their thickness, published materials, and drilling data, the principal stages in the Paleogene geologic history of Georgia can be outlined as follows.

*In the Paleocene* (Fig.21, p.147), sediments accumulated probably in the Western flysch basin of the Greater Caucasus (the upper courses of Psou and Bzybi rivers), the eastern termination of the Novorossiisk basin, although this conclusion is based on insufficiently plausible data. West of the basin (in the Chvezhipska zone), the Plastunskaya Formation accumulated at that time (Келлер, Меньер, 1945).

The continuous sedimentation was still in progress in the Eastern flysch basin of the Greater Caucasus (east of Didi Liakhvi River). Clastic-limestone and siltstone-sandstone flysch 22-25 m thick (the Kvetera Formation) was deposited here in the Danian. In the late Paleocene, the carbonate sedimentation slowed down, and only siltstone-sandstone flysch 100-260 m thick accumulated (the Shakhvetili Formation).

A shallow inland sea has existed since the beginning of the Paleocene in the Transcaucasian epicontinental basin that occupied the most extensive area. Bedded, in places coarse-bedded limestone accumulated in this sea together with marl beds confined to some parts of the basin (the eastern part of the Adler depression and in the Otkhara-Apsta interfluvial area).

Small islands that had existed by the end of the Cretaceous were completely flooded in the course of the Paleocene transgression (near Senaki, Shkhemi, Sachikobavo, and some other localities).

Further east, within the Kvaisa ore region, where the Paleocene and lower Eocene fossiliferous deposits were found some time ago (Майсадзе, 1986), pelitomorphic clayey limestones and sandy marls accumulated at that time.

Similar paleogeographic and facial conditions existed in the Adzhara-Trialeti rift basin during the Paleocene and early Eocene, and its geologic history is considered below, together with the epicontinental sea basins.

As a result of the Danian regression, marls and clays of the variegated formation accumulated, instead of the Upper Cretaceous limestones.

The regression was followed by a transgression, which was responsible for an increase of sedimentation areas. As a consequence of differentiated tectonic movements, a central zone of submergence was formed, which was later to become an area where thick flysch (Paleocene-lower Eocene) and volcanogenic-sedimentary deposits (middle Eocene) accumulated.

This zone was bounded by cordilleras and submarine uplifts on the north and south. West of Abastumani, the zone was divided by transverse submarine uplifts into two parts. Thick (1500-3000 m) flysch deposits of the Borzhomi Formation accumulated east of Abastumani in a deep-water trough. Sediments transitional between flysch and subplatform deposits and similar to those penetrated by boreholes in the Chakhati anticline (the Kintrishi River basin) presumably accumulated west of Abastumani (with the exception of the Guria depression). Judging from several cores samples, these deposits (1000 m thick) are of the carbonate-terrigenous flyschoid type (Надарейшвили, 1981).

The Paleocene and lower Eocene marls and clays of the Variegated Formation accumulated at the periphery of the rift basin and on submarine uplifts.

The localized volcanic activity that resulted in outflow of dacitic lava took place on the southern slope of the Teleti Range. Individual outbursts of volcanism occurred at the end of the early Eocene, as well, when the "Volcanogenic Flysch" (the upper part of the Borzhomi Formation), i.e., terrigenous-volcanogenic deposits, accumulated in the central part of the rift basin.

The problem of provenance for the terrigenous deposits of the flysch basin is still controversial. Judging from the remarkable length of the flysch trough (up to 260 km) and remarkable the thickness of flysch deposits (1500-3000 m), it is evident that a vast land area under erosion is required to be a provenance for the extra- and intra-clastic resedimentation. According to recent opinion, the terrigenous material for the flysch basin was derived from the Georgian and Artvin-Bolnisi blocks, as well as from the eroded cordilleras located within the basin. The cordilleras undeniably supplied the flysch basin with terrigenous material. However, if we take into account that their dimensions have decreased due to the Paleocene transgression (especially of the Trialeti cordillera) and that the Variegated Formation mainly accumulated in the proximity of the cordilleras, then the erosion areas inside the basins can hardly be considered as the basic source of the terrigenous material. As for the Georgian Block, which bounds the rift basin in the north, it accumulated epicontinental deposits such as marls and clays (similar to rocks of the Variegated Formation in the northern part of the Adzhara-Trialeti zone) practically throughout the Paleocene-early Eocene period. Therefore, in my opinion, the assumption that the flysch trough received material from the erosion area in the Georgian Block is invalid.

It is evident from the above reasoning that the basic portion of turbiditic flows has arrived in the flysch basin from the Artvin-Bolnisi Block located in the south. Intraformational breccias occurring in flysch deposits near the Algeti River are composed of reworked crystalline rocks of the Artvin-Bolnisi Block, and this partially lends support to the aforesaid theory (И.Гамкрелидзе, 1976).

**The early Eocene** (Fig.22, p.152) flyschoid deposits, which are composed of sandstone, sandy limestone and marl with rare interlayers of fine-clastic conglomerates, were accumulated in the western flysch basin (the upper courses of the Psou and Bzybi rivers).

The siltstone-sandstone flysch sequence (a lower part of the Kvakevriskevi Formation) 60-75 m thick accumulated during this time in the eastern flysch basin (east of the Didi Liakhvi River).

Limestone and marl accumulated under carbonate sedimentation conditions in the epicontinental basin located further south.

Deposition of variegated marls with limestone interlayers (25-55 m) was characteristic of the eastern part of the Adler depression throughout the early Eocene. The situation was similar in the Bzybi and Apsta interfluvial area. Shallow-water limestone with marl interlayers accumulated in many areas of the Georgian Block. Inflow of the terrigenous material took place east of the Tkibuli-Sachkhere land, where carbonate sandstone were deposited.

Conglomerate, sandstone and sandy limestone accumulated in the southeastern part of the basin (the Lok-Karabakhi zone) due to transgression in this area late in the early Eocene.

**The middle Eocene** (Fig.23. p.157) accumulation of flyschoid deposits was still in progress in the western flysch basin. Sedimentation environments were here as follows: psammitic flyschoid deposits without admixture of carbonates were formed in the western part of the basin (the Psou River upper stream), while sandy clastic limestone and carbonaceous arkosic to graywackequartzite sandstone accumulated in the eastern part (the Bzybi River upper stream).

Psammitic silty flysch (190-200 m thick), which makes up the upper part of the Kvakevriskhevi Formation, accumulated during the early Eocene in the eastern flysch basin. In some sections (the Aleura and Pshavis Aragvi rivers), crystal and ashy trachyandesitic tuffs, as well as tuffaceous mudstone interbeds are present in the middle Eocene layers of this formation. These volcanites up to 2 m thick are lens-like.

The transgression in the epicontinental basin that started in the Paleocene peaked in the middle Eocene. Sea covered the most part of the Racha-Vandam cordillera zone, where accumulation of condensed sandstone, limestone, and marl sequence began.

The transgression transformed some islands in the Satandzhio, Rechkhi, Zugdidi, and Senaki areas into sedimentation setting. Marls with syngenetic pyrite were deposited under reduction conditions in the eastern margin of the Adler depression and in many areas of Abkhazia and Samegrelo. The area of Novyi Afon submarine uplift was an exception; the sea shallowed here and nummulitic limestone accumulated. Clayey limestone was deposited at that time within the Racha-Lechkhumi syncline and Kvaisa region.

Against the backgrounds of the terrigenous-carbonate sedimentation, there was inflow of volcanic ash from the Adzhara-Trialeti zone (the rift basin) into some areas of the epicontinental basin. This inflow was responsible for deposition of thin beds of crystal and ashy tuffs basic to intermediate in composition (Nokalakevi anticline and villages of Achandara, Gachedili and Chkvishi). Some volcanic ash reached also the flysch basin on the southern slope of the Greater Caucasus (Aleura and Pshavis Aragvi rivers).

The middle Eocene in the Adzhara-Trialeti rift basin was marked by important events indicating a new stage in its geologic history. As a result of crustal extension, rifting resumed in the central zone of subsidence. This triggered an intensive volcanism first in the western part and then in the eastern part of the basin. The transgression was progressing during the basin subsidence.

Rifting, volcanism, and transgression predetermined the peculiar features of the geologic history of the Adzhara-Trialeti zone in the middle Eocene.

Intense downward movements transformed the central zone of subsidence, especially its western part, into a deep-water trough, where volcanogenic-sedimentary deposits up to 7 km thick accumulated during the middle Eocene. On the basis of petrochemical composition of volcanic rocks, Lordkipanidze (Лорджиანიძე, 1980) distinguished the western and eastern segments of the trough, where vertical and transverse zoning was established.

The western segment includes three rock complexes corresponding to three basic stages of the middle Eocene volcanism. The rocks are represented by lava and volcanoclastics of tholeiitic hornblende and olivine basalts, basaltic andesites, andesites, potassic and subalkalic basalts.

In the eastern segment, synchronous complexes consist of low-K basalts (the axial zone), shoshonites (the northern zone), and subalkalic basalt (the southern zone), thus displaying the transverse zoning. According to Nadareishvili (Надарейшвили, 1981), three transverse volcanic segments corresponded to three structural segments distinguished in the Adzhara-Trialeti zone on the basis of manifestation of the Paleogene and Cretaceous volcanism (И.Гамкрелидзе, 1976). The transverse segments differ in the nature of volcanism and distribution of lithofacies, and also in the dynamics of sedimentation.

