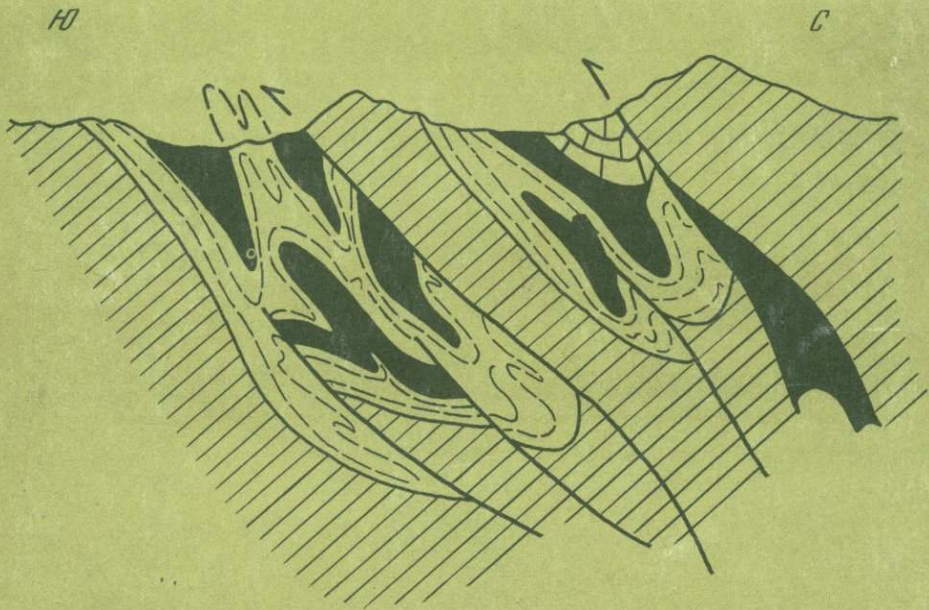


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

С. Д. СОКОЛОВ

ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ ТОЛЩИ  
И  
ОФИОЛИТОВЫЕ ПОКРОВЫ  
МАЛОГО  
КАВКАЗА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

*С. Д. Соколов*  
*Москва - 13/2-807. ИГЕМ.*

С. Д. СОКОЛОВ

# ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ ТОЛЩИ И ОФИОЛИТОВЫЕ ПОКРОВЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Труды, вып. 296

18781



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1977



Academy of Sciences of the USSR  
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

S. D. Sokolov

## OLISTOSTROMES AND OPHIOLITE NAPPE OF THE MINOR CAUCASUS

*Transactions, vol. 296*

Работа посвящена выяснению положения оphiолитов в современной складчатой структуре Малого Кавказа и их взаимоотношения с вмещающими верхнемеловыми образованиями. Установлено, что в пределах Севано-Акеринской и Вединской зон породы оphiолитовой ассоциации находятся или в перетолженном состоянии среди олистостромовых толщ, или в виде тектонических покровов. Тектонические покровы сложены как габбро-гипербазитовыми массивами, так и эффузивно-радиоляритовой серией. Приводятся фаунистические доказательства юрского возраста эффузивно-радиоляритовой серии. Нередко внутри покровов оphiолиты превращены в серпентинитовый меланж, оторженцы которого встречаются уже в олистостромовой толще. Время формирования олистостромовой толщи и становления покровов охватывает интервал от сеномана до раннего коньяка в Севано-Акеринской зоне и соответствует раннему коньяку в Вединской зоне. Делается вывод, что в мезозое на территории Малого Кавказа существовал прогиб, в котором на меланократовом фундаменте накапливались породы эффузивно-радиоляритовой серии. Большое внимание уделяется описанию и характеристике олистостромовых толщ.

Табл. 1. Илл. 36. Библ. 115 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор), *В.Г. Гербова*,*В.А. Крашенинников*, *П.П. Тимофеев*

Ответственный редактор

академик *А.Л. Яншин*

Editorial Board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-Chief), *V.G. Gerbova*,*V.A. Krashennikov*, *P.P. Timofeev*

Responsible Editor

Academician *A.L. Yanshin*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее десятилетие офиолитовые зоны внутриконтинентальных складчатых поясов стали предметом пристального изучения геологов разных специальностей. Интерес к этим зонам возник в связи с достижениями морской геологии, которые позволили по-новому подойти к сравнению строения и истории развития континентов и океанов. Было установлено определенное сходство между разрезами пород ложа океанов (особенно в пределах срединно-океанических хребтов) и комплексами образований, участвующих в строении эвгеосинклинальных зон. Среди последних наибольший интерес для прямой корреляции имеют породы офиолитовой ассоциации. Сходство между этими породами, развитыми в столь разнотипных по своему строению геологических структурах, позволило многим исследователям сделать предположение о том, что офиолиты складчатых областей являются реликтами океанической коры "праокеанов", некогда располагавшихся на месте современных складчатых областей. В нашей стране эта точка зрения впервые была высказана и разработана А.В. Пейве.

Новый подход потребовал тщательного и всестороннего исследования офиолитовых поясов складчатых зон. Офиолиты перестали быть предметом только петрографических и петрологических проблем. Основной акцент в исследованиях был направлен на выяснение тектонических аспектов и вопросов возраста и положения офиолитов в разрезе геосинклинальных зон.

На Малом Кавказе исследования в этом плане были начаты в 60-х годах А.Л. Книппером. Результаты этих исследований дали качественно новый материал и позволили установить разновозрастность и генетическую разновидность отдельных компонентов офиолитовой ассоциации, протрузивный характер внедрения гипербазитов, широкое развитие зон цветного меланжа и олистостромовых комплексов. Появились свидетельства аллохтонного залегания офиолитовых масс и значительных горизонтальных перемещений (Книппер, 1975).

Однако покровный характер строения офиолитовых зон Малого Кавказа вплоть до настоящего времени в геологической литературе освещен недостаточно. В то же время выяснение характера и способа становления офиолитов в современной структуре крайне важно не только для понимания механизма формирования складчатых зон и для проведения палеотектонических реконструкций, но и для общих теоретических и металлогенических построений.

Настоящее исследование направлено на решение вопросов становления офиолитовых комплексов в современной структуре Малого Кавказа и преследует главным образом три цели: 1) установление возраста пород офиолитовой ассоциации, 2) изучение характера взаимоотношений офиолитов с вмещающими отложениями, 3) выяснение внутренней структуры офиолитовых зон Малого Кавказа. При этом особое внимание было обращено на связь тектонических движений, приведших к перемещению крупных офиолитовых аллохтонов, с процессами осадконакопления, что потребовало изучения своеобразных грубообломочных образований, известных в литературе под названием олистостромов. Выяснение особенностей строения и формирования олистостромовых толщ дало ключ к пониманию внутренней структуры офиолитовых зон, положения в них офиолитов и характера их вторичного перемещения.

По своему содержанию предлагаемая вниманию читателя работа делится на три части. Первая, которая объединяет первую и вторую главы, посвящена опи-

санию внутреннего строения и выделяемых структурных комплексов в пределах Севано-Акеринской и Вединской офиолитовых зон. Во второй части (глава третья) дается описание и характеристика олистостромовых образований, выделенных в составе меловых отложений. В третьей части (четвертая глава) на основе анализа всего изложенного в работе фактического материала, а также с привлечением литературных данных по соседним районам Альпийской геосинклинальной области рассматривается история развития офиолитовых зон Малого Кавказа.

В основу настоящей работы положены результаты исследований, проведенных автором в течение 1970-1974 гг. в пределах Севано-Акеринской и Вединской офиолитовых зон.

Работа была просмотрена В.Г. Казьминым, М.Г. Леоновым, М.В. Муратовым, В.Е. Хаиным, которым автор весьма признателен за сделанные критические замечания. Важной явилась помощь В.Е. Железняк, К.И. Кузнецовой, Е.И. Кузьмичевой, В.А. Собецкого, взявших на себя труд по определению органических остатков.

Большое влияние на автора оказали научные взгляды А.Л. Книппера, и я рад возможности выразить ему особую признательность за помощь, оказанную как при изучении офиолитов Малого Кавказа, так и при написании этой работы.

Я благодарен также Л.А. Зверевой за оформление графических материалов.

## ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА В СТРУКТУРЕ И РАЗРЕЗЕ СЕВАНО-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ

### ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА ОФИОЛИТОВ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВАНО-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ

В пределах единого Амасийско-Севано-Акеринского пояса офиолиты обнажаются в двух областях: Ширакско-Базумской и Севано-Акеринской. Ширакско-Базумская область распространения офиолитов, расположенная в северо-западной Армении, представляет собой несколько разобценных выходов основных и ультраосновных пород. Строение одного из них — Мумухан-Красарского массива — рассматривается в работе автора (Соколов, 1974б), где показано, что совокупность гипербазитов и габбро вместе с эффузивно-радиоляритовой серией является тектонически переработанной офиолитовой ассоциацией типа цветного меланжа.

Под Севано-Акеринской зоной (областью), геологическое строение которой будет рассмотрено в данной главе, понимается восточная часть Амасийско-Севано-Акеринского пояса. В ее пределах офиолиты обнажаются на северо-восточном побережье оз. Севан и прослеживаются через бассейны рек Тертер и Акера до верховьев р. Алычай. Относительно возраста офиолитов этой зоны существуют две различные точки зрения.

Согласно одной из них, которую можно назвать традиционной, возраст офиолитов — позднемеловой. Основоположником этого направления является К.Н. Паффенгольц (1934), относивший вулканогенно-осадочную часть (эффузивно-радиоляритовую серию) офиолитового комплекса к туронскому ярусу. В дальнейшем многие исследователи (Абовян, 1961, 1970; Азизбеков и др. 1950; Акопян, 1970, 1973; Габриелян, 1959; Джрбашян и др., 1972; Кашкай и др., 1967; Леонтьев, Хаин, 1949; Паффенгольц 1959, 1971; Ширинов, 1973; Шихалибейли, 1964, 1966, 1967; Экспресс-информация . . . , 1973) пришли к выводу о раннесенонском возрасте эффузивно-радиоляритовой серии. Гипербазиты и габброиды рассматривались как интрузивные образования, внедрившиеся в геосинклинальные отложения в конце сантонского века (Абовян, 1970; Азизбеков и др., 1950; Азизбеков, 1950; Ахундов и др., 1970; Кашкай, Аллахвердиев, 1973; Ренгартен, 1959; Ширинов, 1973; Шихалибейли, 1967; Экспресс-информация . . . , 1973; и др.) или в верхнем эоцене (Абовян, 1961, 1966; Паффенгольц, 1934, 1959, 1971; и др.).

Этой точки зрения придерживались и продолжают придерживаться большинство исследователей Малого Кавказа. В ее основе лежат вполне реальные факты, свидетельствующие о трансгрессивном перекрытии всех пород офиолитового комплекса верхнесенонскими отложениями и о прорывании верхнеэоценовых образований ультраосновными породами.

Согласно представлениям о позднемеловом возрасте офиолитов Малый Кавказ является "особым звеном" в структуре и истории развития Альпийской области, поскольку породы офиолитовой ассоциации в других ее районах имеют заведомо допозднемеловой возраст (Казьмин, 1966; Книппер 1975; Abbate, Sagri, 1970; Boccaletti et al., 1966b; Bortolotti, Sagri, 1968; Brunn et al., 1970; Guerin-Franiatte, Juteau, 1970; Marcoux, 1970).

Логическим завершением взглядов сторонников традиционной точки зрения явился вывод о том, что эффузивно-радиоляритовая серия, а "также последовав-

шая за ней гипербазитовая формация связаны с развитием позднегеосинклинального этапа в силу специфических тектонических условий". В этом, по мнению автора цитаты Ю.Р. Ширинова (1973, стр. 25), и заключается "отличительная особенность Малого Кавказа по сравнению с типичными геосинклинальными системами" (там же).

Однако необходимо отметить, что уже в пятидесятые годы появились отдельные факты, которые ставили под сомнение позднемеловой возраст офиолитов Малого Кавказа (Асланян, 1958; Ренгартен, 1959). Целый ряд геологов, проводивших геологическую съемку (А.И. Ахмедов, О.Д. Гамзаев, Г.М. Гасанов, Т.Аб. Гасанов, Р.И. Зейналов, Л.С. Меликян, О.А. Мусаев, Т.И. Насибов и др.), указывали на нахождение гальки офиолитов в отложениях сеномана и нижнего сенона.

Попытка увязать эти данные с представлением о позднемеловом возрасте офиолитов приводила одних авторов к мнению о существовании еще одной более древней докембрийской ассоциации офиолитов (Шихалибейли, 1966, 1967), а других (Асланян, 1958) к предположениям о многократном внедрении интрузий ультраосновных и основных пород, или о сносе офиолитового материала из складчатых сооружений Большого Кавказа (Паффенгольд 1959, 1971).

Согласно другой точке зрения породы офиолитового комплекса имеют явно допозднемеловой возраст. Основные доказательства сторонников этого положения сводятся к следующему.

1. Нахождение галек офиолитов в альбских (Керимов, Гасанов, 1972), сеноманских (Книппер, 1975; Шихалибейли, 1964) и сенонских отложениях (Меликян и др., 1967; Паланджян, 1971) и непосредственное налегание альб-сеноманских отложений на породы офиолитовой ассоциации (Азизбеков и др., 1973; Книппер, 1971б).

2. Комплексы радиоларий (определение Х.Ш. Алиева, А.И. Жамайды, Л.И. Казинцевой, Х.А. Липман), свидетельствующие о позднеюрском-раннемеловом возрасте кремнистых пород, входящих в состав офиолитового комплекса (Кашкай, Аглахвердиев, 1973; Книппер, Соколов, 1974; Ренгартен, 1959).

3. Радиологический возраст (К/Аг метод) биотита и мусковита из даек плагиогранитов, прорывающих габброиды, равный  $168 \pm 8$  млн. лет (Морковкина, Арутюнян, 1971), а полевых шпатов из габбро-пегматитов Левчайского массива -  $583 \pm 30$  млн. лет. (Книппер, 1975).

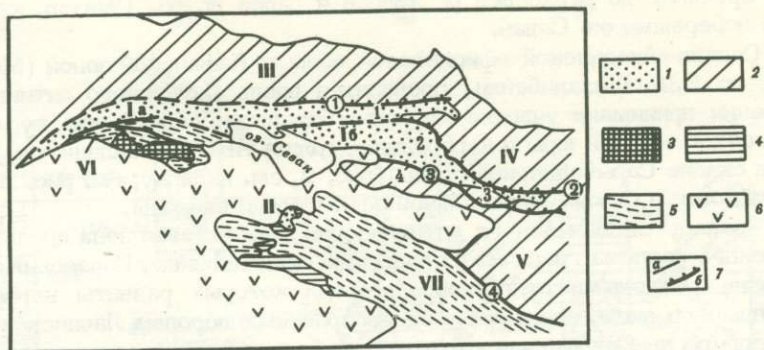
4. Офиолиты, обнажающиеся на северо-восточном побережье оз. Севан, испытали более интенсивную тектоническую переработку и метаморфизм в сравнении с перекрывающими их нижнесенонскими отложениями, и между ними отмечалось резкое несогласие (Меликян, и др., 1967; Паланджян, 1971).