At the end of the middle Eocene, the Trialetian (Early Pyrenean) phase of folding in the Adzhara-Trialeti zone resulted in the partial relief inversion and sea regression. As a consequence, the central part of the basin, which was an area of intense sedimentation until this moment, turned into a zone of uplifts that separated the Paleogene basin into the northern and southern parts (Fig.24, p.165).

Owing to differential movements along deep-seated faults (Chokhatauri, Surami -Gokishuri), the Gurian depression originated in the middle Eocene.

Peculiar deposits known as "intricately bedded conglomerates" appeared near Tbilisi (Абих, 1870). Judging by their genesis, these deposits represent typical mixtites which I recommend to name the "Tbilisi Olistostrome". In my opinion, tectonic processes at the end of the middle Eocene, i.e., in the period of maximum activity of the Trialetian orogeny, played a leading part in the formation of this olistostrome.

The middle Eocene transgression spread over the main part of the Artvin-Bolnisi Block, which, with the exception of a small area (Khrami and Loki crystalline salients), was covered by sea. Thick (2-2,5 km) volcanogenic-sedimentary sequence that had accumulated here consisted of agglomerate breccias and basaltic lavas associated with layered andesite-dacitic to liparite-dacitic tuffs and rhyodacitic ignimbrites.

It is likely that an epicontinental sea, where limestone and marl accumulated, existed east of the Khrami and Loki blocks, where the middle Eocene deposits are lacking. Such an assumption is based on the presence of fragments of middle Eocene nummulitic limestones in the upper Eocene "Asureti Conglomerate," on the one hand and on drilling data in Azerbaijan (boreholes near Damirtapa and Sadzhag), where synchronous deposits are represented mainly by marl, on the other.

*In the late Eocene* (Fig.24, p.165), the Trialetian (Early Pyrenean) and Late Pyrenean (Pyrenean proper) phases of folding resulted in considerable changes in the paleogeographic and facies patterns in the region and throughout the Alpine fold system.

Geologic history of flysch and epicontinental basins, where tectonic settings and facial conditions changed throughout the late Eocene, is considered below, separately, for the first and second halves of the late Eocene.

In the first half of the late Eocene, the accumulation of flyschoid deposits was still in progress in the Western flysch basin. Barren deposits (mudstone, sandstone, marl) resting on the middle Eocene rocks, dated by fauna (the right slope of the Pshitsa River gorge), can conventionally be assigned to this age.

Continuous sedimentation persisted in the Eastern flysch basin. The sedimentary sequence begins here with aleurolitic flysch (the lower part of the Ildokani Formation) consisting of dark deposits (mudstone with rare interlayers of marl) and turbidites (siltstone with sandstone interbeds). Their thickness averages 300-400 m.

The late Eocene transgression resulted in partial increase of sedimentation areas of the epicontinental basin, which were situated south of the Eastern flysch basin and separated from the latter by the Racha-Vandam cordillera zone.

The Kuma Formation (the Egris Formation) accumulated in the remaining part of the epicontinental basin, as elsewhere in the Caucasus and Crimea, at the beginning of the late Eocene. The formation consists of peculiar facies of *Lyrolepis Marl*, whose age is still debatable. On the basis of regional tectonic considerations, I refer the Egris Formation to the lower part of the upper Eocene.

The deposition of *Lyrolepis Marl* shows that conditions of sedimentation between the middle and late Eocene changed substantially, and sea basins appeared to be contaminated with hydrogen sulfide. A wide geographic range of the Kuma Formation indicates the regional scale of facies changes. It may be assumed from these facts that a temporal and partial closure (or deteriorated connections with the open sea) of the Crimea-Caucasus basin at the beginning of the late Eocene, which caused its contamination with hydrogen sulfide, was a consequence of the Trialetian phase of folding. A similar but much stonger contamination of the basin occurred in the Oligocene.

Soon after the deposition of *Lyrolepis Marl*, when connection between the basin and open sea had been restored completely to give rise to normal sedimentation conditions, the Kldiani Formation (in the eastern margin of the Adler depression) and the Argyveti Formation (in the main part of the basin) began to form.

**The second half of late Eocene** was marked by the onset of the Late Pyrenean orogeny, which peaked in the period of the formation of the olistostroms and "horizon with inclusions" of the Matsesta Formation.

During this time interval, the closure of the Western, and, somewhat later (at the end of the late Eocene), of the Eastern, flysch basins was in progress on the southern slope of the Greater Caucasus.

Beginning from the second half of the late Eocene, the Western flysch basin (the Psou and Bzybi river heads) was transformed into the erosion area that, along with the Akhtsu-Katsirkha block, represented a part of the West Island of the Greater Caucasus.

The lithologic and mineralogic studies of the Paleogene deposits of the Abkhazia zone (Майсадзе,1987) showed that the island was mainly composed of Mesozoic carbonate and volcanogenic deposits: its Paleozoic crystalline and metamorphic rocks were exposed only in the Main Caucasian Range. Staurolite occurring in the upper part of the Paleogene deposits (the Matsesta and Khosta formations) indicates the erosion of the Paleozoic Lashtrak Formation (the Labin Group), which rich in this mineral.

A considerable mass of terrigenous material has been transported into the Eastern flysch basin since the second half of the late Eocene to be accumulated in the regressive upper part of the Ildokani Formation (800-1100 m thick). The formation is characterized by a rhythmic alternation of turbidites (65 %) and background deposits (35 %).

The distal facies zoning was characteristic of the flysch basin. Turbidites dominated over pelagic (background) deposits in the southern part of the basin. Aleurolitic-psammitic flysch with an admixture of carbonate accumulated here. Coarse flysch corresponding to conglomerate-breccia horizons (the Aleura and Medzhuda rivers) was also deposited sometimes. Turbidites accumulated in a lesser amount (up to 40 %) in the northern part of the basin, where the Ildokani Formation consists of flyschoid deposits.

Judging from these distribution patterns, it may be inferred that the terrigenous influx to the flysch basin was from the Racha-Vandam cordillera zone, situated in the south. Small erosion areas existed within the basin as well; they were responsible for the accumulation of coarse flysch beds during the periods of intense tectonic processes responsible for the formation of olistostromes.

In the epicontinental basin, the Neopyrenean orogeny was most pronounced in its northwestern part (the eastern margin of the Adler depression) and also in the Racha-Vandam cordillera zone. In the former area, an intense subsidence of the basin floor and formation of the foredeep, where the Matsesta Formation accumulated, were in progress since the second half of the late Eocene. Lithologic features and large thickness (350-400 m) of the formation, as compared to the underlying rocks (the Kldiani and Egrisi formations, 40-70 m), indicate convincingly its regressive nature. Abundant fauna and the well-defined age of separate horizons of the Matsesta Formation, which is synorogenic, elucidate the nature and time span of the Neopyrenean folding (Майсадзе,1984).

The Gagra submarine uplifts located south of the Adler depression controlled at that time the distribution of terrigenous material between the foredeep formed recently and the epicontinental sea with terrigenous and carbonate sedimentation (the Gudauta depression).

The deposition of foraminiferal marls (the Argveti Formation) continued in the main part of the epicontinental basin. Sandy glauconite limestones with interlayers of glauconite sandstones (Agvi Horizon with glauconite content up to 70 %) accumulated only in the western part of the Racha-Lechkhumi syncline, which represented a shallow basin in the latest Eocene.

The Late Pyrenean orogeny was most intense in the Racha-Vandam cordillera zone, where olistostromes discontinuous in the lateral direction formed in the second

half of the late Eocene, when the orogenic activity was at the peak. I support the opinion that the olistostrome formation was related to the onset of thrust tectonics in the southern slope of the Greater Caucasus (Леонов, 1975, Гамкрелидзе, 1977). However, contrary to these and other authors, I do not consider some of these olistostromes (east of Didi Liakhvi River) as the “wild flysch” and believe that the upper Eocene olistostromes of the southern slope of the Greater Caucasus were formed under paleogeographic and structural environments similar to those in the northern peripheral part of the Gagra-Dzhava zone of epicontinental sedimentation (Майсадзе, 1994).

The nappe formation along the frontal thrust contact of flysch deposits resulted in destruction of the Racha-Vandam cordillera zone and in the transportation of disintegrated material in a southward direction toward the epicontinental sea. These olistostromes, in my opinion, are synchronous to the “horizon with inclusions” of the Matsesta Formation. They mark the culmination of the Late Pyrenean folding, which lasted 2-3 m.y. in the second half of the late Eocene (Майсадзе, 1984).

On the basis of the abundance of their spreading and formation mechanism, the upper Eocene olistostromes of the Alpine fold system (Леонов, 1981) should be referred to “event-related deposits”.

The Pyrenean orogeny degraded after the accumulation of the olistostromes, to give way to normal sedimentation environments, when the upper portion of the Matsesta Formation (clayey-sandy horizon) and normal-sedimentary with inclusions accumulated above the olistostromes. The latter are usually overlapped by flysch deposits, thrust over them, and are preserved only in individual sections (Aleura and other rivers).

In the Adzhara-Trialeti rift basin, rifting ceased to give way to compression and differentiated movements in the late Eocene (И.Гамкрелидзе, 1976). This resulted in a sudden attenuation of volcanism in the basin.

The differentiated tectonic movement of the late Eocene transformed the central part of the western segment of the basin into a land that separated the rift basin into two parts (Fig.24, p.165). The sedimentation was still in progress in the Adzhara and Akhaltsikhe depression on the south, in the Gurian depression, and along the northern periphery of the Adzhara-Trialeti zone in the north.

Volcanogenic-sedimentary deposits of the Adigeni Formation (west of Adigeni) accumulated within southern Adzhara and the Akhaltsikhe depression at the beginning of the late Eocene. Later on, intensified volcanism resulted in deposition of the Nadadigeni Formation (2000 m thick). Carbonate-terrigenous deposits (110-550 m) accumulated in the eastern part of the Akhaltsikhe depression during the late Eocene.

*Lyrolepis* and foraminiferal marls accumulated in the main part of the Gurian depression at that time.

The eastern part of the Adzhara-Trialeti basin retained its previous boundaries in the late Eocene; however, the Trialeti cordillera was exposed again in the inner part of the basin. *Lyrolepis Marl*, along with sandstone and clay beds enclosing conglomerate interlayers, accumulated north of the cordillera, whereas south of it bituminous clays with interlayers of graywacke sandstones were deposited at that time.

***In the Oligocene*** (Fig.25, p.176), paleogeographic changes resulted in peculiar depositional conditions and caused accumulation of the Maikop Group.



As indicated above, the Eastern flysch basin has been closed since the beginning of the Oligocene, and its structures joined the Eastern Island of the Greater Caucasus. The rise of the flysch trough probably was responsible for ingression, and sea water covered the Racha-Vandam cordillera zone, where the Oligocene-lower Miocene Kinta Formation accumulated. Its deposits 300-400 m thick are represented by the alternation of loose sandstones and the Maikop-type clay.

Peculiar environmental conditions arose in the epicontinental basin, with the exception of its northwestern part (east of the Adler depression edge). A semiclosed basin (Fig.25, p.176) was formed in the central part of the Tkibuli-Sachkhere land in response to transgression. Sandstone beds that accumulated here underlie the ore horizon of the Chiatura manganese deposit represented by siliceous zeolite tuffs and tuffites. The ore horizon is overlain by clayey to spongolite sandstones, which are gradually replaced eastwards by clay (Дзоценидзе, 1965).

The same replacement of siliceous deposits occurred west of the Tkibuli-Sachkhere land in the eastern Samegrelo.

Omitting problems concerning the origin of the Chiatura manganese deposit, which are very debatable, I should point out that the new paleogeographic landscape and partially closed basin were favorable for concentration of manganese in a small area, and this was one of decisive factors responsible for formation of the Chiatura deposit.

The earliest Oligocene was marked in the most part of the epicontinental basin by further downwarping of the depressed parts and by formation of starved troughs, where the continuous sedimentation was in progress (the Gudauta and Ochamchire depressions, the Kura-Iori interfluvium, and other areas). The Khadum Formation of carbonate clay (the carbonate content decreases up-section) with sandstone and marl interlayers accumulated at that time under conditions of normal salinity. In terms of lithology, the formation is persistent and represents the reference horizon. Its thickness exceeds 70-80 m.

A peculiar fauna of phosphorescent fish (Данильченко, 1960) inhabited separate areas of the basin (Gumista River). These fish live in modern basin below the 1000-m depth.

It may be inferred on the basis of the peculiar features of the Maikop sea that conditions favorable for this ichthyofauna could exist at a shallower depth (500-600 m). Judging from the lithofacies nature of the Oligocene deposits and from the geologic considerations, the considerable depth could hardly exist in the area of Gumista River in the earliest Oligocene. The appearance of phosphorescent fish in that area was probably a result of an inflow of a considerable amount of pelitic substance, which caused the lower level of the euphotic zone to rise and fishes to appear at a smaller depth.

The contamination of sea water with hydrogen sulfide and the accumulation of typical Maikop facies, which are represented by bithuminous carbonate-free gypsum-bearing clay beds with sandstone interlayers, took place at the end of the early Oligocene. The deposits contain abundant fragments of fish scales. The maximum thickness of the Maikop Group measures 3000 m (Лалиев, 1964).

Facies of the Maikop Group monotonous in the lithological composition indicate their accumulation in a poorly aerated water below the normal basis of wave activity and under stagnant conditions, when the partial or complete contamination with hydrogen sulfide took place. Judging from the biota, geochemistry, and lithology of the Maikop Group, it may be concluded that it has been deposited under conditions similar to the "Black Sea model," which is thought to be a typical example of a closed basin (Хэллем,1983).

It may be also inferred that the accumulation of abundant organic substance in sediments (the result of decomposition of dead organisms on the bottom) under reduction conditions was responsible for the origin of syngenetic pyrite. A slow decay of organic substance in water, contaminated with hydrogen sulfide, determined dark colors of the Maikop Group rocks and of the upper Eocene *Lyrolepis Marl*.

The subsidence, as well as the influx, of sandy material still persisted in the foredeep at the eastern margin of the Adler depression in the Oligocene. This resulted in the accumulation of the Khosta Formation (thick-bedded sandstone 400-450 m thick) and then the Sochi Formation (sandy clay with sandstone interlayers 550 m thick).

Within the Adzhara-Trialeti rift basin, the Oligocene sedimentation was still in progress only in the eastern part, whereas marine conditions were retained only in the Akhaltsikhe (east of the Adigeni meridian) and Gurian depressions (Fig.25, p.176)

Normal sedimentary rocks (coarse-grained sandstone and clay) accumulated at that time in the Akhaltsikhe depression under conditions of a semiclosed basin.

The problem of terrigenous material provenance for the Oligocene-early Miocene Maikop basin of the Crimea-Caucasus region is the topical one. The problem requires further investigation and a resolution of alternative viewpoints (Мирчинк, Шурыгин,1974; Копп, Щерба,1985; Майсадзе,1987; Столяров,Ивлева,1989 and others). It is hardly probable, in my opinion, that any local provenance in the considered areas could provide the sufficient amount of terrigenous material.

In conclusion, assessing roughly the climatic and hydrologic conditions in the basin and adjacent dry land of the Paleogene time, it may be said that the former represented a sea of the humid zone. Judging from its fauna, marine environs, which existed here in the Paleocene and Eocene, was characterized by normal salinity and corresponded to normal marine or oceanic conditions.

## CONCLUSION

The compiled paleogeographic and lithofacial maps of Georgia for separate epochs of the Paleogene show that characteristic features of geologic history of the region was as follows:

(1) the studied area represented a part of the northern active continental margin of the Tethys, where a system of island arcs, marginal, and interarc basins was developed in the course of a complicated geologic history;

(2) three types of rock associations accumulated in the Paleogene under different geodynamic conditions are represented by flysch, epicontinental-marine, and volcanogenic-sedimentary formations;

(3) the Racha-Vandam cordillera zone, which extends along the southern edge of the Eastern flysch basin of the Greater Caucasus and is completely overlapped nowadays by flysch deposits thrust over it, was the source area for turbidity flows supplying the flysch basin with terrigenous material;

(4) the correlation of olistostromes of the southern slope of the Greater Caucasus with analogous rocks of adjacent areas defines their age as corresponding to latest Eocene; this indicates that olistostromes are synorogenic and synchronous to the "horizon with inclusions" of the Matsesta Formation;

(5) the formation of olistostromes was probably related to nappe thrusting in the southern slope of the Greater Caucasus; the widespread occurrences of these formations within the Alpine fold system allow the upper Eocene olistostromes to be referred to the "event-related deposits";

(6) facies analysis of the upper Eocene deposits in the eastern margin of the Adler depression and tectonic history of the depression reveal the onset time of Late Pyrenean phase of folding that spanned, as established, the second half of the late Eocene lasting 2-3 m.y. in the time interval of accumulation of the Matsesta Formation;

(7) the Pyrenean epochs of the tectogenesis (Early- and Late Pyrenean phases) were manifested with different intensity in the studied region, as in the whole Caucasus; the Early Pyrenean (Trialetian) phase was most pronounced in the Adzhara-Trialeti zone, whereas the Late Pyrenean orogeny was effective in the southern slope of the Greater Caucasus; and

(8) the degree of compression in the Eastern flysch basin of the Greater Caucasus makes up 45-75 % for the Paleogene time, while that in subplatform basin of the Ksani-Arkala parautochthon is equal to 25-30 %; the total amplitude of nappe thrusting over the Paleogene section of the southern slope of the Greater Caucasus seems to be 9-12 km.

#### FIGURE CAPTIONS

*Fig.1 (p.12). Simplified scheme of the tectonic zones in Georgia (after Гамкредидзе, Гамкредидзе, 1978): 1-boundary of tectonic units; 2-natural exposures of the Paleogene deposits; I-anticlinorium of the Greater Caucasus; II-fold system of the southern slope of the Greater Caucasus; III-Georgian Block; IV-Adzhara-Trialeti zone; V-Artvin-Bolnisi Block; VI-Loki-Karabakhi zone of folding*

Fig.20 (p.142). Palinspastic scheme of the Caucasian sector in the northern margin of the Tethys for the earliest Paleogene (compiled with due regard to paleomagnetic data and palinspastic schemes by Адамия и др.,1979; Лордкипанидзе и др.,1984, Gamkrelidze,1986): 1- sedimentation area; 2-erosion area; 3-boundary of dry land; 4-boundary of sedimentation basins with different environmental conditions; **ЗБС**-Western Land of Greater Caucasus; **ВБС**-Eastern Land of Greater Caucasus; **ЗФБ**-Western flysch basin; **ВФБ**-Eastern flysch basin; **ЗЭБ**-Transcaucasian epicontinental basin; **АТБ**-Adzhara-Trialeti basin; **АБС**-Artvini-Bolnisi land; **ОБТ**-Tethyan relic basin; (БОД)-Greater Caucasus island arc; (БОБ)-Greater Caucasus remnant basin; (ИРБ)-inter-arc rift basin; (СОД)-North Transcaucasian island arc; (ЮОД)-South Transcaucasian island arc.