5. Отсутствие интрузивных контактов гипербазитов с вмещающими верхнемеловыми отложениями (Книппер, Костанян, 1964).

Все эти факты потребовали переосмысливания многих, казалось бы ясных, положений в геологии и истории развития Севано-Акеринской офиолитовой зоны и привели к представлениям о доальбском (для эффузивно-радиоларитовой серии - верхнеюрско-неокомовом) возрасте офиолитов, временной и генетической разобценности отдельных компонентов офиолитовой ассоциации, холодном (протрузивном) внедрении гипербазитов в верхние горизонты земной коры, метасоматическом происхождении габброидов и к выделению специфических образований тектонического (серпентинитовый меланж) и осадочного (олистостромы, олистолиты) генезиса. Наиболее полно эта точка зрения обоснована исследованиями А.В. Пейве (1969), А.Л. Книппера (1971а,б, 1975).

Закончив обзор представлений о возрасте офиолитов Севано-Акеринской зоны, коснемся некоторых вопросов тектонического районирования этой части складчатой системы Малого Кавказа, что необходимо нам для дальнейшего описания структурно-фациальных зон, выделяющихся на этой территории.

Для юго-восточной части Малого Кавказа существует множество схем тектонического районирования. В первую очередь следует отметить получившие широкую известность схемы Ш.А. Азизбекова, А.Т. Асланяна, Л.А. Варданянца, А.А. Габриеляна, Л.Н. Леонтьева, Е.Е. Милановского, К.Н. Паффенгольца, В.Е. Хаина, Э.Ш. Шихалибейли и др.



Р и с. 1. Схема тектонического районирования

1, 2 - области распространения: 1 - пород офиолитовой ассоциации, 2 - юрских андезит-базальтовых серий; 3 - кристаллические образования; 4 - палеозойский карбонатный чехол; 5 - верхнемеловые и палеогеновые отложения; 6 - неоген-четвертичные отложения; 7 - разломы (а - крутопадающие, б - надвиги, пологие сбросы)

Номера на карте. Амасийско-Севано-Акеринский офиолитовый пояс: Iа - Ширакско-Базумская зона, Iб - Севано-Акеринская зона (1 - Северная подзона, 2 - Южная подзона); II-V - зоны: II - Вединская, III - Сомхито-Агдамская, IV - Карабахская, V - Кафанская (3 - Лачинский антиклинорий, 4 - Гочасский синклиорий); VI - Мисханский массив; VII - Ереван-Ордубадская зона.

Цифры в кружках: 1 - Главный надвиг Малого Кавказа; 2 - Карабахский надвиг; 3 - Лачин-Башлыбельский разлом; 4 - Гирратахский разлом

Нами в основу тектонического районирования положена схема Э.Ш. Шихалибейли (1966), которая наиболее полно учитывает особенности внутреннего строения рассматриваемой офиолитовой зоны. Отличие используемой в данной работе схемы от предлагаемой Э.Ш. Шихалибейли касается в основном Севано-Акеринской зоны, которая понимается нами в ином объеме: только как область распространения офиолитов и поэтому из нее исключается Карабахская зона. С севера на юг выделяются следующие структурно-фациальные зоны (рис. 1): Сомхито-Агдамская, Севано-Акеринская, Карабахская и Кафанская. Сомхито-Агдамская зона идентична по объему выделенной Э.Ш. Шихалибейли (1966). В ее строении принимают участие метаморфические сланцы докембрия - нижнего палеозоя, терригенные отложения лейаса, дифференцированные базальт-андезитовые серии доггера, вулканогенно-осадочные толщи мальма, карбонатные породы титона - неокома, терригенные отложения нижнего и верхнего мела, вулканогенно-осадочные андезит-базальтовые серии нижнего сенона и карбонатные толщи верхнего сенона. Граница Сомхито-Агдамской и Севано-Акеринской зон проходит по крупному надвику, известному под названием Главного надвига Малого Кавказа или Северо-Гокчинского надвига (Паффенгольц, 1934).

Границы Севано-Акеринской зоны определяются областью распространения офиолитов. В ее пределах выделяются две ветви (подзоны) офиолитов. Северная подзона примерно соответствует Тоурагачайскому синклинию, а Южная - Сарыбабинскому синклинию в схеме Э.Ш. Шихалибейли. Их разделяет Карабахская зона (западная часть), сложенная вулканогенными образованиями средней юры, вулканогенно-осадочными породами верхней юры и карбонатными отложениями верхней юры - неокома. Южная граница Карабахской зоны с Сарыбабинским синклинием проходит по Карабахскому надвику. В северном направлении породы Карабахского антиклинория погружаются под меловые отложения Тоурагачайского синклиория (Северной подзоны). На участке западного погружения Карабахской зоны (район с. Чагли) происходит слияние Северной и Южной подзон. Далее на северо-запад граница между ними в значительной степени



условна и проходит до верховьев р. Левчай и далее до оз. Гейгель к северо-восточному побережью оз. Севан.

Граница Севано-Акеринской офиолитовой зоны с Кафанской зоной (Мисхано-Кафанской, по Э.Ш. Шихалибейли) проводится вдоль Лачинского антиклинория. В его строении принимают участие андезиты-базальты средней юры, туфогенно-осадочная толща верхней юры и карбонатная толща титона - валанжина, которая на северном склоне Сарыбабинской гряды (рис. 2, см. вкладку; см. рис. 5) перекрывается меловыми отложениями Южной офиолитовой подзоны.

К северо-западу от Лачинского антиклинория офиолитовая зона вдоль Лачин-Башлыбельского разлома граничит с Гочасским синклинорием. Гочасский синклинорий выполнен меловыми отложениями, среди которых развиты карбонатные отложения нижнего мела, идентичные разновозрастным породам Лачинского антиклинория, терригенные отложения аптского, альбского, сеноманского и туронского ярусов и нижнего сенона. К сожалению, мы вынуждены констатировать, что стратиграфия верхнемеловых отложений Гочасского синклинория и особенно его северо-западной части, непосредственно контактирующей с офиолитовой зоной, изучена довольно плохо, что мешает сопоставлению разрезов этих структур. Например, наши исследования в районе горы Гочас показали, что вулканогенная толща, выделяемая ранее в составе нижнего сенона, имеет позднесенонский возраст. Среди имеющихся данных наибольший интерес для дальнейших построений представляют следующие факты. А.Г. Халиловым с соавторами (1974, стр. 33) отмечается трансгрессивное залегание альбских отложений на разных горизонтах нижнемеловых известняков, а конгломератов туронского яруса - на верхнеальбских отложениях. К этому следует добавить указание Э.Ш. Шихалибейли (1964, стр. 174) на выпадение из разреза нижнесенонских отложений и несогласное налегание в верховьях р. Тертер верхнесенонских известняков на породах сеноманского яруса. Эти данные могут свидетельствовать о синхронных тектонических движениях, происходящих в соседней офиолитовой зоне.

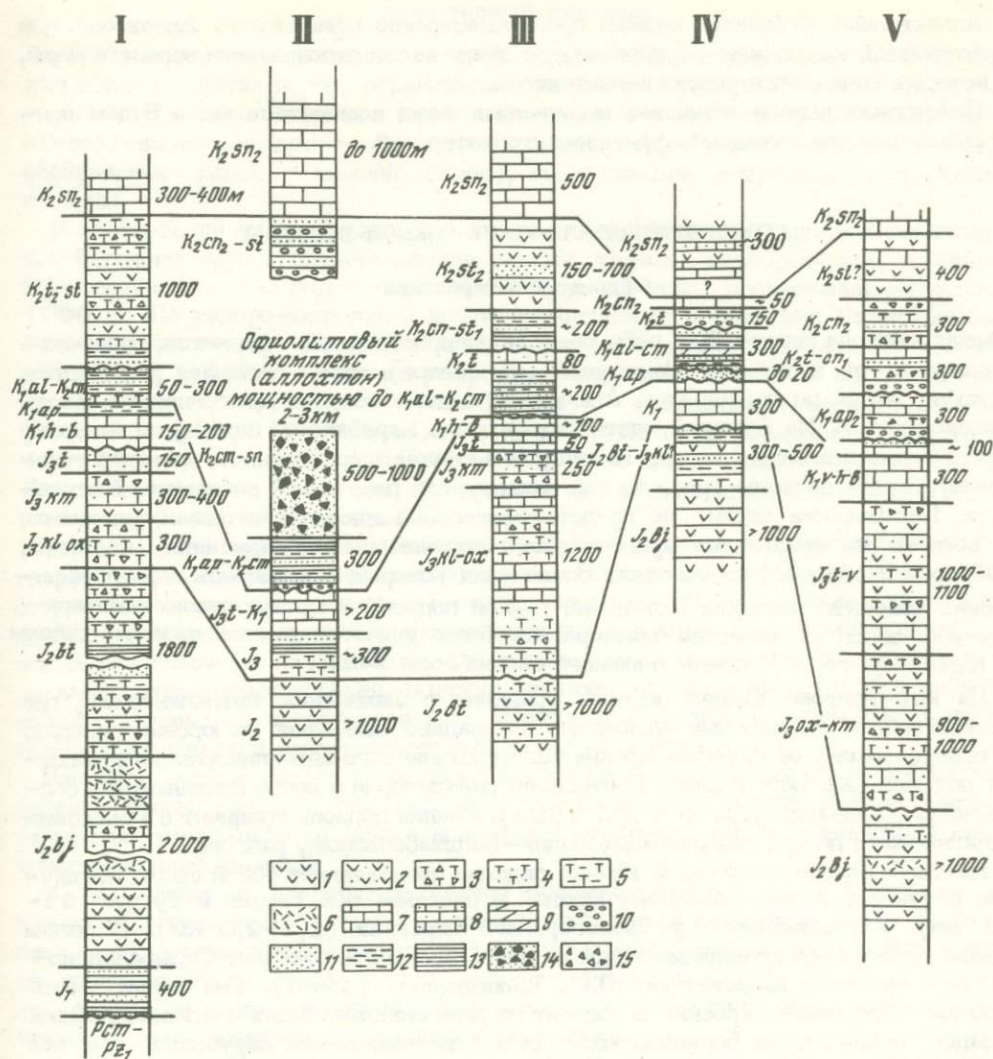
Необходимо отметить, что в настоящее время у большинства исследователей не вызывает сомнения определенная аналогия в строении и развитии Сомхито-Агдамской, Карабахской и Кафанской зон, разрезы которых показаны на рис. 3. Их объединяет развитие мощных дифференцированных базальт-липаритовых и андезит-базальтовых серий юрского возраста, кислого интрузивного магматизма, а также довольно простое внутреннее строение.

Севано-Акеринская зона отличается от граничащих с ней структур широким развитием офиолитов и меловых отложений. По сравнению с другими зонами Малого Кавказа она наиболее сложна по своей структуре и истории развития и, как показали исследования последних лет, является малоизученной с точки зрения становления и генезиса офиолитов. В то же время изучение геологического строения этой зоны безусловно является ключевым для решения вопросов развития не только Малокавказского сектора Альпийской геосинклинали, но и истории развития краевых офиолитовых зон Альпийской геосинклинальной области.

Одним из главных результатов наших исследований является установление в пределах Севано-Акеринской зоны крупных тектонических покровов, сложенных породами офиолитовой ассоциации (Книппер, Соколов, 1974). Внутри Севано-Акеринской офиолитовой зоны выделяются три тектонических комплекса: автохтонный, аллохтонный и неоавтохтонный.

Под автохтоном мы понимаем комплекс пород, который составляет нижнюю часть видимого разреза Севано-Акеринской зоны и который располагается ниже пород офиолитового комплекса. Не исключено, что этот комплекс на самом деле представляет собой крупную покровную пластину и, таким образом, является параавтохтоном. Употребляя термин "автохтон", мы хотим лишь подчеркнуть, что именно на него шарьированы образования офиолитовой ассоциации.

Разрез автохтонного комплекса начинается со среднеюрских вулканогенных пород Карабахской и Лачинской зон. Выше залегают вулканогенно-осадочные отложения верхней юры, которые перекрываются карбонатной толщей титона - неокома. Стратиграфия юрских и нижнемеловых отложений, слагающих обрамление Севано-Акеринской зоны, изучена достаточно хорошо, поэтому мы ограни-



Р и с. 3. Схема сопоставления стратиграфических разрезов. Составлена по данным М.Р. Абдулкасумзаде, Н.Р. Азаряна, В.Т. Акопяна, Г.А. Алиева, М.М. Алиева, Х. Алиюллы, Т.А. Гасанова, Т.Аб. Гасанова, Р.Н. Мамедзаде, Г.А. Чубаряна, А.Г. Халилова, Э.Ш. Шихалибейли

I - III - зоны: I - Сомхито-Агдамская, II - Севано-Акеринская, III - Карабахская; IV - сводный разрез Лачинского антиклинория и Гочасского синклинория; V - Кафанский антиклинорий

1 - андезитов-базальты; 2 - туфы среднего состава; 3 - туфобрекчии; 4 - туфопесчаники; 5 - туфоалевролиты; 6 - кислые вулканиды; 7 - известняки; 8 - песчаные известняки; 9 - мергели; 10 - конгломераты; 11 - песчаники; 12 - алевролиты; 13 - аргиллиты; 14 - олистостромовые брекчии; конгломерато-брекчии; 15 - брекчии

чимся краткой характеристикой этой части разреза, опираясь в основном на работы А.Г. Халилова (1959; Халилов, Гасанов, 1971; Халилов и др., 1974), Э.Ш. Шихалибейли (1964) и др.

Верхняя часть автохтона уже, собственно, в пределах Севано-Акеринской офиолитовой зоны сложена терригенными, нередко флишеидными отложениями альба (апт?) - сеномана и вышележащей олистостромовой толщей.

Аллохтонный комплекс сложен преимущественно офиолитами, Аллохтонный и автохтонный комплексы перекрываются осадочными отложениями верхнего мела, с которых начинается разрез неоавтохтона.