Fig.21 (p.147). Paleogeographic and lithofacies map of Georgia for the Paleocene (compiled by Maisadze): 1-dry land; 2-normal sedimentary formation; 3-flysch and flyschoid formation; 4-volcanogenic-sedimentary formation; 5-olistostrome; 6-conglomerate, breccia, gritstone; 7-sandstone, silstone; 8-clay; 9-limestone; 10-dolomite; 11-marl; 12-mostly volcanic tuff and lava; 13-alternation of volcanogenic and normal sedimentary rocks; 14-boundary between sea and land; 15-boundary between formation zones; 16-boundary between lithofacies; 17-present position of flysch overthrust; 18-drill holes: (a) deposits of a given age present, (b) deposits of a given age are missing.

Fig.22 (p.152). Paleogeographic and lithofacies map of Georgia for the early Eocene (compiled by Maisadze). Symbols as in Fig.21.

Fig.23 (p.157). Paleogeographic and lithofacies map of Georgia for the middle Eocene (compiled by Maisadze). Symbols as in Fig.21.

Fig.24 (p.165). Paleogeographic and lithofacies map of Georgia for the late Eocene (compiled Maisadze). Symbols as in Fig.21.

Fig.25 (p.176). Paleogeographic and lithofacies map of Georgia for the Oligocene (compiled by Maisadze). Symbols as in Fig.21.

## ЛИТЕРАТУРА REFERENCES

АБИХ Г. - Отчет комиссии, назначенной для исследования тифлиских минеральных источников. Тифлис. 1870. 136 с.

АГЕЕВ В.П., ДЕВДАРИАНИ Е.И., ПАПАВА Д.Ю. - Новые данные о геологическом строении бассейна среднего течения р.Куры (в полосе Хашури-Бакуриани) - Мат. по геол. и нефтегазоносности Грузии // Тбилиси. Мецниереба. 1975. С.278-299.

АДАМИЯ Ш.А. - Геологическое строение предгорий Большого Кавказа между бассейнами р.Малой Лиахви и г.Душети (на груз. яз.) // Дис. канд. геол.-мин. наук. 1956. 274 с.

АДАМИЯ Ш.А. - Геологическое строение Аджарии и сопоставление палеогеновых вулканических образований этого района с синхронными породами Гурии, Месхети и Имерети // 1972. 63 с. (Фонды ГИН АН Грузии).

АДАМИЯ Ш.А. - Тектоника и геологическая история Абхазии // Тбилиси: Мецниереба. 1977. 67 с.

АДАМИЯ Ш.А., ЗАКАРИАДЗЕ Г.С., ЛОРДКИПАНИДЗЕ М.Б., САЛУКВАДЗЕ Н.Ш. - Геологическое строение Аджарии - Проблемы геологии Аджаро-Триалети // Тбилиси: Тр. ГИН АН СССР. 1974. Нов. сер. Вып. 44. С.60-69.

АДАМИЯ Ш.А., АСАНИДЗЕ Б.З., ГАМБАШИДЗЕ Р.А., НАДАРЕЙШВИЛИ Г.Ш., ИГУЕН ТХИ КИМ ТХОА., ПЕЧОРСКИЙ Д.И. - Палеомагнетизм верхнемеловых пород Южной Грузии и его геологическая интерпретация // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 5. С.40-57.

АДАМИЯ Ш.А., САЛУКВАДЗЕ Н.Ш., ЧИЧУА Г.К. - Орхевский разлом у строящейся плотины на р.Лакбе (Гаре Кахети) // Сообщ. АН Грузии. 1991. Т.143, №1. С.57-60.

АДАМИЯ Ш.А., КУЛОШВИЛИ С.И., ЛОРДКИПАНИДЗЕ М.Б., МАЙСУРАДЗЕ Г.М., ЧХОТУА Т.Г. - Геология Восточных Понтид (Артвинский и Эрзерумский вилайеты) // 1992. 124 с. (Фонды ГИН АН Грузии).

АКОПЯН Г.М., ВЕГУНИ А.Т., ПТУХЯН А.Е. - Палеогеновая система // Геология СССР. Т. 43 (Армянская СССР). М.: 1970. С.113-165.

АЛИ-ЗАДЕ А.А., АЛИ-ЗАДЕ К.А., АЛИЮЛЛА Х.А. - Геологические и биотические события позднего эрцена-раннего олигоцена. Регион XI. Азербайджан - Ч. 1 // М.: Изд-во ГЕОС. 1996. С.112-130.

АЛПАИДЗЕ В.С. - Геология и геоморфология окрестностей Тбилиси // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. 1969. 27 с.

АРЧВАДЗЕ К.М. - Макро- и микропалеонтологическая характеристика майкопских отложений малоизученных районов Грузии - Лечхуми и Горной Кахетии // 1961. 94 с. (Фонды груз. комп. лабор. ВНИГНИ).

БАШАЛЕЙШВИЛИ Л.Б., БУРТМАН В.С., ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П. - О характере сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Дзирульского массива // ДАН АН СССР. 1982. Т.266, № 1. С.196-198.

БЕРГЕР В.Х. - Стратиграфия глубоководных осадков. Климатические скачки в кайнозой и поиск обратных связей между химизмом и климатом - Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир. 1985. С.126-160.

БОРУКАЕВ Ч.Е. - О палинспастических построениях // Геотектоника. 1970. № 6. С.23-29.

БОЯНОВ И., МАВРУДЧИЕВ Б. - Палеогенский магматизм в Северо-восточной Родии // София: Наука и искусство V-т. Т.54. Кн. 2. 1959-60.

БУЛЕЙШВИЛИ Д.А. - Геология и нефтеносность межгорной впадины Восточной Грузии // Госгеолтехиздат. 1960. 238 с.

ВАРЕНЦОВ М.И. - Геологическое строение западной части Куринской депрессии // М.: Изд-во АН СССР. 1950. 258 с.

ВАССОЕВИЧ Н.Б. - Геологические исследования в районе Джавской группы минеральных источников (Юго-Осетия) // ДАН АН СССР. 1930. С.112-114.

ВАССОЕВИЧ Н.Б. - Краткий геологический очерк нефтепроявлений в центральной части южного склона Главного Кавказского хребта // Тр. НГРИ. Сер. Б. Вып. 1. Л.-М.: 1931. С.95-106.

ВАССОЕВИЧ Н.Б. - Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии // Тр. СОПС АН СССР. Сер. Закавказье. Вып. 4. Сб.2. 1932. С.57-106.

ВАССОЕВИЧ Н.Б. - Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии // Тбилиси; Техника да шрома. 1933. 74 с.

ВАССОЕВИЧ Н.Б. - О строении Аргунского покрова (Восточная Грузия) // Бюлл. Гос. музея Грузии X-A. 1940<sub>1</sub>. С.183-188.

ВАССОЕВИЧ Н.Б. - О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье // Зап. Всерос. мин. об-ва. 1940<sub>2</sub>. Ч.XIX. № 2-3. С.395-417.

ВАССОЕВИЧ Н.Б. - Палеоген Восточной Грузии // Геология СССР. Т.X. Ч.1. М.:Госгеолтехиздат. 1941. С.226-240.

ВАССОЕВИЧ Н.Б., КОРОТКОВ С.Т. - К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе (в Майкопском округе) // Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та. Л.-М.: 1935. Вып. 52. Сер.А. С.1-45.

ВАХАНИЯ Д.Е. - О закономерности распределения литофаций и мощностей майкопской серии в Абхазии и Мегрелии // Сообщ. АН ГССР. 1981. Т.104, №1. С.105-108.

ВАХАНИЯ Д.Е. - Тектоника окумского поднятия и смежных районов Одишской и Очамчирской депрессии в связи с нефтегазоносностью // Дис. канд. геол.-мин. наук. 1982. 188 с. (Фонды ГИН АН Грузии).

ВАХАНИЯ Е.К. - Геологические исследования в Приморской зоне Абхазии // Тр. ГПК Грузнефть. 1940. №2. Тбилиси: Техника да шрома. С.9-63.

ВОЛЬСКИЙ З.Д., ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П., НАДАРЕЙШВИЛИ Г.Ш. - К геологии северного склона Месхетского хребта. - Проблемы геологии Аджаро-Триалети // Тбилиси. Тр. ГИН АН ГССР. 1974. Нов. сер. Вып. 44. С.7-14.

ВОРОНИНА А.А. - Стратиграфия эоцен-олигоценых отложений Ахалцихской котловины (Грузия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С.46-57.

ВЫЛЦАН И.А. - Введение в учение о фациях и формациях. - Томск: Изд-во Томского ун-та. 1984. 197 с.