Последовательного описания выделенных нами комплексов мы и будем придерживаться при изложении фактического материала.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОЙ ПОДЗОНЫ

### Общая характеристика

Южная подзона включает в себя область распространения офиолитов, прослеживающуюся от долины р. Соютлучай (на севере), через бассейны рек Тертер, Тутхун, Акера до верховьев р. Алычай. На северо-востоке она граничит с Карабахской зоной. На большей части их разделяет Карабахский надвиг, по которому юрские вулканогенные породы надвинуты в южном направлении на меловые отложения Южной подзоны (рис. 4, см. вкладку; см. рис. 1.). В современной структуре Карабахский надвиг не представляет собой единую тектоническую линию, а состоит из нескольких кулисообразно сочленяющихся нарушений (надвигов, взбросов и сбросов), в участках сочленения которых сохранились стратиграфические контакты меловых отложений Южной подзоны и юрских отложений Карабахской зоны. В качестве примера подобных участков можно назвать районы с. Нарыштар, горы Шиштепе и южного склона горы Учтыг.

На юго-востоке Южная подзона граничит с Лачинским антиклинорием, где выполняющие ее меловые отложения нормально залегают на юрских породах. К северо-западу от г. Лачин юрские толщи Лачинского антиклинория погружаются под меловые образования Гочасского синклинория и вновь появляются в бассейне р. Далидагсу (Алиев и др., 1966). Южная подзона граничит с Гочасским синклинорием по так называемому Лачин-Башлыбельскому разлому.

На всем своем протяжении Южная подзона представляет собой узкую вытянутую структуру с максимальной шириной в бассейне рек Тертер и Тутхун (25-30 км) и минимальной у Лысогорского перевала (1,5-2,0 км). В целом Южная подзона имеет синклиналиное строение и отчасти отвечает Сарыбабинскому синклинорию, выделенному Э.Ш. Шихалибейли (1964). Она имеет очень сложное внутреннее строение и состоит из ряда синклиналиных и антиклиналиных складок, осложненных большим количеством тектонических нарушений. Как мы увидим ниже, в складках, сложенных породами автохтонного и аллохтонного комплексов, в ядрах синклиналиных структур обнажаются породы аллохтона, возраст которых древнее возраста отложений, занимающих центральные части антиклиналиных складок. В связи с этим мы будем называть такие структуры антиформами и синформами. Наиболее крупными из них являются Килисали-Окидучайская, Асрикская антиформы и Зульфугарлинская синформа, расположенные в бассейне р. Тутхун.

Отложения неавтохтона также смяты в сложные складки, напряженность которых не менее велика. По этим отложениям выделяются Чичеклинская, Калафалыхская, Калабойнинская, Алыджанлинская и другие меньшего размера синклиналиные структуры. Структурный план неавтохтона, как правило, не совпадает со структурами автохтона и аллохтона (см. рис. 2, 4).

Южная офиолитовая подзона замыкается в районе с. Алыджан, и ее юго-восточное окончание получило название Алыджанлинской "мульды" (Шихалибейли, 1964, 1966). В дальнейшем мы будем употреблять это название, хотя сложное строение и напряженный тектонический режим не позволяют относить рассматриваемый участок к разряду мульдовых структур. Меловые отложения, слагающие пологое юго-западное крыло синклиналиной структуры, на крутом северо-восточном крыле часто опрокинуты и смяты в мелкие складки. Северо-восточное крыло редуцировано и перекрыто юрскими вулканогенными тощами по Карабахскому надвигу (см. рис. 2).

## Автохтонный комплекс

Внутри автохтонного комплекса Южной подзоны четко выделяются две литолого-возрастные группы пород, отражающие два тектонических этапа развития этой области. К первой относятся юрско-нижнемеловые отложения, слагающие ядро и северо-восточное крыло Лачинского антиклинория<sup>1</sup>, а ко второй — меловые образования (альб — нижний сенон), выполняющие центральную часть Южной подзоны.

В центральной части Лачинского антиклинория обнажается вулканогенная толща батского яруса, представленная лавами, туфами, лавобрекчиями основного и среднего состава. Видимая мощность вулканогенных образований составляет 1000 м. На северо-восточном крыле антиклинория у подножия Сарыбабинской гряды вулканогенные породы батского яруса перекрываются туфоогенно-осадочной толщей келовея — нижнего оксфорда мощностью 150–300 м. Выше согласно залегает карбонатная толща титона — валанжина (Ренгартен, 1959; Халилов и др., 1974; Шихалибейли, 1964). На горе Сарыбаба мощность ее 150–200 м, а к востоку на расстоянии 8 км она сокращается до 20–30 м. Резкое сокращение мощности обусловлено как особенностями бассейна осадко-накопления, так и последующим размывом.

Верхняя часть автохтонного комплекса Южной подзоны подразделяется на две толщи: флишоидную и олистостромовую. Выходы пород флишоидной толщи встречаются как в юго-западном и северо-восточном бортах подзоны, так и в ее центральной части в ядрах антиформных складок. Существенных различий между этими разрезами не наблюдается. Отмечаются лишь изменения мощностей отдельных литологических пачек. В целом флишоидная толща представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов, мергелей, известняков и известковистых песчано-глинистых пород.

Наиболее полный разрез этих пород обнажается на северных склонах Сарыбабинской гряды (рис. 5, см. вкладку), где известняки валанжинского яруса с размывом перекрываются известковистыми гравелитами, песчаниками и песчанистыми известняками.

В песчаниках и гравелитах помимо обломков юрских пород (известняков, эффузивов, туффитов, гранитов) содержится большое количество зерен глауконита и продуктов размыва коры выветривания юрских вулканитов. Как показывают исследования азербайджанских геологов (Геология СССР, 1972; Халилов и др., 1974), в слоях, перекрывающих известняки валанжина, обнаружены органические остатки аптского яруса или среднего альба.

Базальные слои мощностью от 5 до 20 м сменяются пачкой флишоидного переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов, известковистых аргиллитов.

Вверх по разрезу в этих породах появляются линзы и прослои конгломератов и мергелей мощностью до 1–1,5 м. Обломки в конгломератах представлены андезитами, андезито-базальтами, известняками, кварцем, гранитами, песчаниками и туфоогенными породами. Все они возникли в результате размыва нижней части автохтонного комплекса и только в прослоях конгломератов, расположенных непосредственно в кровле флишоидной толщи, появляются единичные обломки пород офиолитовой ассоциации (серпентиниты, габброиды, основные эффузивы). В верхней части флишоидной толщи севернее горы Сарыбаба и в верховьях р. Зарыслычай известны находки верхнеальбской фауны (Халилов, 1959; Халилов и др., 1974). Общая мощность флишоидной толщи около 300 м.

Приведенный разрез является характерным и позволяет судить о строении всей флишоидной толщи Южной подзоны. Не останавливаясь на отдельных деталях того или иного разреза, отметим лишь те особенности флишоидной толщи, которые необходимы для наших дальнейших построений. Повсеместно в верхней части флишоидной толщи появляются обломки пород офиолитовой ассоциации и

<sup>1</sup> Разрез аналогичных по возрасту толщ Карабахской зоны (антиклинория?) будет рассмотрен ниже при характеристике геологического строения Северной подзоны.

увеличивается доля карбонатных пород. В прослоях известняков и мергелей была собрана фауна: в правом борту р. Окичучай в 3 км выше устья — *Neithea aequicostata* (Lam.) (определение В.А. Собоцкого), у развалин с. Суват — *Schackoina cenomana* (Schac.) и *Gümbelitra cenomana* (Hell.) (определение В.Е. Железняк). Эти виды свидетельствуют о сеноманском возрасте верхней части флишоидной толщи.

В разрезе южного крыла Алджалинской мульды обломки пород офиолитовой ассоциации появляются уже в средней части флишоидной толщи. На этом участке в 80–100 м выше подошвы был встречен горизонт оползневого происхождения, содержащий обломки серпентинитов, диабазов и габбро-диабазов, погруженных в глинистую массу. Тела песчаников имеют округлую или неправильную изогнутую форму. Цементирующая глинистая масса обтекает такие "обломки" песчаников и по мере удаления от них вновь приобретает слоистость, нарушенную складками оползания.

Об альб-сеноманском возрасте флишоидной толщи свидетельствуют многочисленные находки фауны в разных пунктах Южной подзоны (Геология СССР, 1970; Кашкай и др., 1967; Халилов, 1959; Халилов и др., 1974; Шихалибеги, 1964). Выделение альбского яруса доказывается наличием *Neohibolites styloides* Renng., *N. minimus* (List.), *N. pinquis* Stoll., *Pervinquierina inflata* (Sow.), *P. fissicostata* Spath., *Hoplites* cf. *hexagonalis* Lipp., *Aucellina anthulai* Pavl., *A. paulowi* Sok. Обоснованием сеноманского возраста служат находки *Neohibolites ultimus* Orb., *Exogyra columba* Lam, *Neithea aequicostata* Lam, *N. quinquicostata* Sow., *Amphidonta columba plicatula* Lam., *Inoceramus crippsi* Mant., *Schloenbachia* cf. *varians* Sow.

Сеноманский возраст верхней части флишоидной толщи на большей части Южной подзоны подтверждается и нашими находками пелелипод *Neithea aequicostata* (Lam.) и фораминифер *Schackoina cenomana* (Schac.) и *Gümbelitra cenomana* (Hell.). В то же время в кровле флишоидной толщи Сарыбабинской гряды содержатся органические остатки верхнего альба. Отсутствие в этом разрезе сеноманского яруса имеет важное значение для обоснования возраста вышележащих горизонтов автохтона и может свидетельствовать о скользящей границе флишоидной и олистостромовой толщ.

Остается открытым вопрос о возрасте базальных слоев флишоидной толщи. В разрезе Сарыбабинской гряды между флишоидной толщей, содержащей фауну верхнего альба, и известняками валанжина были установлены породы аптского яруса (Халилов и др., 1974). На основании имеющихся данных трудно решить, надстраивают ли аптские отложения разрез карбонатной толщи титона — валанжина, или с них начинается разрез флишоидной толщи, накопление которой соответствовало новому этапу геологической истории (верхняя часть автохтонного комплекса) Южной подзоны.

В большинстве разрезов флишоидной толщи разделить отложения альбского и сеноманского ярусов не представляется возможным как из-за недостаточного фаунистического обоснования, так и вследствие однообразия литологического состава пород.

В районе с. Кылычлы (левый берег р. Тертер) и в бассейне р. Тухтун известны меловые осадочные образования (рис. 6) (Кылычлинский комплекс), которые по своему строению могут быть сопоставлены с верхней частью разреза автохтона, но в отличие от рассмотренной выше флишоидной толщи они трансгрессивно залегают на породах офиолитовой ассоциации. Кылычлинский комплекс по составу делится на две толщи. Нижнюю часть разреза слагают терригенные породы (конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты), имеющие нередко флишоидное чередование. Верхняя толща представлена олистостромовыми образованиями.

Породы Кылычлинского комплекса детально изучалось у с. Кылычлы на левом берегу р. Тертер, результаты этих исследований были опубликованы (Григорьев и др., 1975). Так как в этой работе подробно рассматриваются строение и состав меловых отложений Кылычлинской синклинали, их взаимоотношение с офиолитами и целый ряд дискуссионных вопросов относительно интерпретации

Кылычлинского разреза, то здесь мы ограничимся краткой характеристикой этих образований. Необходимо лишь подчеркнуть, что они залегают на офиолитах, которые, как будет видно ниже, находятся в аллохтонном залегании.

В этом районе меловые отложения стратиграфически перекрывают серпентинитовый меланж и слагают синклинальную структуру широтного простирания. В основании меловых отложений выделяются горизонты базальных брекчий. Они залегают на размытой неровной, карманообразной поверхности габбро-диабазов, долеритов, шаровых лав, спилитов, верхняя часть которых представляет собой тектоническую брекчию с обломками метаморфических пород (филлиты, мраморы, сланцы). Базальные брекчи (мощность от 1 до 12 м) состоят из обломков подстилающих пород. В верхней части базальных слоев улучшается степень окатанности обломков и породы приобретают вид настоящих конгломератов с песчаным полимиктовым цементом. Состав обломков в конгломератах становится разнообразнее, помимо офиолитов появляются обломки пород, являющихся аллохтонными для данного разреза.

Среди обломков пород офиолитовой ассоциации установлены габбро-диабазы, диабазы, долериты, спилиты, кератофиры, радиоляриты. Сюда же следует отнести обломки пород, встречающихся среди подстилающего меланжа: кварцево-хлоритовые сланцы, роговики, состоящие из кварца, альбита, хлорита, тремолита, эпидота, а также присутствующие в небольшом количестве обломки мраморов, кварц-полевошпатовых и слюдястых песчаников, филлитов.

Аллохтонные обломки, представленные разнообразными андезитами, туфами андезитового состава, андезито-базальтами, дацитами, кварцевыми порфирами, окремнелыми аргиллитами, полимиктовыми песчаниками, кремнистыми известняками, характерны для юрских толщ Сомхито-Агдамской и Карабахской зон.

Обломки офиолитов обычно плохо окатаны и имеют размеры от нескольких сантиметров до 10-15 см. Обломки пород аллохтонного происхождения лучше окатаны и нередко достигают 30-40 см. Количественные соотношения обломков могут резко варьировать.

Вышеуказанные горизонты нижней толщи различны на северном и южном бортах синклинали. По северному борту они сложены чередованием конгломератов, песчаников и алевролитов. На южном крыле им соответствует толща флишоидного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Обоснование возраста пород Кылычлинского комплекса будет подробно рассмотрено ниже при описании верхней олистостромовой толщи. Здесь же ограничимся ссылкой на данные Э.Ш. Шихалибейли (1964) о находках сеноманской фауны и продолжим характеристику отложений автохтона.

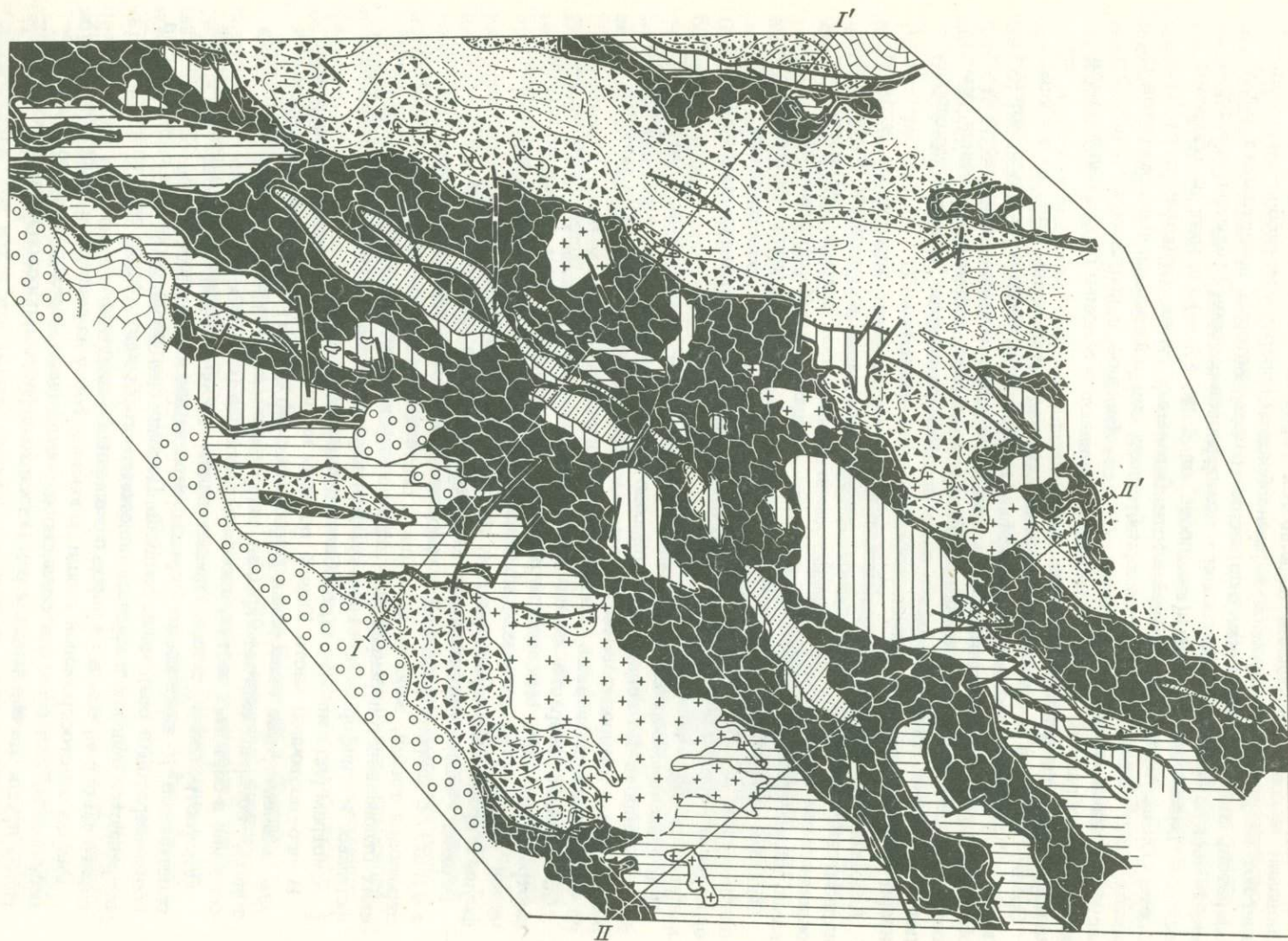
Верхняя часть автохтонного комплекса сложена олистостромовой толщей, широко развитой в пределах Южной офиолитовой подзоны. Олистостромовая толща, залегающая согласно с постепенным переходом на альб-сеноманских отложениях и перекрываясь аллохтонным комплексом, слагает крылья антиформных и синформных структур. Для характеристики олистостромовой толщи рассмотрим ряд конкретных, наиболее полных разрезов.

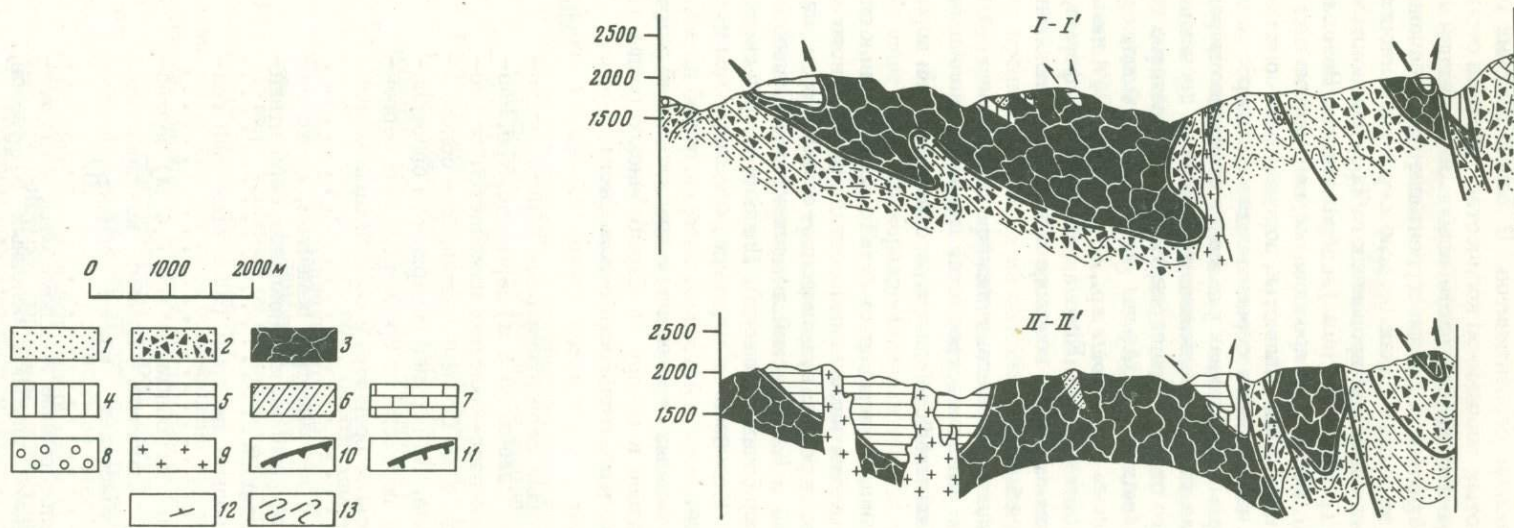
В юго-восточной части Южной подзоны на альбских отложениях, перекрывающих нижнемеловые известняки Сарыбабинской гряды, залегают олистостромовая толща, которая слагает крылья синформной структуры, сильно нарушенной, особенно в бортовых частях, системой разломов (см. рис. 5).

Олистостромовая толща представляет собой хаотическое нагромождение олистолитов<sup>1</sup>, залегающих среди серпентинитовых песчаников, гравелитов, конгломератов и осадочных брекчий. Помимо продуктов перемыва гипербазитов встречаются обломки и крупные олистолиты габброидов, пород эффузивно-радиоляритовой серии, т.е. всех пород офиолитовой ассоциации.

Разрез олистостромовой толщи по южному борту начинается с серпентинитовых песчаников. Залегают она согласно с постепенным переходом на породах альбского яруса. На водоразделе рек Ипяк и Халифаличай прослой и линзы конгломе-

<sup>1</sup> Обоснование применяемых терминов при описании олистостромовых толщ будет дано в главе третьей.





Р и с. 6. Геологическая карта бассейна р. Тутхун (нижнее и среднее течение)

1, 2 - автохтон: 1 - флишоидная толща, 2 - олистостромовая толща; 3-6 - аллохтон: 3 - серпентиниты, серпентинитовый меланж, 4 - габброиды, 5 - эффузивно-радиоляри-

товая серия, 6 - Кылычлинский комплекс; 7, 8 - неавтохтон: 7 - карбонатная толща, 8 - палеоген-четвертичные отложения; 9 - гранодиориты; 10 - границы покровов; 11 - сбросы и взбросы; 12 - элементы залегания; 13 - простираение пород



ратов, относящихся к флишоидной толще, содержат обломки юрских вулканогенных серий и единичные обломки серпентинитов. В более высоких горизонтах конгломератов и грубозернистых песчаников количество обломков серпентинитов увеличивается. В верхней приконтактной части альбских отложений среди глинистых сланцев появляются прослои и линзы серпентинитовых песчаников с известковистым цементом. В этих песчаниках помимо серпентинитов встречаются обломки основных эффузивов, амфиболизированных габбро, плагиоклазовых порфиритов, кремнистых пород (в том числе яшм) и зерна кварца. Вверх по разрезу увеличиваются количество и мощность прослоев серпентинитовых песчаников, которые как бы вытесняют из разреза глинистые породы. Здесь они почти целиком (на 90–95%) состоят из обломков серпентинитов и гипербазитов. В этих мелкозернистых и гравелитистых песчаниках уже менее отчетливо выражена слоистость и появляется крупная галька серпентинитов. Цемент песчаников карбонатный или состоит из тонкого перемытого серпентинитового материала.

В серпентинитовых песчаниках были собраны остатки пелиципод, среди которых В.А. Собоцким определены *Amphidonte* sp., *Glycymeris* sp., *Astarte* sp., *Limopsis* sp., *Trigonia* sp., *Astarte formosa* Fitton. Последняя форма, по его мнению, свидетельствует о сеноманском возрасте вмещающих отложений. Мощность этой пачки составляет 15 м.

На серпентинитовых песчаниках залегают темно-серые и черные аргиллиты (мощность 30–40 м), среди которых встречаются линзы песчаников мощностью до 0,5 м. В рассланцованной глинистой массе рассеяны обломки пород эффузивно-радиоляритовой серии.

Как видно из вышеизложенного, переход от флишоидной толщи к олистостромовой постепенный и фиксируется изменением состава обломочного материала. Вместо продуктов размыва юрских вулканогенно-осадочных и карбонатных серий, слагающих Лачинский и Карабахский антиклинории, появляются обломки офиолитового комплекса и альбских отложений. Никаких следов сколько-нибудь значительного размыва или несогласия на границе олистостромы и подстилающих отложений не отмечается.

Наиболее полный (без базальных горизонтов) и показательный разрез олистостромовой толщи был составлен к северу от Сарыбабинской гряды, где снизу – вверх в стратиграфической последовательности обнажаются:

	Мощность, м
1. Бурые и зеленовато-серые серпентинитовые конгломерато-брекчии с олистолитами (длиной до 5 м) серпентинитов. Размер обломков в конгломерато-брекчиях изменяется от нескольких сантиметров до 1 м. Степень окатанности обломочного материала различна. На верхней поверхности олистолитов видны постепенные переходы от брекчированных серпентинитов к серпентинитовым брекчиям и вмещающим конгломерато-брекчиям . . . . .	50–60
2. Полимиктовые брекчии с песчаным цементом, состоящие из обломков основных эффузивов, плагиоклазов, серпентинитов, кварца, оливина, эпидота . . . . .	5
3. Серовато-зеленый, довольно пестрый разнозернистый гравелит . . . . .	1
4. Конгломерат, состоящий из обломков (до 0,4 м) зеленокаменных эффузивов, спилитов. Цемент конгломератов песчано-гравийный, участками имеет ориентированную текстуру . . . . .	2
5. Зеленовато-серые разнообразные конгломераты, конгломерато-брекчии с крупными глыбами основных эффузивов, габброидов и серпентинитов . . . . .	34
6. Красноватый, пестрый конгломерат, состоящий почти нацело из обломков красных с поверхности эффузивов. Реже встречаются обломки габброидов, серпентинитов, красных известковистых конгломератов и красных серпентинитовых брекчий.	

В кровле слоя красноватый конгломерат сменяется грубым зеленым конгломератом с обломками (до 0,4 - 0,5 м) габброидов . . . . .	6
7. Зеленый конгломерат с обломками красных известковистых брекчий и серпентинитов . . . . .	1,8
8. Однородные серпентинитовые песчаники . . . . .	12
9. Олистолит серпентинитов . . . . .	3
10. Серпентинитовая конгломерато-брекчия . . . . .	1
11. Пачка, состоящая из отдельных олистолитов серпентинитов, с вмещающей массой, представленной валунами конгломератами, серпентинитовыми брекчиями и конгломератами . . . . .	90
12. Мономиктовый конгломерат, на 90% состоящий из обломков различных габброидов . . . . .	2
13. Пачка чередования грубозернистых и тонкозернистых серпентинитовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники состоят преимущественно из обломков серпентинитов (от 40 до 100%), основных эффузивов, известняков, пироксена и единичных зерен кварца. Песчаники цементированы карбонатным и "пелитовым" материалом. "Пелитовый" цемент представляет собой тонкораздробленные породы того же состава, что и в обломках. Количество цемента в породах незначительное. Встречаются однородные, плитчатые, тонкослоистые, косослоистые, с градационной слоистостью, твердые и рыхлые песчаники. Переслаивание отдельных разностей неравномерное. Наряду с тонким чередованием (1-2 см) есть горизонты с мощностью прослоев до 1-5 м. По простиранию наблюдается быстрая смена разностей и появляются гравелиты, конгломераты и олистолиты серпентинитов . . . . .	150

Общая мощность приведенного разреза около 400 м. Полную мощность олистостромовой толщи установить очень трудно, так как внутри нее часто отсутствует четкая стратификация и не удастся полностью расшифровать осложняющую мелкую складчатость. Минимальная мощность оценивается в 500, а максимальная - около 1000 м.

Среди олистостромовой толщи рассматриваемого района выделяются стратифицированные пачки конгломератов, песчаников, алевролитоглинистых пород, оползневые горизонты (собственно олистострома), охарактеризованные в предыдущем разрезе, а также олистолиты.

Олистолиты сложены серпентинитами, серпентинизированными гипербазитами, габбро, породами эффузивно-радиоляритовой серии и блоками меланжа. Такие тела имеют вокруг себя шлейфы ("рубашки") обломочного материала (см. рис. 31). По мере удаления от олистолита внутри шлейфов обломки уменьшаются и становятся лучше окатанными.

В полосе олистостромовой толщи установлены три крупные пластины серпентинитового меланжа. Западная из них, расположенная в долине р. Ипяк, состоит из габброидов, кремнисто-карбонатных пород, основных эффузивов, погруженных в серпентинитовую массу. Размер пластины в поперечнике более 1 км. Вторая пластина меланжа (3,5x0,7 км) установлена севернее с. Ипяк и сложена серпентинитами, серпентинизированными гипербазитами с погруженными в них дибазами, спилитами, кремнистыми породами, известняками. На северо-западном продолжении этой пластины прослеживаются олистолиты брекчированных серпентинитов и глыбы серпентинитов, лежащие друг на друге и разделенные осадочным цементом. По мере удаления от пластины количество цемента увеличивается, олистолиты и глыбы серпентинитов оказываются окруженным со всех сторон цементом. На юго-восточном окончании пластины среди брекчированных серпентинитов расположено тело габброидов, на продолжении которого можно отчетливо

видеть шлейф осадочных брекчий габбро внутри серпентинитовых конгломерато-брекчий.