ВЪЛКОВ В. - Олиготромни явления в приабона южно от Крумовград. - Списание на бълг. гео. дружества. 1967. Т.28. Кн. 3.

ГАБЕЛЯЯ П.Д. - Олигоценая ихтиофауна Абхазии // Сообщ. АН ГССР. 1977. Т.87. № 1. С.193-196.

ГАБРИЕЛЯН А.А. - Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван. 1964. 199 с.

ГАВТАДЗЕ Т.Т. - Нанопланктон палеогеновых отложений Абхазии и его биостратиграфическое значение // Дис. канд. геол.-мин. наук. 1986 155 с. (Фонды ГИН АН Грузии)

ГАМБАШИДЗЕ Р.А. - История геологического развития Грузии в позднемеловую эпоху // Тбилиси. Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 82. 1981. 110 с.

ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П. - Строение северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали (на груз. яз.) // Тбилиси: Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 7. 1966. 109 с.

ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П. - Строение и развитие западной части южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы // Геотектоника. 1969. № 4. С.72-84.

ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П. - Тектоническое окно в ущелье р.Ксани // Сообщ. АН ГССР. 1970. Т. 59. № 3. С.613-616.

ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П. - Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза // Тбилиси: Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 52. 1976. 225 с.

ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П.,ЛОБЖАНИДЗЕ Г.П.,ЛОРДКИПАНИДЗЕ М.Б., СХИРТЛАДЗЕ Н.И. - Экскурсия-6. Путевод. геолог. экск. 1У Всесоюз. вулканич. совещ.// Тбилиси: Мецниереба. 1980. С.45-50.

ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П.,ЛОБЖАНИДЗЕ Г.П. - Геология центральной Аджаро-Триалети и проблема боржомской минеральной воды // Тбилиси: Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 83. 1984. 82 с.

ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П.,ДЖАПАРИДЗЕ И.Г.,СХИРТЛАДЗЕ Н.И. - Глубинное геологическое строение и магматизм территории Грузии по данным геофизических исследований. - 1988. Т.2. 243 с (Фонды "Грузгеология").

ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П.,МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - Покровная тектоника флишевой зоны южного склона Большого Кавказа. - Геологическое строение Асса-Арагвинского пересечения Большого Кавказа // Тбилиси: Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып. 109. 1991. С.132-138.

ГАМКРЕЛИДЗЕ П.Д. - Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы // Тбилиси: Изд-во АН ГССР. 1949. 508 с.

ГАМКРЕЛИДЗЕ П.Д. - Мезо-кайнозойские орогенетические фазы Альпийской зоны Юга СССР // МГК. 21-я сес. Проблема 18. М.:Изд-во АН СССР. 1960. С.193-203.

ГАМКРЕЛИДЗЕ П.Д. - Основные черты тектонического строения Кавказа // Геотектоника. 1966, №3. С.3-13.

ГАМКРЕЛИДЗЕ П.Д. - Строение южной части Местия-Тианетской зоны южного склона Большого Кавказа // Тез. докл. научн. сесс. Тбилиси: Мецниереба. 1970. С.3-5.

ГАМКРЕЛИДЗЕ П.Д. - Схема тектонического строения Грузии // Путеводитель экскав. Советско-Индийского симп. Тбилиси: 1975. С.4-15.

ГАМКРЕЛИДЗЕ П.Д., ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П. - Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа // Тбилиси: Тр. ГИН АН ГССР. 1977. Нов. сер. Вып. 57. 80 с.

ГАМКРЕЛИДЗЕ П.Д., ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П. - Основные черты тектоники Кавказа и Западных Карпат // Тр. Геол. ин-та им. Д.Штура. Братислава. 1978, №69. С.21-51.

ГАСАНОВ Т.АБ. - Палеогеновые олистостромы Малого Кавказа // Геотектоника. 1983. № 5. С.74-83.

ГЕККЕР Р.Ф., МЕРКЛИН Р.Л. - Об особенностях захоронения рыб в майкопских глинистых сланцах Северной Осетии // Изв. АН СССР. Сер. биол. наук. 1946. № 6. С.22-52.

ГЕОЛОГИЯ АЗЕРБАЙДЖАНА - Т.1. Стратиграфия. Часть вторая. Мезозой и кайнозой // Изд-во "Nafta-Press". Баку. 1997, 636 с.

ГЕОЛОГИЯ СССР - Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1 // Геологическое описание. М.: Недра. 1968. 736 с.

ГЕОЛОГИЯ СССР.- Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание // М.: Недра. 1969. 560 с.

ГЕОЛОГИЯ СССР - Т. 43. Армянская ССР. Ч.1. Геологическое описание // М.: Недра. 1970. 463 с.

ГЕОЛОГИЯ СССР - Т. 42. Азербайджанская ССР. Ч.1. Геологическое описание // М.: Недра. 1972. 518 с.

ГОГИБЕРИДЗЕ В.И., ЛОРДКИПАНИДЗЕ Н.Г., ВАХАНИЯ Д.Е. - О результатах структурно-поискового бурения на площади Зугдиди за 1975-78 г. // 1978. 123 с. (Фонды "Грузнефть").

ГОДЕРДЗИШВИЛИ Г.С. - Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Абхазии по фораминиферам // Тр. ВНИГНИ. Вып. 115. М.: Недра. 1971. С.27-39.

ГОЛЕВ Б.Т. - Стандартная зональная шкала на примере нуммулитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С.51-56.

ГРОССГЕЙМ В.А. - Палеоген Северо-Западного Кавказа // Тр. КФНИИ. Вып. 4. 1960. С.3-190.

ГУДЖАБИДЗЕ Г.Е. - Геологическое строение средней части междуречья Ингури-Цхенисцкали (Западная Грузия) // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: 1967. 24 с.

ДАНИЛЬЧЕНКО П.Г. - Костистые рыбы майкопских отложений Кавказа // Тр. ПИН АН СССР. 1960. Т. 78. 208 с.

ДЕВДАРИАНИ Е.И. - Геология и нефтегазоносность восточного погружения Аджаро-Триалетской складчатой системы // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: 1971. 27 с.

ДЖАНЕЛИДЗЕ А.И. - К вопросу об орогенетических фазах // Сов. геол. 1940. № 5-6. С.172-174.

ДЖАНЕЛИДЗЕ А.И. - Проблема Грузинской глыбы (на груз. яз.) // Сообщ. АН ГССР. 1942. Т. 111. № 1-2. С.137-143.



ДЖАНЕЛИДЗЕ А.И. - К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины // Сообщ. АН ГССР. 1950. Т.Х1. № 8. С.483-492.

ДЖАНЕЛИДЗЕ А.И. - Складкообразование и седиментация // GGJ. Section V- Relations entre la Tectonica y Sedimentation. Mexico. 1957. С.289-302.

ДЖАНЕЛИДЗЕ А.И.,СХИРТЛАДЗЕ Н.И.,РУБИНШТЕЙН М.М. - О тбилисских эоценовых конгломератах запутанного напластования (на груз. яз.) // Тбилиси: Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. Т. V111/X111. 1955. С.97-112.

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С. - Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии // Изд-во АН ГССР. 1948. 407 с.

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С. - К вопросу классификации песчаников // Вест. геол. об-ва Грузии. Т. 111. Вып. 1. 1963. С.31-42.

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С. - О генезисе Чиатурского месторождения марганца // Литол. и полез. ископаемые. 1965. № 1 С.3-17.

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С. - Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд // М.: Недра. 1969. 343 с.

ДОНДУА Г.М. - Отчет о геологических исследованиях центральной части южного склона Кахетинского хребта и Гурджаани-Пховельского района. 1957. 301 с. (Фонды "Грузнефть").

ЖАБИН А.Г.,ТОДРИА В.П.,САМСОНОВА Н.С.,ТАМАЗАШВИЛИ Н.А. - Барьерный риф в основе структуры Кваисинского свинцово-цинкового месторождения (Центральный Кавказ) // ДАН СССР. 1982<sub>1</sub>. Т. 262. № 2. С.404-408.

ЖАБИН А.Г.,ТАМАЗАШВИЛИ Н.А.,МЕШВИЛДИШВИЛИ Т.А., НАНИЕВ М.И.,МАРГИЕВ М.А. - Прогнозирование на глубину полиметаллического оруденения Кваисинского поля (Центральный Кавказ) // ДАН СССР. 1982<sub>2</sub>. Т. 265. № 2. С.410-412.

ЖИЖЧЕНКО Б.П. - Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях // М.: Недра. 1974. 366 с.

ЗИРАКАДЗЕ Р.М. - К вопросу о стратиграфическом расчленении олигоценых отложений Ахалцихской депрессии // Сообщ. АН ГССР. 1982. Т.105. № 1. С.85-88.

КАЗАХАШВИЛИ Ж.Д. - Палеобиологическая история моллюсковой фауны соленовского горизонта Грузии // Тбилиси: Мецниереба.1984.104 с.

КАНДЕЛАКИ Д.Н. - История геологического развития предгорья Большого Кавказа (междуречье Лиахви и Иори) // Дис. . .канд. геол-мин. наук. 1975. 185 с. (Фонды ГИН АН ГССР).

КАНЧАВЕЛИ А.Л. - Об альб-сеноманском вулканизме в геосинклинали южного склона Большого Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. 1978. Нов. сер. Вып. 59. С.80-83.