Внутри этой пластины меланжа над с. Ипяк расположен крупный блок эффузивов и радиоляритов, который является фрагментом разреза (Кузьмичева, Соколов, 1975) вулканогенно-осадочной серии офиолитового комплекса. Кораллы, собранные в известняках, залегающих среди офиолитовых лав в виде линз и прослоев, были определены Е.И. Кузьмичевой как *Dermosmia laxata* (Etallon), широко распространенные в верхнем оксфорде - титоне Средиземноморской палеозоогеографической области, *Epistreptophyllum bonjori* (Etallon), распространенные в верхнем оксфорде - нижнем кимеридже Словении и Франции, *Callamophila kyvakensis* Babaev, известные в верхнем оксфорде Азербайджана. Эти находки впервые за всю историю геологических исследований Малого Кавказа позволили установить позднеюрский возраст вулканогенно-осадочной толщи (эффузивно-радиоляритовой серии) офиолитового комплекса.

Третий юго-восточный блок меланжа (2,5x0,5 км), сложенный серпентинитами, габбро, эффузивами и радиоляритами, прослеживается в верховьях р. Зарыслычай. В этом блоке габброиды расположены на гипербазитах и только мелкие тела закатаны в серпентинитовую массу.

Таким образом, олистостромовая толща рассматриваемого участка почти целиком сложена продуктами размыва и разрушения Ипякского габбро-гипербазитового массива, залегающего на ней в виде тектонического покрова.

По простиранию на северо-запад и юго-восток одновременно с исчезновением массива в составе олистостромовой толщи быстро уменьшается количество обломков ультраосновных и основных пород и они оказываются сосредоточенными главным образом в верхней части. Такое двучленное строение олистостромовой толщи характерно и для разрезов Асрикской и Килисали-Окичучайской антиформных структур (см. рис. 6).

В пределах Асрикской антиформной структуры олистостромовые образования согласно залегают на флишоидной толще. Постепенный переход от флишоидной толщи к олистостромовой прослеживается на северном крыле антиформы, и его можно видеть в обоих бортах долины р. Тутхун. Так, в левом борту в верхней части среди рассланцованных аргиллитов флишоидной толщи появляются округлые и удлинённые "плавающие" обломки песчаников, мергелей, основных эффузивов и карбонатизированных гипербазатов. По простиранию в этом горизонте встречаются редкие олистолиты брекчированных вулканогенных пород длиной до 1,5 м и мощностью до 0,7 м. Мощность этого горизонта, который соответствует переходным слоям, составляет первые метры. Переходные слои перекрываются горизонтами оползневых брекчий с глинистым цементом. Цементирующая масса внешне напоминает аргиллиты флишоидной толщи, но еще интенсивнее рассланцованные. В верхней части брекчий цемент становится грубее и приобретает пестрые окраски.

В нижней части (мощностью до 1 м) брекчии содержат большое количество обломков подстилающих песчаников, известняков, аргиллитов, а также эффузивов и радиоляритов. В верхней части обломочный материал брекчий в основном состоит из пород офиолитовой ассоциации. Мощность брекчий составляет первые метры.

Расположенные выше горизонты олистостромовой толщи сложены разнообразными конгломерато-брекчиями и брекчиями. В обломках встречаются диабазы, миндалекаменные эффузивы, спилиты, габбро, известняки, серпентиниты, метаморфические породы, песчаники, аргиллиты и слюдистые песчаники. Наиболее крупные обломки достигают 0,5-0,6 м в диаметре. В брекчиевой массе расположены отдельные олистолиты длиной от 1-2 до 10-30 м при максимальной мощности 6 м. Олистолиты сложены габброидами, спилитами, серпентинитами, кварц-эпидот-хлоритовыми сланцами. В верхней части горизонты брекчий разделены прослоями и пачками чередования песчаников и алевролитов. Мощность конгломерато-брекчиевого олистострома оценивается в 100-150 м.

Выше конгломерато-брекчий лежит крупный олистолит тонкослоистых красных кремнистых пород с прослоями яшм и радиоляритов. В подошве олистолита крем-

нистые породы смяты в складки или превращены в брекчии. Олистолит прослеживается на расстоянии 1,5 км. Мощность его изменяется от 30-40 до 150 м.

Выше олистолита расположена пачка чередования гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями мергелей. Отдельные горизонты имеют следы пластического течения осадка или смещения слоев разной размерности. Наиболее грубые разности (гравелиты, крупнозернистые песчаники) по внешнему облику напоминают стратифицированные туфы. Однако рассмотрение этих пород под микроскопом не позволяет относить их к разряду образований туфогенного происхождения. Такое впечатление создается вследствие конформного сочленения обломков, представленных известняками, алевролитами, основными эффузивами, кристаллами плагиоклаза, пироксена и др.

Верхняя часть олистостромовой толщи имеет существенно серпентинитовый состав. Она сложена олистолитами (длиной от 1 до 15 м) серпентинитов, окруженных серпентинитовыми брекчиями, конгломерато-брекчиями, конгломератами, гравелитами и песчаниками. Обломки конгломерато-брекчий представлены различными ультраосновными породами и продуктами выветривания и карбонатизации серпентинитов, а также габбро и габбро-диабазам. Горизонты брекчий габброидов расположены вокруг олистолитов габбро и габбро-диабазов. На их примере отчетливо видна вся последовательность перехода от олистолита к бесцементным брекчиям, брекчиям с песчаным цементом и конгломератам. Мощность серпентинитового олистострома достигает 50 м.

Серпентинитовый состав верхней части олистостромовой толщи связан с залегающим выше габбро-серпентинитовым покровом. Еще более отчетливо эта пространственная связь обнаруживается в пределах Килисали-Окицучайской антиформной структуры.

Один из наиболее показательных разрезов олистостромовой толщи этой структуры вскрыт на правом борту р. Окицучай, западнее развалин с. Излубулах, где выше флишовой толщи с мощными прослоями песчаников (0,2 - 1 м) и линзами органогенных известняков залегают:

	Мощность, м
1. Глинисто-мергелистые рассланцованные породы с округлыми включениями и линзами песчаников и обломками юрских порфиритов и карбонатизированных гипербазитов . . . . .	30
2. Глыбовые конгломерато-брекчии, брекчии, состоящие из обломков основных эффузивов, реже радиоляритов . . . . .	20
3. Конгломерато-брекчии с прослоями песчаников и аргиллитов.	50-60
4. Пестрые, красные конгломерато-брекчии, состоящие из обломков ожелезненных основных эффузивов. В их верхней части содержатся обломки габбро, габбро-диабазов . . . . .	25
5. Тиллитовидные конгломераты с разнообразным составом обломков, среди которых преобладают продукты размыва пород эффузивно-радиоляритовой серии . . . . .	20-30
6. Верхняя часть олистостромовой толщи сложена мощными (десятки и первые сотни метров) олистолитами серпентинитов и габбро. Олистолиты разделены горизонтами конгломерато-брекчий и пачками чередования аргиллитов, песчаников гравелитов. По простиранию олистолиты замещаются конгломерато-брекчиями, чередующимися с нормально-осадочными породами. В обломочном материале конгломерато-брекчий содержится большое количество серпентинитов и габброидов. Олистостромовая толща перекрывается пластиной серпентинитов . . . . .	Около 300

По простиранию в олистостроме наблюдаются быстрые фациальные изменения. В восточном направлении слой 2 замещается олистолитом шаровых лав, мощностью 25 м, а верхняя серпентинитовая часть олистостромовой толщи резко уменьшается в мощности. Так, на южных склонах горы Армутлу габбро-

серпентинитовый олистостром, перекрытый пластиной серпентинитов, имеет мощность всего 20–30 м.

Приведенный разрез северного крыла вместе с опубликованным ранее описанием разреза (Книппер, Соколов, 1974) дает наиболее полное представление о характере и строении олистостромовой толщи Кылиса-Окидучайской структуры.

В строении олистостромовой толщи для разрезов Асрикской и Кылиса-Окидучайской антиформных структур типичными чертами являются согласное без следов перерыва залегание на флишоидной толще и деление олистостромовой толщи по литологическому составу на две части. В нижней части среди обломков пород офиолитовой ассоциации преобладают продукты размыва и разрушения эффузивно-радиоляритовой серии, а в верхней – ультраосновных и основных пород. В переходных слоях от флишоидной толщи к олистостромовой, имеющих различный литологический состав, устанавливаются единые черты седиментологического плана. В кровле флишоидной толщи наблюдается, как было показано выше, общее увеличение карбонатности пород и появляются прослои известняков, мергелей. В переходных слоях содержатся обломки офиолитов и подстилающих пород, а аргиллиты превращены в тонкочешуйчатые листовые сланцы и смьты в мелкие складки оползневого происхождения.

Так же как и в вышерассмотренных разрезах автохтонного комплекса, олистостромовая толща Кылычлинской синклинали залегает согласно с постепенным переходом на терригенных и флишоидных отложениях нижней толщи. Разрез переходных слоев обычно начинается с аргиллитов, в которых рассеяны обломки диабазов, известняков, карбонатизированных ультраосновных пород. Наряду с этими обломками в аргиллитах содержатся фрагменты разорванных слоев гравелитов, известковистых песчаников, мергелей нижней толщи. Подобные "замусоренные" аргиллиты составляют общий фон. В верхней части переходных слоев размер обломков увеличивается до нескольких метров, и среди них характерны крупные оторженцы осадочных пород нижней толщи.

Олистостромовая толща, слагающая осевую часть Кылычлинской синклинали, представлена двумя типами отложений, фациально замещающими друг друга. В центральной части синклинали она сложена крупными олистолитами диабазов и красноватых с поверхности спилитов. Внутри олистолитов породы сильно брекчированы и кливанированы. Между олистолитами встречаются линзы и прослои аргиллитов, а также бесцементные мономиктовые брекчии, состоящие из крупных обломков спилитов или диабазов (см. рис. 33). Подобный тип образований мы называем олистолитовой фацией олистостромовой толщи (см. главу третью).

Другой фацией, широко развитой в западной и восточной частях Кылычлинской синклинали, являются тиллитоподобные конгломераты. Состоят они из песчаного или песчано-глинистого цемента, в котором рассеяны гальки и валуны (до 30–40 см). На этом фоне могут встречаться и крупные глыбы размером до 1–2 м. Форма обломков более или менее изометричная, а степень окатанности различная. Состав обломков весьма пестрый: диабазы, спилиты, габбро, серпентиниты, офикальциты, альбит-кварцевые роговики, яшмы и другие породы офиолитового комплекса. Кроме них встречаются обломки известковистых гравелитов, песчаников, алевритов и аргиллитов, типичных для нижней толщи.

Полимиктовый песчаный цемент тиллитовидных конгломератов состоит из тех же обломков, что и галька, а также содержит зерна плаггиоклаза, пироксена и серпентинита. Отдельные зерна находятся в бесцементном, конформном сочленении друг с другом, но местами между ними встречаются участки алеврито-глинистой массы.

Наши исследования показали, что можно провести определенную аналогию между разрезами Кылычлинского комплекса и верхней части автохтонного комплекса. В обоих разрезах выделяются две (как будет показано ниже, близких по возрасту) толщи: нижняя, флишоидная, и верхняя, олистостромовая, связанные между собой постепенным переходом. Однако, несмотря на близкие условия осадконакопления этих комплексов, их положение в общей структуре резко различно. Породы офиолитовой ассоциации по отношению к Кылычлинскому комплексу являются автохтоном или параавтохтоном.

Возраст олистостромовой толщи автохтонного комплекса Южной подзоны устанавливается на основании следующих фактов. Как было показано выше, повсеместно олистостромовая толща согласно без перерыва залегает на альб-сеноманских или позднеальбских отложениях. В основании олистостромовой толщи нами были обнаружены следующие органические остатки. На водоразделе рек Халифаличай и Зарысличай выше горизонтов флишоидной толщи с фауной верхнего альба в серпентинитовых песчаниках были собраны сеноманские пелециподы *Astarte formosa* Fitton. В районе развалин с. Суват, на гребне вблизи кочевьев, выше мергелистых слоев, содержащих микрофауну сеноманского яруса, среди замусоренных аргиллитов найдена *Amphidonta columbum* (Lam.). Этот вид, по мнению В.А. Собецкого, указывает на сеноман-туронский возраст вмещающих образований.

Выделение в составе олистостромовых образований сеноманского яруса подтверждается также находками в левом борту р. Чильгясчай в 3 км выше устья *Neithea aequicostata* (Lam.), *N. sexcostata* (Woodw.), *Opis* aff. *haldonensis* Woods, *Nanonavis carinata* (Sow.) (определение В.А. Собецкого).

На водоразделе рек Мамеличай и Тутхун среди олистостромовой толщи встречаются горизонты органогенно-обломочных известняков с рассеянными в них обломками серпентинитов и габброидов. Из органических остатков были определены В. А. Собецким - *Neithea aequicostata* (Lam.), М. А. Соколовым - зуб акулы *Corax* cf. *falcatus* Ag. и Н. А. Бобковой - *Sauvagesia* ex gr. *nicaisei* Coquand, которые свидетельствуют о сеноманском и, возможно, туронском возрасте известняков.

Кроме того, в слоях известковистых аргиллитов из олистостромовой толщи содержатся планктонные фораминиферы *Hegbergella* cf. *globigerinellinoides* (Subb.), *Globotruncana lapparenti* Brotz., *G.* cf. *stephani* (Gand.), *Pithonella ovalis* (Kauf.), *Rotalipora* cf. *cushmani turonica* Brotz., известные в отложениях сеноманского, туронского ярусов и нижнего сенаона.

О возрасте олистостромовой толщи Килисали-Окицучайской структуры можно судить на основании данных, любезно предоставленных Т.Аб. Гасановым. Из разных частей разреза собраны и определены *Neithea aequicostata* (Lam.), *Pecten orleicularis* Sow., *Isocardia karabakhensis* Bobk. (сборы Г.И. Аглахвердиева в 1969 г., определение О.Б. Алиева), *Micraster leskei* Desm., *M. cortestudinarium* Goldf. (сборы Т.Аб. Гасанова в 1974 г., определение О.Г. Меликова). Не имея возможности сделать детальный анализ возраста отдельных горизонтов олистостромовой толщи, так как нам не известна точная привязка этой фауны, отметим, что весь список в целом свидетельствует о сеноман-раннеконьякском возрасте вмещающих отложений.

Таким образом, можно считать доказанным отнесение низов олистостромовой толщи к сеноманскому ярусу, в пределах которого происходит смещение нижней границы толщи от одного разреза к другому.

Не вызывает сомнений также туронский и раннеконьякский возраст вышележащих частей олистостромовой толщи. Труднее обстоит дело с обоснованием ее верхней возрастной границы, и этот вопрос будет рассмотрен отдельно при описании неавтохтонного комплекса.

Возраст пород Кылычлинского комплекса. Внешний облик нижней части разреза Кылычлинского комплекса не вызывает сомнений в их сходстве с альб-сеноманскими отложениями (флишоидная толща) соседних районов, что подтверждалось находками сеноманской фауны (Шихалибейли, 1964; Экспресс-информация . . . , 1973). Дополнительным подтверждением могут служить наши сборы органических остатков. В переходных слоях от нижней толщи к тилитоподобным конгломератам были собраны *Gryphaeostrea canaliculata* (Sow.), *Neithea aequicostata* (Lam.), *Trigonoarca* ex gr. *orbignyana* (Math.). По мнению определявшего фауну В.А. Собецкого, эти виды отвечают сеноманскому и туронскому (?) ярусам. Из мергелистых прослоев переходных слоев В.Е. Железняк были определены *Rotalipora appeninica* (Renz.), *Hedbergella globigerinellinoides* (Subb.), подтверждающие сеноманский возраст.

Надо отметить также, что есть указания на находки коньякской фауны в работе

Э.Ш. Шихалибеги и Г.И. Аллахвердиева (Экспресс-информация . . . , 1973, стр. 13), но, к сожалению, приводимый в ней список окаменелостей не позволяет согласиться с выводами авторов, и выделение коньякского яруса в составе отложений Кылычлинского комплекса остается проблематичным. Следовательно, требуется дальнейшее уточнение возраста пород Кылычлинского комплекса и главным образом его верхней части, что позволит решить ряд вопросов, связанных со временем становления офиолитовых покровов.

### Аллохтонный комплекс

Аллохтонный комплекс Южной подзоны выполняет синформные структуры и сложен главным образом офиолитами. По составу аллохтонный комплекс делится на две части: нижний — серпентинит-габбровый и верхний — эффузивно-радиоляритовый покровы. Такое строение аллохтона типично для всей Южной подзоны, но на отдельных ее участках в составе аллохтона помимо офиолитов появляются осадочные толщи (Кылычлинский разрез и др.), не имеющие к ним прямого отношения, или усложняется его общее двучленное строение.

Нижний габбро-серпентинитовый покров, названный Ипякским, повсеместно перекрывает олистостромовую толщу (рис. 7, см. рис. 5). Нижний контакт покрова прослеживается на значительные расстояния, и на многих участках падение плоскости надвига в его основании параллельно слоистости в подстилающей олистостромовой толще, хотя углы падения могут быть различны — от пологих до крутых и вертикальных. Это обстоятельство позволяет говорить о становлении Ипякского покрова до этапа складчатых деформаций.

Одновременно с согласным взаимоотношением нижней поверхности покрова и слоистости в нижележащей олистостромовой толще нередко подошва покрова сечет слоистость, и по простирацию покров перекрывает различные горизонты олистостромовой толщи. Такие взаимоотношения наиболее распространены в зонах интенсивной складчатости или там, где верхняя часть олистостромовой толщи сложена некомпетентными глинистыми породами или пачками чередования песчано-глинистых пород. Эти наблюдения убеждают нас в том, что подобные резкие "несогласные" контакты в большей своей части созданы последующей тектоникой.

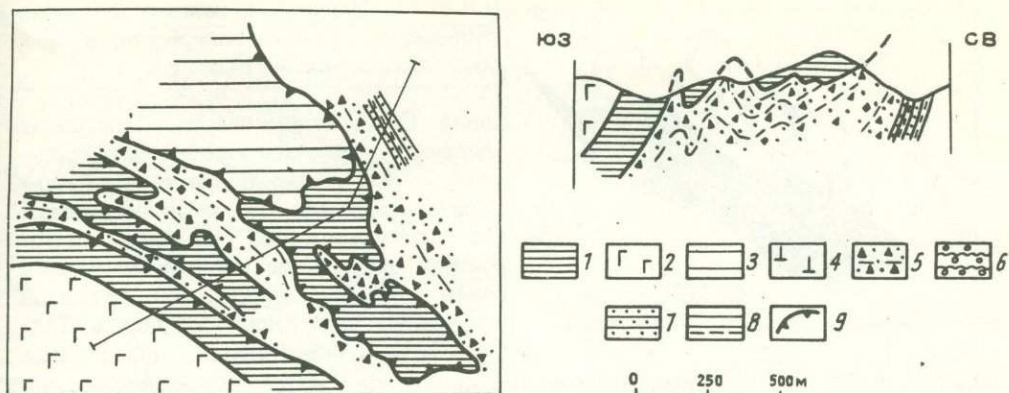
Внутри габбро-серпентинитового покрова серпентиниты и серпентинизированные гипербазиты занимают нижнюю часть, а габброиды и плагиограниты верхнюю (рис. 8). В подошве покрова в серпентинитах встречаются закатанные блоки пород подстилающей олистостромовой толщи, тела габброидов, габбро-амфиболитов, родингитов. Широко развиты зоны серпентинитового меланжа или "конгломератовидных" серпентинитов.

Габброиды залегают на гипербазитах, и в некоторых местах сохранился постепенный переход, выраженный зоной полевошпатовых пород.

В наиболее крупных массивах габброидов, таких, как Чайкендский и Зульфугарлинский, и в ряде других среди габброидов встречаются тела плагиогранитов, габбро-диабазов и их брекчий. В верхней части этих массивов залегают диабазы и основные породы вулканогенного происхождения. Среди вулканогенных пород преобладают афировые и мелкокристаллические измененные зеленовато-серые диабазы. В верхней части метавулканитов встречаются реликты шаровой отдельности, горизонты лавобрекчий и лавы с вариолитовой структурой, а также горизонты мраморизованных известняков. Переход от габброидов настолько постепенный, что часто не удается провести границу между ними.

Мощность габбро-серпентинитового покрова резко меняется от участка к участку. При этом она увеличивается в центральных частях синформных структур и уменьшается на крыльях. Максимальная видимая мощность Ипякского покрова составляет 1000 м.

Верхний покров, названный Нагдаллинским, сложен породами эффузивно-радиоляритовой серии, среди которых наиболее часто встречаются спилиты, диабазы, кератофиры, афировые базальтоиды, глинисто-кремнистые, карбонатно-кремнистые и кремнистые породы, радиоляриты, яшмы и микритовые известняки.



Р и с. 7. Геологическая схема района слияния рек Чильгясчай и Пичанизчай

Условные обозначения к рис. 7, 11

1 - гипервезиты; 2 - габброиды; 3 - эффузивно-радиоляритовая серия; 4 - диабазы и основные вулканиты; 5 - олистостромовая толща; 6 - конгломераты; 7 - песчаники; 8 - алевролиты и аргиллиты; 9 - границы тектонических покровов

В составе верхнего покрова мы нигде не встречаем полного разреза эффузивно-радиоляритовой серии. Как правило, породы сильно деформированы, брекчированы и разбиты на блоки. Общая стратификация внутри покрова отсутствует, и встречаются лишь отдельные фрагменты разрезов. Наиболее представительные разрезы расположены в верховьях рек Пичанизчай, Мамеличай, Чильгясчай и на юго-западном крыле Асрикской антиформной структуры.

Фрагменты разрезов эффузивно-радиоляритовой серии в пределах всей Севано-Акеринской зоны делятся на три группы. Одна из них характеризуется чередованием лавовых покровов и слоистых кремнистых пород с различной мощностью отдельных горизонтов. К такому типу относится разрез у с.Ипяк, где были собраны верхнеюрские кораллы, и многие другие разрезы. В другой группе наряду с лавами и кремнистыми прослоями встречаются горизонты и линзы гравелитов, песчаников и мелкообломочных брекчий. В отдельных обломочных прослоях заметны следы оползания осадков. Обломки в них состоят из разнообразных пород эффузивно-радиоляритовой серии, которые можно видеть выше и ниже по разрезу, а также серпентинитов, плагиигранитов и габброидов. Обломки ультраосновных пород составляют не более 20-30% и встречаются не во всех обломочных прослоях. Довольно часто появляются обломки органогенно-обломочных и водорослевых известняков. Цемент пород, как правило, ожелезненный с большим количеством раковин радиолярий. Среди вулканогенных пород наряду с лавами широко развиты туфобрекчии, лавобрекчии и гиалокластиты. Наиболее типичными для этой группы являются разрезы, расположенные к северу от с. Вагазин, а также на юго-западном крыле Асрикской антиформной структуры. К следующей группе относятся разрезы, в которых вместе с кремнистыми породами широко развиты тонкослоистые карбонатно-кремнистые, кремнисто-карбонатные породы и микритовые известняки. В нижней части среди кремнистых и карбонатных пород встречаются горизонты лав и туфов. Верхняя часть сложена светлыми микритовыми известняками, уже лишенными следов близкого синхронного вулканизма.

Общая последовательность разреза может быть следующей: отложения первого типа надстраивают, а также замещают в латеральном направлении образования второго типа и перекрываются отложениями третьего типа.

Эффузивно-радиоляритовая серия имеет позднеюрский возраст, что доказываются нашими находками органических остатков. К уже указанным видам (см. стр. 18) надо добавить кораллы, которые были собраны в линзах известняков среди эффузивно-радиоляритовой серии, слагающей вершину горы Агджаязы, - *Dermosmia laxata* Etallon, *Pseudocoenia sexregulata* Goldfuss (опреде-



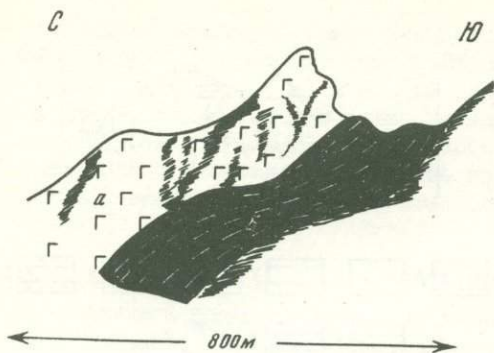


Рис. 8. Зарисовка взаимоотношения габброидов (а) и гипербазитов (б), обнажающихся у с. Кылычлы

радиолярий дают позднеюрский — раннемеловой возраст кремнистых пород (Кашкай, Аллахвердиев, 1973; Книппер, Соколов, 1974; Ренгартен, 1959). Более того, в известняках, встречающихся среди вулканогенных пород, К.И. Кузнецовой были определены *Quinqueloculina* aff. *rawiensis* (Pazdro-wa) и *Spirophthalmidium* cf. *infraoolithicum* Terq., свидетельствующие о среднеюрском возрасте вулканогенной толщи.

Нагдаллинский покров выполняет ядра синформных структур, и слагающие его породы часто имеют синклинальное строение (рис. 9).

Эффузивно-радиоляритовый покров перекрывает различные горизонты габбро-серпентинитового покрова, и только на крыльях узких антиформных структур породы верхнего покрова непосредственно залегают на олистостромовой толще. Такие взаимоотношения образовались в результате выжимания серпентинитов во время образования складчатых структур.

Контакт верхнего и нижнего покровов почти повсеместно тектонический, вдоль него породы эффузивно-радиоляритовой серии сильно подроблены и брекчированы, а радиоляриты смяты в складки. Однако в некоторых местах Ипякский и Нагдаллинский покровы разделены горизонтами олистостромовой толщи. Так, например, на водоразделе рек Мамеличай и Тутхун (рис. 10) на серпентинитах нижнего покрова, обнажающихся в ядре антиформной структуры, залегают сеномантуронские (?) известняки (мощность 20–30 м), в которых были собраны зубы акул, гастроподы и рудисты (стр. 21). Выше расположены сильно деформированные горизонты олистостромовой толщи (мощностью до 30–40 м), перекрывающиеся эффузивно-радиоляритовым покровом.

Кроме отмеченной особенности во взаимоотношении покровов этот участок интересен тем, что удается проследить по простиранию серпентиниты нижнего покрова, а также верхний покров и разделяющие их олистостромовые образования от верховьев р. Мамеличай до горы Малая Калабойну. Продолжением нижнего покрова и олистостромовой толщи является олистолит серпентинитов и слои 1–5 разреза горы Малая Калабойну, приведенного в работе А.Л. Книппера (1975).

Верхний покров в этом направлении выклинивается, и его продолжением являются горизонты олистостромовой толщи восточного склона горы Малая Калабойну, состоящие из конгломерато-брекчий и олистолитов пород эффузивно-радиоляритовой серии. В сторону южного склона горы Малая Калабойну эти горизонты выклиниваются и их аналогом может служить слой 3 (Книппер, 1975), содержащий крупные блоки вулканитов. Эти наблюдения позволяют заключить, что разрез горы Малая Калабойну, несмотря на его своеобразие и сокращенную мощность, легко сопоставляется с типичными разрезами Южной подзоны.

Мощность Нагдаллинского покрова по сравнению с Ипякским более постоянна и достигает 1500–2000 м, а все видимые изменения мощности связаны с глубиной эрозионного среза. В пределах отдельных структур степень деформации пород, слагающих Ипякский и Нагдаллинский покровы, различна и по простиранию они нередко замещаются зонами серпентинитового меланжа, причем на продолжении Ипякского покрова развиты зоны мономиктового серпентинитового меланжа, а на участках, где одновременно деформированы оба покрова, образуются зоны полимиктового серпентинитового меланжа. Автор ограничивается краткой харак-