КАХАДЗЕ И.Р.,КАНДЕЛАКИ Н.А. - Геологическое описание листа К-38-XV (Душети) // 1946. 29 с. (Фонды геол. управл.).

КАЧАРАВА И.В. - Палеоген окрестностей г.Тбилиси (на груз. яз.) // Бюлл. Геол. ин-та Грузии. 1936. Вып.1. Т.2. 67 с.

КАЧАРАВА И.В. - Рачинско-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время (на груз. яз.) // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. Т. 2(7). 1944. 144 с.

КАЧАРАВА И.В. - Палеогеновые отложения Грузии // 1950 (Фонды “Грузнефти”).

КАЧАРАВА И.В. - Палеоген Карталинской депрессии и смежных с нею районов // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. Т. 8(13). 1955. С.113-179.

КАЧАРАВА И.В. - Палеоген Грузии // 1961. (Фонды ГИН АН ГССР).

КАЧАРАВА И.В. - Очерк геологии Ахалцихской депрессии // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. Т.12(17). 1961. С.103-136.

КАЧАРАВА И.В. - Палеоцен и эоцен. - Геология СССР. Т.Х. Грузинская ССР. М.: Недра. 1964. С.182-212.

КАЧАРАВА И.В., АДАМИЯ Ш.А., МРЕВЛИШВИЛИ Н.С., ДЖАВАХИШВИЛИ Ш.И., ЧИХРАДЗЕ Г.А. - Палеогеновая система. - Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии // Тбилиси: Мецниереба. 1965. С.94-113.

КАЧАРАВА М.В. - Стратиграфия верхнеэоценовых отложений северного склона Триалетского хребта по фауне фораминифер // Вест. Гос. музея Грузии. Т.ХV1-А. 1954. С.15-25.

КАЧАРАВА М.В. - Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы // Тбилиси: Мецниереба. 1977. 357 с.

КЕКЕЛИЯ С.А. - Кристаллические сланцы западной части Главного Кавказского хребта и их парагенетический анализ // Зап. ВМО. Сер.2. Ч.95. Вып.3. 1966. С.357-363.

КЕЛЛЕР Б.М., МЕННЕР В.В. - Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1945. Т.ХХ (1-2). С.83-103.

КЕЛЛЕР Б.М., УЛЬЯНОВ А.В. - Новые данные по стратиграфии и нефтегазоносности Сочинского района // Нефт. хоз-во. 1937. № 9. С.12-17.

КИЛАСОНИЯ В.М. - Среднеэоценовый вулканизм южного склона Триалетского хребта // Тез. докл. конф. мол. геол. Тбилиси. 1981. С.24-26.

КОЗЛОВ А.Л. - Черноморское побережье в районе Сочи и низовья р.Мзымты. - Экск. по Кавказу. Черноморское побережье // Тр. ХV11 сесс. МГК. 1937. С.26-44.

КОПП М.Л. - Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мелапалеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т.65. Вып. 4. С.97-109.

КОПП М.Г. - Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мелапалеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т.66. Вып. 1. С.13-23.

КОПП М.Г., ЩЕРБА И.Г. - История позднеальпийского развития Восточного Кавказа // Геотектоника. 1985. № 6. С.94-108.

КОПП М.Л., БЛЮМКИН Е.И., КУДРИН Н.Н. - Региональные сдвиги Ширакско-Аджиноурской складчатой зоны Закавказья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т.64. Вып.4. С.14-28.

КРАШЕНИННИКОВ В.А., ПТУХЯН А.Е. - Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным микрофораминиферам и нуммулитам // Вопр. микропалеонт. 1988. Вып. 28. С.60-98.

КУЗНЕЦОВ С.С. - Аджаро-Триалетская складчатая система. - Мат. по геол. и петрол. ССР Грузии // 1V труды СОПС. Сер. Закавказ. Вып. 22. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1937. 181 с.

КУЛЕШОВ В.Н.,ДОМБРОВСКАЯ Ж.В. - Марганцевые месторождения Грузии. - Сообщ. 2. Происхождение марганцевых руд (на примере Чиатурского и Квирильского месторождений) // Литол. и полез. ископ. 1997. № 4. С.339-355.

КУРОЧКИН В.И. - Некоторые материалы по изучению Абхазской металлогенической провинции свинца и цинка // 1936. 405 с (Фонды ГИН АН СССР).

КУРОЧКИН В.И. - Геологическое строение Западной Абхазии //1949 (Фонды Геол. Управления Грузии).

ЛАЛИЕВ А.Г. - Майкопская серия Грузии // М.: Недра. 1964. 308 с.

ЛАЛИЕВ А.Г.,ЗИРАКАДЗЕ Р.М. - К вопросу о стратиграфии среднего эоцена западной части Аджаро-Имеретинского хребта и генезис известняков Хино // Сообщ. АН ГССР. Т.58. № 1. 1970.

ЛЕОНОВ М.Г. - Дикий флиш Альпийской области // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 199. М.: Наука. 1975. 138 с.

ЛЕОНОВ М.Г. - Олисторомы в структуре складчатых областей // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 344.М.: Наука. 1981. 172 с.

ЛЕОНОВ Ю.Г. - Новейшая активизация и Альпийский орогенез // Геотектоника. 1972. № 2. С.3-14.

ЛИДЕР М.Р. - Седиментология // М.: Недра. 1986. 439 с.

ЛОРДКИПАНИДЗЕ М.Б. - Палеогеновый вулканизм Аджарии (южный склон Аджаро-Имеретинского хребта) // Дис. канд. геол.-мин. наук. 1971. 192 с. (Фонды АН ГССР)

ЛОРДКИПАНИДЗЕ М.Б. - Альпийский вулканизм и геодинамика Центрального сегмента средиземноморского складчатого пояса // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 69. 1980. 162 с.

ЛОРДКИПАНИДЗЕ М.Б.,ЗАКАРИАДЗЕ Г.С. - Палеогеновый вулканизм Аджаро-Триалети. - Проблемы геологии Аджаро-Триалети // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 44. 1974. С.74-86.

ЛОРДКИПАНИДЗЕ М.Б.,АДАМИЯ Ш.А.,АСАНИДЗЕ Б.З. - Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа) // Докл. 27 Междунар. геол. конгр. М.: 1984. Т.3. С.72-83.

МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - О проявлении вулканизма в верхнеэоценовое время (междуречье Риони и Лиахви) // Сообщ. АН ГССР. 1969. № 55. С.32-35 (на груз. яз.).

МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - Палеогеографические и тектонические условия формирования эоценовых образований междуречья Риони и Лиахви (на груз. яз.) // Дис. канд. геол.-мин. наук. 1970. 155 с. (Фонды ГИН АН ГССР).

МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - Об источнике материала палеогеновых образований среднего течения р.Бзыбь // Сообщ. АН ГССР. 1974. Т.74. № 1. С.109-112.

МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - Некоторые вопросы палеогеографии палеогена северо-западной части Абхазии // Сообщ. АН ГССР. 1976. Т.83. № 2. С.409-412.

МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - Палеогеография Юго-Восточной Грузии в начале среднего эоцена // Сообщ. АН ГССР. 1980. Т.98. № 1. С.97-100.

МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - О новопиренейской складчатости на Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С.148-152.

МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - Новые данные об эоценовых нормально-осадочных образованиях Квайсинского района // Сообщ. АН ГССР. 1986. Т.121. № 1. С.129-132.

МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - Палеогеография Абхазии в палеогеновое время // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 92. 1987. 91 с.

МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - История геологического развития южного склона Большого Кавказа в палеогеновое время (в пределах Грузии) // 1990. 243 с. (Фонды ГИН АН ГССР).

МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - О верхнеэоценовых олистостромах южного склона Большого Кавказа // Стратиграфия, геологическая корреляция // 1994. Т.2, №1. С.95-102.

МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - Основные этапы геологического развития Грузии в палеогеновый период // Стратиграфия, геологическая корреляция // 1998. Т.6, №3 С. 97-108.

МАЙСАДЗЕ Ф.Д., АХВЛЕДИАНИ Р.А. - О доломитах палеогенового флиша южного склона Большого Кавказа // Сообщ. АН ГССР. 1990. Т.138. № 3. С.577-580.

МАМЕДОВ А.В. - Условия залегания и происхождение утесов юрских пород предгорной зоны южного склона Большого Кавказа // Геотектоника. 1968. № 4. С.85-98.

МГЕЛАДЗЕ З.В. - Геологическое строение и перспективы нефтегазонасности Восточно-Грузинского прогиба и смежных районов Закавказья // Дис. докт. геол.-мин. наук. 1991. 447 с. (Фонды "Грузнефти").

МЕФФЕРТ Б.Ф. - Геологический очерк Лечхума - Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии в 1928 г // Мат. по общ. и прик. геол. Вып. 140 (предварительный отчет). Л. 1930. 117 с.

МЕФФЕРТ Б.Ф. - Геологический очерк бассейна верхней Куры. // Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Куры-Араксинского бассейна. 1933. Вып. 5. 68 с.

МИЛАНОВСКИЙ Е.Е., ХАЙН В.Е. - Геологическое строение Кавказа // Из-во МГУ. 1963. 357 с.

МИРЧИК М.Ф., ШУРЫГИН А.М. - Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа // М.: Наука. 1972. 160 с.