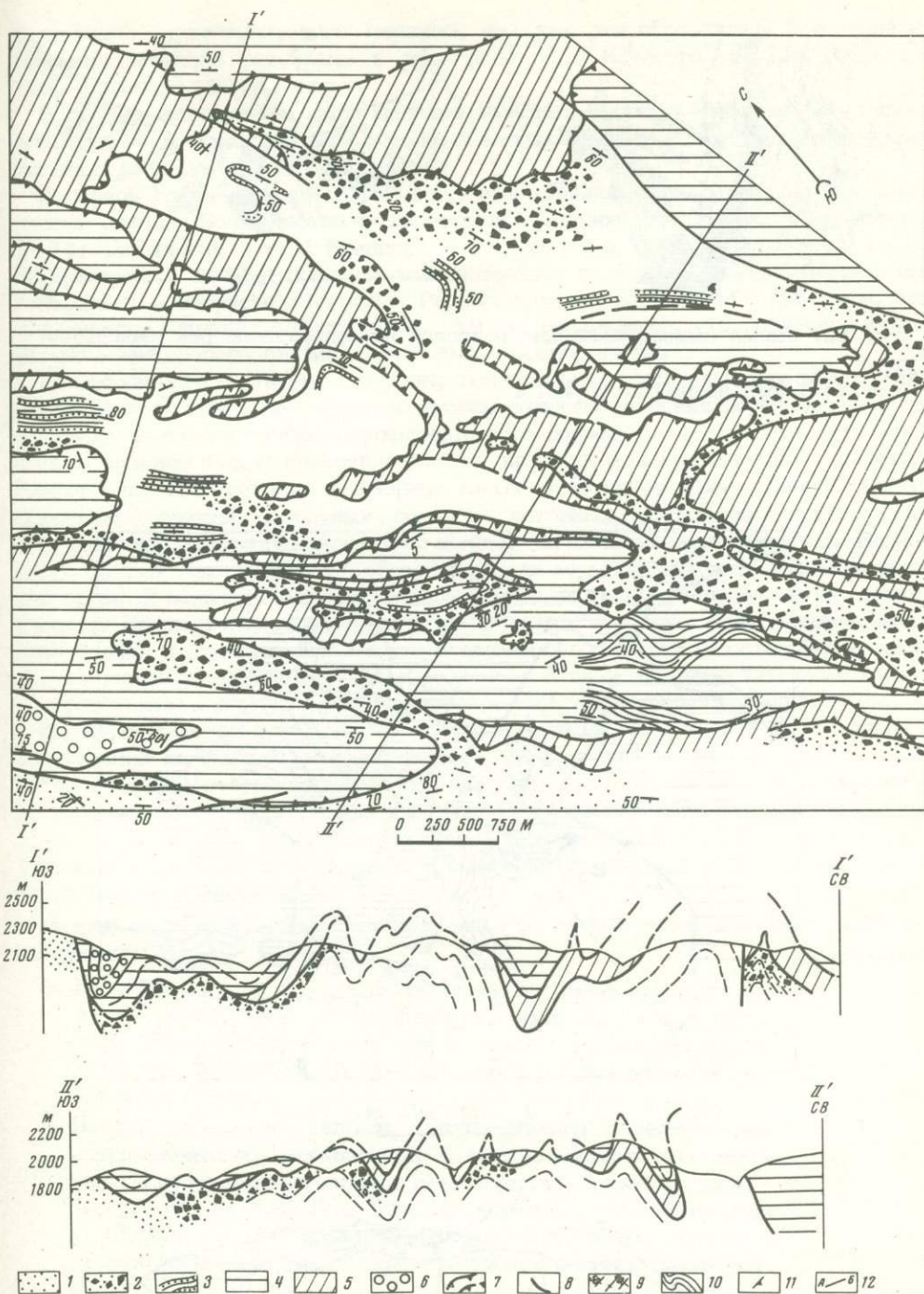
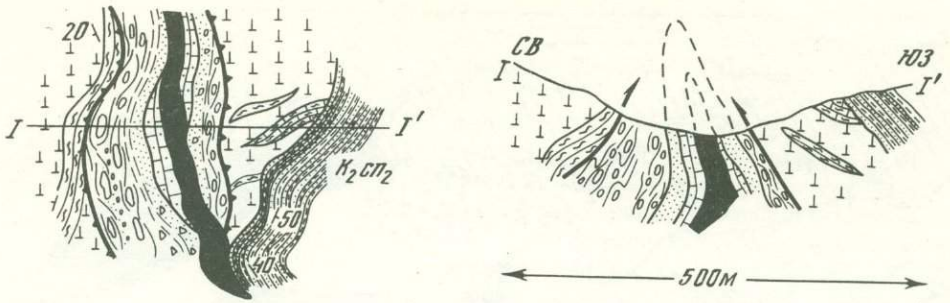
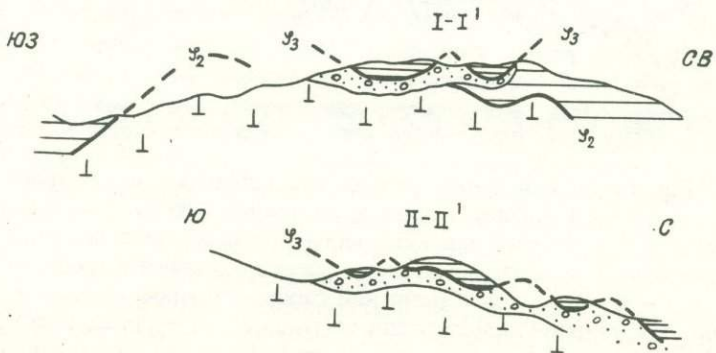
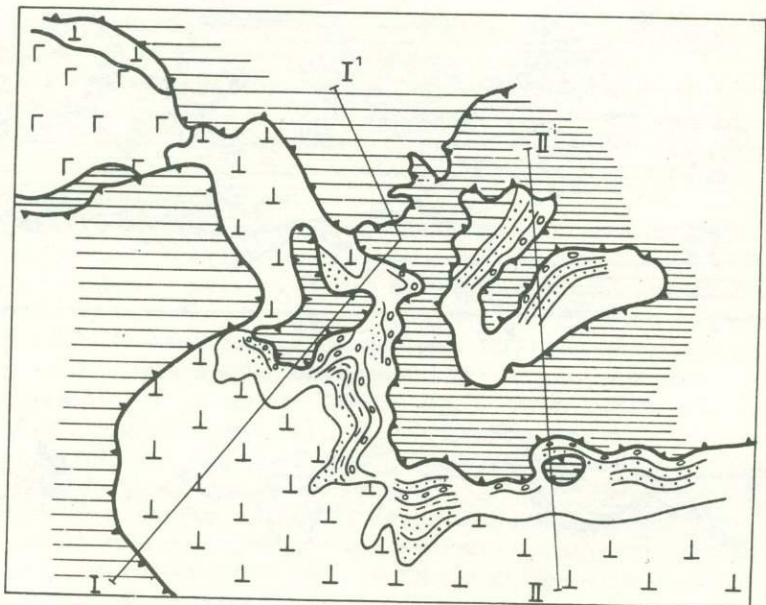


Рис. 9. Геологическая карта района верхьев рек Мамеличай и Чильгясчай  
 1-3 - автохтон: 1 - флишoidная толща альба-сеномана, 2,3 - олистостромовая толща (2 - фашиа с преобладанием крупных олистолитов, 3 - преимущественно песчаники и аргиллиты, нерасчлененная олистострома показана белым цветом); 4,5 - аллохтон: 4 - Ипякский габбро-гипербазитовый покров, 5 - Нагдаллинский эффузивно-радиоляритовый покров; 6 - неавтохтон: терригенные отложения нижнего сенона; 7 - поверхности шарьяжей и их предполагаемое продолжение; 8 - сбросы и взбросы; 9 - элементы залегания; 10 - простираания пород внутри Нагдаллинского покрова; 11 - направления падения сланцеватости в серпентинитах; 12 - линии профилей



Р и с. 10. Схема взаимоотношения покровов на водоразделе рек Мамеличай и Тутхун

Условные обозначения см. на рис. 4



Р и с. 11. Геологическая карта района горы Агкая  
Условные обозначения см. на рис. 7

теристикой серпентинитового меланжа, так как эти образования и история их развития детально разобраны в ряде работ А.Л. Книппера (1971а,б, 1975), Т.Аб. Гасанова (1974) и др.

В составе серпентинитового меланжа вместе с офиолитами встречаются блоки флишоидной и олистостромовой толщ и метаморфические породы. Метаморфические породы делятся на две группы.

К первой группе относятся разнообразные сильно метаморфизированные слюдястые сланцы. Большинство исследователей (Азизбеков и др., 1950; Арутюнян, 1974; Габриелян, 1959; Книппер, 1975; Меликян, 1974; Паланджян, 1971; Паффенгольц, 1959) придерживаются мнения о древнем докембрийском или палеозойском возрасте этих пород. Радиологические данные (150-160 млн. лет, К/Аг метод, Кашкай, Аллахвердиев, 1973) показывают, что последние метаморфические преобразования происходили в юрское время.

Ко второй группе относятся породы, подвергшиеся метаморфизму зеленосланцевой фации<sup>1</sup>. Наиболее крупные выходы метаморфических пород этой группы известны в полосе габбро-серпентинитового покрова у с. Алычалы, где обнажается мощная толща сланцев зеленого, красного и черного цветов с линзами и "рифогенными" массивами мраморизованных известняков. Среди сланцев удается встретить реликты первичных пород - основных эффузивов, радиоляритов. Алычалинская метаморфизированная толща, так же как и зеленые сланцы Вединского района (глава вторая), образовались по породам эффузивно-радиоляритовой серии. В районе с. Алычалы метаморфическая толща расположена на серпентинитах. Кроме того, метаморфические сланцы и мраморизованные известняки в виде блоков и узких линейно ориентированных полос входят в состав серпентинитового меланжа на участке сел Кендъери - Агдаш - Килиса или оказываются приуроченными к контакту серпентинитов и эффузивно-радиоляритовой серии.

На некоторых участках Южной подзоны помимо выделенных двух покровов, залегающих на олистостромовой толще, наблюдается более сложное строение, которое будет рассмотрено на примере района, расположенного в верховьях р. Нагдалычай от горы Агкая на западе до Карабахского надвига на востоке (рис. 11, см. рис. 2). Серпентинитовый меланж этого участка в районе горы Агкая и к югу от нее перекрывает осадочную толщу, залегающую на породах аллювтонного комплекса.

Разрез осадочной толщи, обнажающийся на южных склонах высоты 2121,3 м следующей:

Мощность, м

1. На вулканогенных породах (контакт не обнажен) залегает пачка чередования алевролитов, аргиллитов, песчаников с отдельными линзами и прослоями конгломератов и известковистых аргиллитов. В этой части разреза встречены оползневые текстуры ..... 20-30
2. Пачка, сложенная белыми, светло-серыми известняками, конгломератами, песчанистыми и гравелитистыми известняками с прослоями аргиллитов. Конгломераты имеют карбонатный цемент и содержат большое количество обломков известняков (до 50-80%), скрытокристаллических магматических пород и серпентинитов. Отдельные обломки достигают размера 20-30 см ..... 40-50
3. Чередование известковистых песчаников, гравелитов, конгломератов. Слоистость фиксируется не поверхностями напластования, а распределением обломочного материала разного размера (от 1 до 40 см) и состава. В обломках содержатся разнообразные (оолитовые, детритовые, микритовые) известняки, серпентиниты, радиоляриты, красные спилиты, габброиды и др. .... 25

<sup>1</sup> Состав метаморфических сланцев этой группы более подробно рассмотрен в следующей главе (стр. 60).

4. Гравелиты неслоистые, плохо сортированные с известковистым цементом, переходящие в брекчии. Состав обломков пестрый: преобладают породы эффузивно-радиоляритовой серии и известняки . . . . .	Мощность, м 2
5. Известковистые гравелиты, песчаники, переполненные обломками серпентинитов и раковинным детритом . . . . .	5

Возраст этой толщи, к сожалению, не известен, и по своему облику и составу она не может быть сопоставлена ни с олистостромовой толщей, ни с залегающими стратиграфически выше породами неавтохтона. О времени ее накопления можно судить, исходя из ее положения в общей структуре и разрезе. Она залегает на вулканогенных толщах аллохтонного комплекса и, в свою очередь, перекрывается серпентинитовым меланжем с залегающим на нем чехлом неавтохтона.

Тектонический контакт осадочной толщи и серпентинитового меланжа отчетливо прослеживается по нижнему уступу серпентинитов, сложенному плотными массивными окварцованными серпентинитовыми брекчиями тектонического происхождения. Обломки брекчий остроугольные, состоят из серпентинитов, тонковолокнистого асбеста, серпентинизированных и карбонатизированных минералов и пород. Мощность серпентинитовых брекчий изменяется от 5 до 30 м. Выше тектонических брекчий серпентиниты имеют "конгломератовидную" текстуру. В подошве покрова серпентинитовые брекчии перемешаны с подстилающими осадочными породами. Столь мощного и характерного горизонта тектонических брекчий в основании Ипякского габбро-серпентинитового покрова нигде не наблюдалось. Расположенная к востоку от этого контакта и до Карабахского надвига полоса серпентинитового меланжа (см. рис. 11) содержит в своем составе помимо офиолитов альб-сеноманские и олистостромовые образования, а также небольшие блоки пород неавтохтона.

По простиранию в северном направлении к верховьям р. Хачинчай зона серпентинитового меланжа расширяется и одновременно уменьшается степень деформированности офиолитов. На ее продолжении в водораздельной части рек Нагдалычай и Хачинчай устанавливается зона с чешуйчатым строением, которая, в свою очередь, по простиранию сменяется структурой, состоящей из двух покровов (серпентинит-габбровый и эффузивно-радиоляритовый), залегающих на олистостромовой толще. В большинстве мест эффузивно-радиоляритовый покров залегает сверху (см. рис. 2, 4, 6, 8), что хорошо видно в центральных частях синформных структур, но нередко в антиформных структурах его положение изменяется главным образом за счет последующих движений.

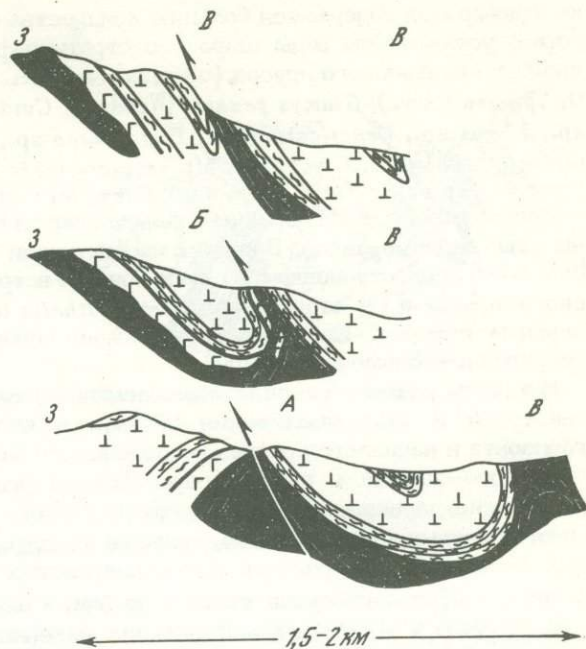
Представленные на рис. 12 различные варианты сочленения офиолитовых покровов расположены по простиранию, и каждый из них соответствует определенной стадии деформации. Случай "А" отвечает начальному этапу, когда происходит осложнение антиформной структуры в результате одностороннего давления и начинается течение серпентинитовой массы. Случай "Б" является промежуточным, когда серпентинитовая масса при дальнейшем движении в значительной степени деформирует лежащее крыло. В окончательном варианте (случай "В") создается чешуйчатая структура. Отдельные чешуи разделяются или серпентинитами или серпентинитовым меланжем. Серпентиниты приобретают конгломератовидный облик и сланцеватые текстуры.

Изучение таких сложных объектов позволяет восстановить последовательность деформаций, среди которых нас в первую очередь интересуют деформации, протекавшие одновременно со становлением Ипякского и Нагдаллинского покровов. Даже если исключить все более поздние деформации, то становится очевидным, что до накопления пород неавтохтонного комплекса произошло усложнение внутренней покровной структуры, сопровождавшееся перекрытием отдельных участков. Важно, что эти деформации непосредственно следовали или сопровождали становление Ипякского и Нагдаллинского покровов. В проявлении тектонических деформаций на этом рубеже нас убеждает также залегание отложений неавтохтонного комплекса на уже складчатой структуре автохтона и аллохтона.