МОШАШВИЛИ А.Б. - Сравнительный анализ геотектонического развития Южно-Каспийской (Куринско-Западно-Туркменской) и Черноморской впадин // Дис. докт. геол.-мин. наук. 1990. 505 с. (Фонды ГИН АН ГССР).

МРЕВЛИШВИЛИ Н.И. - Фауна и стратиграфия палеогена Душетского района (на груз. яз.) // Дис. канд. геол.-мин. наук. 1953. 168 с. (Фонды ГИН АН ГССР).

МРЕВЛИШВИЛИ Н.И. - Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе (на груз. яз.) // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. Т.Х(XV). 1957. С.139-147.

МРЕВЛИШВИЛИ Н.И. - Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение // Тбилиси: Изд-во ТГУ. 1978. 241 с.

МРЕВЛИШВИЛИ Н.И. - Некоторые вопросы стратиграфии палеогена Локской структурно-фациальной зоны (на груз. яз.) // Тез. док. III Респ. науч. конф. посв. 75-летию ТГУ. 1993. С.112-115.

МСТИСЛАВСКИЙ М.М., КОЧЕНОВ А.А. - Майкопские костные брекчии и гибель рыб в "красных водах" // ДАН СССР. 1960. Т.134. № 5. С.1021-1023.

МСТИСЛАВСКИЙ М.М., ПОДКОНЕН Н.И., ТАБАГАРИ Д.В. - О рудоподводящем канале Чиатурского месторождения марганца // Геол. рудных месторождений. 1984. № 2. С.68-76.

МУРАТОВ М.В. - Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран // Тектоника СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1949. 504 с.

НАДАРЕЙШВИЛИ Г.Ш. - Среднеэоценовый вулканизм Гурийского хребта и Южно-Имеретинского предгорья (на груз. яз.) // Дис. канд. геол.-мин. наук. 1968. 341 с.

НАДАРЕЙШВИЛИ Г.Ш. - Фации и генетические типы палеогеновых образований северного склона Месхетского хребта. - Вопросы геологии и петрологии // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 38. 1973. С.94-102.

НАДАРЕЙШВИЛИ Г.Ш. - Эоценовый вулканизм юго-восточной Гурии - Проблемы геологии Аджаро-Триалети // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 44. 1974. С.37-57.

НАДАРЕЙШВИЛИ Г.Ш. - Меловой вулканизм Аджаро-Триалети // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 75. 1981. 140 с.

НАДАРЕЙШВИЛИ Г.Ш. - Палеогеографические и литофациальные особенности вулканогенно-осадочных формаций среднего эоцена, мела и верхней юры в связи с перспективами их нефтегазоносности (по работам 1986 г) // 1987. 87 с. (Фонды "Грузнефти").

НАДАРЕЙШВИЛИ Г.Ш., ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П., МАЙСАДЗЕ Ф.Д., ГОГОЛАДЗЕ Д.Ф. - Исследование кернового материала мел-палеогеновых вулканогенно-осадочных и осадочных образований нефтеносных площадей Грузии в связи с выделением перспективных зон нефтегазоносности // 1989. 102 с (Фонды "Грузнефти").

НАДАРЕЙШВИЛИ Г.Ш., ТАТИШВИЛИ М.Г., ПАИЛОДЗЕ З.А., КВАТАШИДЗЕ Р.Г., ШЕНГЕЛИЯ Т.Р., МАЛАШЕВСКИ П.В. - Проблемы расчленения среднеэоценовой вулканогенной формации Аджаро-Триалетской зоны // Тез док. науч. сессии, посв. 60-летию Геол. об-ва Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1993. С.32-33.

НАДИРАДЗЕ В.Р., АЛИБЕГАШВИЛИ Б.А., ТЕДИАШВИЛИ Х.А. - Условия формирования и закономерности размещения рудных месторождений Юго-Осетии. - Эндеогенные рудные формации Юго-Осетии // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 51. 1976. С.5-85.

НАЙДИН Д.П., ПОХИАЛАЙНЕН В.П., КАЦ Ю.И., КРАСИЛОВ В.А. - Меловой период. - Палеогеография и палеоокеанология // М.: Недра. 1986. 262 с.

НАЧЕВ ИВАН К. - Реседиментация и флишеобразование. Българская Академия на науките. - Палеонтология, стратиграфия и литология. 25. София. 1988. С.61-73.

ОНИЩЕНКО Б.А. - Перерывы в седиментации и стратиграфические границы (на примере палеогена Предкавказья) // Советская геология. 1989. № 1. С.54-60.

ПАПАВА Д.Ю. - Геологическое строение восточной части Триалетского хребта (в связи с перспективами нефтегазоносности) // Дис. канд. геол.-мин. наук. 1966. 310 с (Фонды "Грузнефти").

ПАПАВА Д.Ю. - Палеогеографические и палеотектонические исследования в связи с нефтегазоносностью меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Триалетии и смежных с ней районов (отчет Триалетской темат. партии по работам 1977-79 гг) // 1979. 83 с. (Фонды "Грузнефти"),

ПАПАВА Д.Ю., ДЕВДАРИАНИ Е.И., КВАНТАЛИАНИ И.В., КВАХАДЗЕ Н.Н. - Геологическое строение с.Гантиади (отчет Западно-Абхазской геол.-съем. партии за 1965 г) // 1966. 107 с. (Фонды "Грузнефти").

ПАПАВА Д.Ю., ГОДЕРДЗИШВИЛИ Г.С. - О возрасте хостинских песчаников (на груз. яз.) // Сообщ. АН ГССР. 1968. Т.52. № 3. С.195-198.

ПАХОМОВ В.К. - К геоморфологии Дзегви-Даллярского участка долины р.Куры // Изв. Гос. Геогр. об-ва. 1937. Т.69. Вып. 5.

ПЕТТИДЖОН Ф., ПОТТЕР П., СИВЕР Р. - Пески и песчаники // М.: Мир. 1976. 535 с.

ПОПХАДЗЕ М.В. - Нуммулиты палеогенового флиша Триалетского хребта // Тр. Сектора палеобиологии АН ГССР. Т.3. 1956. С.139-157.

ПРОНИН А.А. - Тектонические эпохи фанерозоя. - Вопросы тектоники Урала // Тр. Ин-та геол. и геох. Урал. науч. ц-ра АН СССР. 1971. Вып. 92. Свердловск. С.1-9.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА нижне- и среднеюрских отложений Закавказья // Решение 2-го межведмст. регионал. страт. совещания по мезозою Кавказа. Л. 1984. 47 с.

РЕНГАРТЕН В.П. - Геологическое исследование в южной части Военно-Грузинской дороги в 1929 г. // Изв. Геол. Комитета. 1924. XLIII. № 2. С.70-74.

РЕНГАРТЕН В.П. - Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. ВГРО. 1932. Вып. 148. 78 с.

РЕНГАРТЕН В.П. - Тектоника Большого Кавказа. - Геология СССР. Т.Х. Закавказье. Ч.1 // М.-Л.: 1941. С.460-479.

РУБИНШТЕЙН М.М. - Орогенетические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии // Геотектоника. 1967. № 2. С.21-30.

САЛУКВАДЗЕ Н.Ш. - О возрасте горизонта *Lyrolepis caucasica* Rom. и смежных с ним фораминиферовых мергелей центральной Абхазии (на груз. яз.) // Изв. геол. об-ва Грузии. Т.1V. Вып. 2. 1965. С.61-64.

САЛУКВАДЗЕ Н.Ш. - Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений центральной Абхазии (на груз. яз.) // Дис. канд. геол.-мин. наук. 1966. 158 с. (Фонды ГИН АН ГССР).

САЛУКВАДЗЕ Н.Ш. - Палеогеновая система. - Вопросы геологии северо-западной части Абхазии // Тбилиси. Мецниереба. 1972. С.123-143.

САЛУКВАДЗЕ Н.Ш. - К стратиграфии палеогеновых отложений Аджарии - Проблемы геол. Аджаро-Триалети // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 44. 1974. С.70-73.

САЛУКВАДЗЕ Н.Ш. - К биостратиграфии палеоцена и эоцена Грузии. - Стратиграфия и палеонтология палеогена Грузии // Тбилиси: Мецниереба. 1985. С.3-20.

САЛУКВАДЗЕ Н.Ш. - Стратиграфия палеоцена и эоцена южного склона Большого Кавказа и Закавказского межгорного прогиба (Грузия) // Дис. докт. геол. наук. 1993. 334 с. (Фонды ГИН Грузии).

САЛУКВАДЗЕ Н.Ш., МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - О палеогеновых отложениях среднего течения р.Бзыбь // Сообщ. АН ГССР. 1973. Т.72. № 2. С.397-400.

САЛУКВАДЗЕ Н.Ш., ГУГУШВИЛИ В.И., МАЙСАДЗЕ Ф.Д. - Новые данные об эоцене Южной Грузии // Сообщ. АН ГССР, 1985. Т.120. № 3. С.569-572.

САЛУКВАДЗЕ Н.Ш., ЦАГАРЕЛИ Е.А. - Новые данные по стратиграфии эоценовых отложений бассейна р.Квирила // Сообщ. АН ГССР. 1987. Т.125. № 3. С.577-580.

САРКИСЯН О.А., САДОЯН А.А., ДЖРБАШЯН Р.Т., МАЙСАДЗЕ Ф.Д., САЛУКВАДЗЕ Н.Ш., АЛИЮЛЛА Х.А. - Фациально-палеогеографические обстановки позднего эоцена и раннего олигоцена Закавказья // Изв.АН Арм. ССР. Науки о земле. XI. № 2. 1987. С.3-19.

САРКИСЯН С.Г., ШАПОВАЛОВА Г.А. - Петрография майкопских и сарматских отложений Восточной Грузии и палеогеография времени их образования // М.: Изд-во АН СССР. 1952. 303 с.

СИНИЦЫН В.М. - Введение в палеоклиматологию // М.:Недра. 1967. 236 с.

СТОЛЯРОВ А.С., ИВЛЕВА Е.И. - О необычной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литол. и полез. ископаемые. 1989. № 1. С.32-65.

СТРАХОВ Н.М. - К вопросу о причинах и времени сероводородного заражения Черного моря // Землеведение. 1932. Т. XXXI. № 1-2. С.79-92.

СТРАХОВ Н.М., ШТЕРЕНБЕРГ Л.Е. - К вопросу о генетическом типе Чигатурского месторождения // Литол. и полез. ископаемые. 1965. № 1. С.18-30.

ТАТАРАШВИЛИ Л. И., СЕПАШВИЛИ О. А., ГОДЕРДЗИШВИЛИ Г.С. - Новые данные о палеоценовых отложениях северного борта Гаре-Кахетинской впадины // Изв. геол. об-ва Грузии. 1980. № 9. С. 132-136.

ТАТИШВИЛИ М.Г. - Среднеэоценовый вулканизм Месхетии // Дис. канд. геол.-мин. наук. 1974. 150 с. (Фонды ГИН АН ГССР).

ТВАЛТВАДЗЕ Г.К., МАРУСИДЗЕ Г.Я., ИОСЕЛИАНИ М.С. - Результаты сейсмических исследований по территории Гори-Мухранской депрессии - Некоторые результаты сейсмических и сейсморазведочных исследований на территории Грузинской ССР // Тбилиси: Мецниереба. 1973. С.134-144.

- ТРЮМПИ Р. - Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. - Тектоника Альпийской области // М.: Мир. 1965. С.9-121.
- ХАИН В.Е. - Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса // Вестник МГУ, № 2, сер. IV. 1970. С.36-72
- ХАИН В.Е. - Общая геотектоника. М.: Недра. 1973. 510 с.
- ХАИН В.Е. - Орогенез и тектоника плит // В кн.: "Тектоника. Геология альпид "тетического" происхождения". М.: Недра, 1980, 5-15 с.
- ХАТИСКАЦИ Г.Н. - К вопросу геологического строения и перспектив нефтегазоносности Горной Кахетии в свете новых данных // Тр. ВНИГНИ. Вып. 115. 1971. С.272-284.
- ХАТИСКАЦИ Г.Н., ЧИЧУА Г.К. - О геологическом строении и нефтегазоносности Горной Кахетии // Тез. докл. науч. сес. ВНИГНИ. 1967. С.14-15.
- ХЭЛЛЕМ А. - Юрский период // М.: Недра. 1978. 271 с.
- ХЭЛЛЕМ Э. - Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность // М.: Мир. 1983. 326 с.
- ЦАГАРЕЛИ А.Л. - Фазы складчатости Альпийского цикла на Кавказе - Тектоника, геология Альпид "тетического происхождения" // М.: Наука. МГК. 26-я сесс. 1980. С.187-192.
- ЧЕЧЕЛАШВИЛИ И.Д., БЕРИДЗЕ М.А. - Литология палеогеновых образований Юго-Восточной Грузии. - Материалы по литологии Юго-Восточной Грузии // Тбилиси: Мецниереба. 1965. С.59-102.
- ЧИЧУА Г.К. - Новые данные о строении Чинчвельтского покрова. - Мат. по геол. и нефтегаз. Грузии // М.: Недра. Тр. ВНИГНИ. Вып. 115. 1971. С.183-192.
- ЧИЧУА Г.К. - Особенности тектоники Горной Кахетии в связи с ее нефтегазоносностью (Восточная Грузия) // Дис. канд. геол.-мин. наук. 1975. 170 с (Фонды "Грузнефти").
- ЧУБИНИШВИЛИ К.Г. - Неогеновые континентальные молассы Восточной Грузии // Тбилиси: Мецниереба. 1982. 314 с.
- ЧХОТУА Т.Г. - Петрология метаморфических образований Большого Кавказа в пределах северо-западной части Абхазии // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. 1971. 31 с.
- ШАТСКИЙ Н.С. - О длительности складкообразования в фазах складчатости // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 1. С.15-53.
- ШВАН В. - Хронология меловых и третичных геотектонических событий в Балканской области // Геотектоника. 1981. № 3. С.67-78.
- ШВЕЦОВ М.С. - Палеоценовые и смежные с ними слои Сухума (Статья II) // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. X(2). 1932. С.211-250.
- ШИРИАШВИЛИ О.И.- Геологическое описание бассейнов рр. Лиахви, Меджуда, Лехура и Ксани (Отчет Лиахвской ГСП по работам 1958 г) // 1959 (Фонды Геол. Управления).
- ШИРИАШВИЛИ О.И., ВАШАКИДЗЕ И.Г. - Геологическое описание бассейнов рр. Мал. Лиахви, Меджуда, Лехура и Ксани (Отчет Лиахвской ГСП по работам 1959 г) - 1960 (Фонды Геол. Управления).



ШИХАЛИБЕЙЛИ Э.Ш. - Основные черты истории тектонического развития Азербайджана (статья II -Позднегеосинклинальная стадия альпийского этапа) // Изв. АН АЗ.ССР. Сер. наук о земле. 1981. № 2. С.43-65.

ШТЕРЕНБЕРГ Л.Е. - Осадочные или гидротермально-осадочные марганцевые месторождения чиатурского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С.137-140.

ШУБЛАДЗЕ Р.Л. - Условия формирования верхнеэоценовых вулканогенно-осадочных пород Ахалцихской депрессии (адигенская свита) // Тр. КИМС. Вып. VII(9). 1968. С.155-165.

ШУБЛАДЗЕ Р.Л. - Позднеэоценовый вулканизм Ахалцихской депрессии // Автореф. дис. . . канд. геол.-мин. наук. 1971. 26 с.

ШУЦКАЯ Е.К. - Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // М.: Недра. 1970. 251 с.

ЩЕРБА И.Г.-Олигостромы и проблемы кайнозойской тектоники Большого Кавказа. - Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа // М.: Наука. 1987. С.191-200.

ЭЙНЗЕЛЕ Г.,ЗЕЙЛАХЕР А. - Палеогеографическое значение темпеститов и периодитов - Циклическая и событийная седиментация. // М.: Недра. 1985. С. 478-484.

ЭПИТАШВИЛИ В.Д. - Фауна и стратиграфия верхнеэоценовых отложений Рачи и Лечхуми (на груз. яз.) // Дис. канд. геол.-мин. наук. 1965. 257 с. (Фонды ГИН АН ГССР).

ЭРИСТАВИ М.С. - Некоторые вопросы тектоники бассейнов рр.Псоу и Мзымта // Сообщ. Груз. геол. общества. Т.II, вып.2 1961. С.41-53..

ADAMIA Sh., CHABUKIANI A.,KAKABADZE M.,KOTETISHVILI E.,LORDKIPANIDZE M.,TABIDZE D. - Geological background of theCaucasus and Adjacent area // Geological evenss on Cretaceou-Paleogene Boundary (International Symposium). Tbilisi, 1991. P.18-51.

БЕСК Р. - Geologi der Gebiergs nordlich von Interlken // Beitr: Geol. Karte Schweiz N.F. 1911. Lief. 29(59).

ВЈУМА А.Н. - Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation // Amsterdam. Elsevier. 1962. 168 p.

ВРУСКНЕР W.D. - On the nature of "Flysch" and "Wildflysch"- XX session Congreso geologico International Resumenes, de los trabajos presentades // Mexico. 1956.

CLAPP F. - Geology of Eastern Iran // Bull. Geol. Sos. America. 1940. V.51. № 1. P.63-81.

DENISSON I.M.,WOODWARD H.P. - Palinspastic maps of Central Appalachians // Dull. Am. Assoc. Petroleum. Geol. 1963. V.47. № 4.

GAMKRELIDZE I.P. - Geodynamic evolution of the Caucasus and adyacent areas in Alpine // Tectonophysics. 1986. 127. P.261-277.

GANSSER A. - Ausseralpine Ophiolithprobleme // Eclogae geol. helv. 1959. V.52. № 2. P.137-157.

KRUS E. - Uber den Schweizerflysch - *Eclogae geol. helv* // 1932. V.25. P.240-261.

LUGEON M. - Zur l origine des blocs exotiques du Flysch prealpin // *Eclogae geol. helv.* 1916. V.14. № 2. P.328-340.

MAISADZE F. - Principal Stages in the Geologic History of Georgia in the Paleogene // *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol.6, No 3, p. 1998. P.303-313.

STILLE H. - Grundfragen der vergleichenden Tektonik Verl G // Berlin: Borntraeger. 1924. 443 p.

STOCKLIN J. - Structural history and tectonics of Iran // *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*. 1968. V.52. № 7. P.79-98.

TERCIER J. - Le flysch dans la sedimentation alpine // *Eclogae geol. helv.* 1947. V.40. № 2. P.128-150.