Рис. 12. Взаимоотношение покровов в верховьях р. Нагдалычай

Пояснения см. в тексте

Условные обозначения см. на рис. 4



Породы автохтонного и аллохтонного комплексов смяты в антиформные и синформные складки, имеющие асимметричное строение с крутым и нередко опрокинутым южным крылом и более пологим северным. В ядрах антиформных структур оказываются вскрытыми породы флишоидной толщи, на крыльях обнажается олистостромовая толща, а центральные части синформных структур выполнены породами офиолитовой ассоциации. На северных крыльях сохранились наиболее полные разрезы олистостромовой толщи, а на южных крыльях ее разрезы сокращены за счет выпадения пачек, и первичные взаимоотношения между флишоидной и олистостромовой толщами, а также контакты с тектоническими покровами нарушены молодыми разломами.

Наиболее отчетливо такое строение наблюдается в бассейне р. Тутхун, где развиты крупные, охарактеризованные выше Асрикская, Килисали-Окидучайская антиформные структуры и разделяющая их Зульфугарлинская синформа. Подобная асимметричная структура была создана в результате движений, направленных к югу.

### Неоавтохтонный комплекс

Неоавтохтонный комплекс, рассматриваемый нами в объеме мел-палеогеновых отложений, начинается с терригенно-обломочной и флишоидной толщ. Терригенно-обломочные отложения Южной подзоны установлены на юго-западных крыльях Калафалыхской и Салыхской синклинальных структур (см. рис. 4, разрезы I-I', II-II', III-III' и др.).

На юго-западном крыле Калафалыхской структуры эти отложения прослеживаются от развалин с. Суват до с. Бозгюней и на всем этом протяжении перекрывают олистостромовую толщу (см. рис. 4, разрезы II-II', III-III'). У с. Бозгюней в русле р. Калафалыхчай стратиграфически выше олистостромовой толщи появляется красноцветная пачка (нижний контакт не обнажен) переслаивания аргиллитов (5-50 см) и алевролитов (2-5 см) с прослоями зеленовато-серых известковистых песчаников. Мощность красноцветной пачки составляет 15-20 м. Выше залегают известковистые аргиллиты и известковистые песчаники с прослоями мергелей, содержащих раковины фораминифер. Мощность известковистой пачки около 50 м, и она сменяется чередованием песчаников и конгломератов (мощность 25 м). Конгломераты зеленовато-серые, буровато-серые, в основном мелкообломочные (1-3 см), но встречаются и грубозернистые разновидности с галькой до 20-30 см в диаметре. Галька хорошо окатана и представлена самыми разнообразными породами. Наряду с офиолитами много обломков андезитов, кварцевых порфиров, песчаников, алевролитов и разнообразных гранитоидов. Весьма характерны крупные обломки роговообманковых гранодиоритов и плагиоклазовых диорит-порфиритов, слагающих жильные и мелкие интрузивные тела, рвущие флишоидную и олистостромовую толщи автохтона. В прослоях песчаников и

конгломератов содержится большое количество органических остатков, среди которых установлены виды широкого стратиграфического диапазона — от туронского до сантонского ярусов (определение В.А. Собоцкого): *Dianchora lata* Sow., *D. spinosa* (Sow.), *Clamys pexata* (Woods.), *Cardium* cf. *montonianum* Orb., *Corbula* sp., *Tirnus* sp., *Venericardia* sp., *Trigonoarca* sp., *Lima* sp., а также *Lima* cf. *reichenbachi* Gein., *Glycymeris* aff. *requierriensis* Orb., *G.* aff. *renouxianus* Orb., *Camptonectes curvatus* (Gein.), *Neithea clutemplei* (Orb.), *Callista plana* (Sow.).

Кроме того, среди собранных окаменелостей Е.И. Кузьмичевой были определены два вида кораллов. В нижней части толщи обнаружены *Cunulites denssa* Reyss., распространенные в слоях Гозау и встречающиеся в отложениях коньякского яруса, а из верхней части — *Agathelia lentophyllia* Reyss, известные в верхнем сантоне. Следовательно, можно говорить о раннесенонском возрасте терригенно-обломочной толщи.

Выше по разрезу расположены песчаники, серые, красноватые, с комковатой текстурой и многочисленными обломками иноцерамов. С этого характерного горизонта и начинается разрез вышележащей карбонатной толщи.

На юго-западном склоне горы Салых терригенно-обломочная толща резко несогласно перекрывает альб-сеноманские отложения и представлена чередованием слоистых конгломератов, гравелитов, грубослоистых песчаников, разделенных прослоями алевролитов и тонкозернистых песчаников. Мощность прослоев конгломератов колеблется от 0, 3 до 5 м, а разделяющих их алеврито-песчаных слоев 0,2—0,3 м. Состав обломочного материала полимиктовый. Значительную его часть составляют продукты размыва офиолитов, особенно кремнистых пород. Характерными обломками являются роговообманковые гранодиориты и диоритпорфириты. В глинистых прослоях встречаются толстостенные, двухжилевые глоботрунканы, свидетельствующие о сенонском возрасте (определение В.Е. Железняк). Терригенно-обломочная толща вверх по разрезу сменяется карбонатными породами верхнего сенона, слагающими вершину горы Салых.

Флишоидная толща неавтохтона, установленная только в западной части Южной подзоны на водоразделе рек Мамеличай и Тутхун, перекрывает верхний эффузивно-радиоляритовый покров (см. рис. 10) и представлена чередованием конгломератов, известковистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей. Эта толща, как и подстилающие ее покровы и олистостромовые образования, прослеживается в сторону горы Малая Калабойну и может быть сопоставлена со слоем 6 разреза горы Малая Калабойну, приведенного в работе А.Л. Книппера (1975).

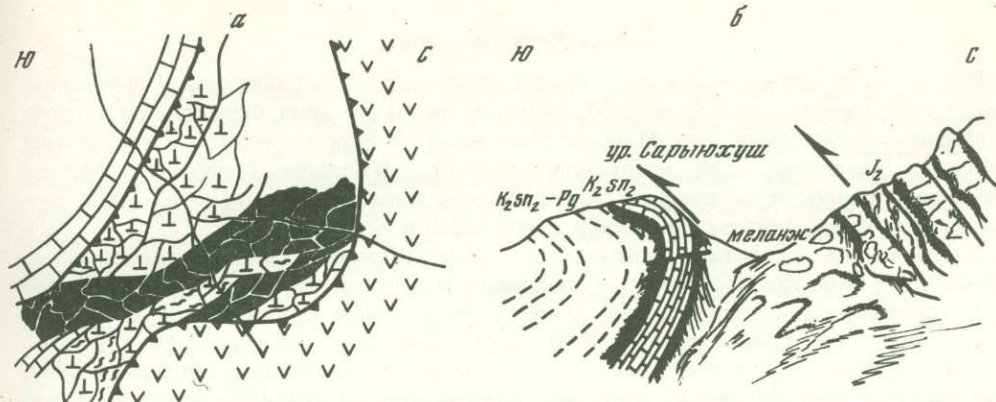
Прямых данных о возрасте флишоидных отложений в нашем распоряжении нет, но их следует, вероятно, сопоставлять с терригенно-обломочной толщей, раннесенонский возраст которой был обоснован выше.

Терригенно-обломочные отложения перекрываются карбонатной толщей верхнего сенона, сложенной светлыми плитчатыми пелитоморфными известняками, среди которых в подчиненном количестве содержится мергели и органогенно-обломочные известняки. В известняках встречаются обломки иноцерамов, морских ежей и многочисленные глоботрунканы верхнесенонского надъяруса.

Карбонатная толща широко развита в пределах Южной подзоны (горы Малая Калабойну, Салых, Чичеклинская и Калафалыхская синклинали и др.) и на всем протяжении имеет однообразный выдержанный состав.

В пределах Чичеклинской и Калафалыхской синклиналей сохранился наиболее полный разрез верхнемеловых — палеогеновых отложений. Характеристика осадочной толщи Чичеклинской структуры будет дана в следующем разделе, а здесь мы ограничимся описанием Калафалыхской синклинали и слагающих ее пород.

Калафалыхская синклиналь прослеживается с юго-востока на северо-запад от с. Фингя до урочища Сарьюхоуш. К северо-западу от урочища Сарьюхоуш среди серпентинитового меланжа, как уже отмечалось ранее, сохранились останцы верхнемеловых-палеогеновых пород, имеющих тектонический контакт с меланжем. Калафалыхская синклиналь имеет асимметричное строение с более крутым или опрокинутым северо-восточным крылом (см. рис. 4, разрез III-III'). Вдоль северо-восточного крыла контакт известняков с подстилающими породами тек-



Р и с. 13. Карбонатная толща верхнего мела-палеогена и серпентинитовый меланж вдоль зоны Карабахского надвига (а - план, б - зарисовка)

Условные обозначения см. на рис. 4

тонический. В урочище Сарыюхуш (рис. 13) верхнемеловые известняки северного крыла опрокинуты и на них надвинут серпентинитовый меланж, выдавленный из-под Карабахского надвига.

На юго-западном крыле Калафалыхской синклинали терригенно-обломочная толща сенона перекрывается горизонтом красноцветных известковистых песчаников, содержащих *Inoceramus* ex gr. *lingua* Goldf. (определение М.А. Пеграмент), что позволяет относить этот горизонт к верхнесантонскому - нижнекампанскому подъярусам. Сантонский возраст этого горизонта подтверждается находкой *Inoceramus cycloides* Wegner (материалы Т.Аб. Гасанова).

Выше сантонского горизонта в известняках были собраны *Inoceramus* aff. *sagensis* Owen., *In.* aff. *balticus* Boehm. (определение М.А. Пеграмент), свидетельствующие о позднесенонском возрасте.

Верхнесенонские известняки сменяются толщей флишоидного чередования гравелитов, песчаников, известковистых алевролитов и мергелей палеогенового возраста. В самых верхних частях появляются туфогенные разности, с которых начинается разрез вулканогенной толщи. В верхней вулканогенно-осадочной части разреза палеогеновых отложений В.Е. Железняк под микроскопом были определены *Rotalia* sp., *Cibicides* sp., *Textularia* sp., *Marginulina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Trocholina* sp., *Acarinina* sp., свидетельствующие о среднеэоценовом времени вулканизма. Своеобразный разрез неоавтохтонного комплекса наблюдается в Алджанлинской мульде, где среди верхнемеловых отложений были установлены вулканогенно-осадочные образования.

Базальные горизонты вулканогенно-осадочной толщи содержат гальку диорит-порфиринов, слагающих многочисленные интрузивные и пластовые тела, рвущие терригенную и олистостромовые толщи. Галька подобных диорит-порфиринов уже отмечалась в составе терригенно-обломочной толщи с. Бозгюней и горы Салых. Вулканогенно-осадочная толща представлена чередованием известняков, туфогенно-осадочных пород и эффузивов диорит-базальтового состава. В известняках были найдены иноцерамы плохой сохранности, среди которых М.А. Пеграментом определены сенонские виды *Inoceramus* ex gr. *reilbergensis* Figg. et Kasth., *In.* sp. aff. *alaeformis* Zek.

Более уверенный материал дают определения фораминифер (В.Е. Железняк) *Globotruncana calcariata* Cushman., *G. arca* Cushman. свидетельствующие о кампанмаастрихском возрасте вулканогенно-осадочной толщи.

Следы вулканических извержений в позднем сеноне в пределах Севано-Акеринской зоны обнаружены впервые, вулканогенно-осадочные образования подобного состава и такого же возраста, как показали наши исследования, широко распространены в Гочасском синклинии, где среди лав встречаются прослои известняков, содержащих раковины орбитоид, среди которых Е.Л. Портная определила *Orbitoides* ex gr. *apiculata* Schum., *Orbitoides media* (D'Arch.), *Siderolites* sp., *Orbitoides* sp., *Simplorbites* sp. Эти определения позволяют говорить о маастрихском возрасте вулканогенно-осадочной толщи.



## Выводы

Все рассмотренные выше особенности строения Южной подзоны (Сарыбабинского синклиория) имеют важное значение для понимания структуры и истории развития офиолитовых зон Малого Кавказа. Как будет показано в следующих разделах, закономерности, установленные в Южной подзоне, обнаруживаются и в Северной подзоне и на северо-восточном побережье оз. Севан. Эти общие закономерности в основном сводятся к следующим положениям.

1. Выделение в составе меловых отложений Южной подзоны нижнесенонской вулканогенно-осадочной толщи, прорванной интрузиями гипербазитов и габброидов, противоречит фактическому материалу, так как в действительности эти образования или представляют собой олистостромовую толщу, в которой более древние вулканиды и кремнистые породы находятся в перетолженном состоянии, или слагают тектонические покровы, залегающие на олистостромовой толще. Олистостромовая толща, сложенная продуктами разрушения и размыва пород офиолитовой ассоциации и залегающая согласно на альбских и сеноманских отложениях, широко развита в пределах Южной подзоны.

2. Основная масса офиолитов залегает в виде аллохтона, в строении которого выделяются два покрова. Нижний (Ипякский) покров имеет габбро-серпентинитовый состав, а верхний (Нагдаллинский) сложен эффузивно-радиоляритовой серией. В северной части Южной подзоны выделяется осадочная толща Кылычлинского типа, для которой офиолиты являются автохтоном или параавтохтоном.

3. Возраст офиолитов досеноманский и, вероятно, даже доальбский. Для эффузивно-радиоляритовой серии доказан позднеюрский возраст, но не исключается и более широкий диапазон в пределах юрской и нижнего отдела меловой систем.

4. Время становления покровов офиолитов и формирование олистостромовой толщи охватывает интервал от сеномана до раннего сенона. В результате движений этого времени была создана покровно-складчатая структура в виде сопряженных антиформных и синформных складок.

5. Автохтонный и аллохтонный комплексы резко несогласно перекрываются отложениями неоавтохтона (надофиолитовый чехол). В его составе на крайнем юго-востоке установлена вулканогенно-осадочная толща (Альджанлинская свита). В настоящее время это единственный участок, где известны продукты позднемелового вулканизма в пределах Севано-Акеринской офиолитовой зоны.

В целом для всей структуры Южной подзоны характерно воздымание на юго-востоке и погружение в северо-западном направлении. Последние северные выходы автохтона известны у селений Чайкенд, Килиса и Чаректар.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ПОДЗОНЫ

### Общая характеристика

Северная подзона расположена к северу и северо-западу от Карабахской зоны, и ее северная граница совпадает с границей Севано-Акеринской офиолитовой зоны и проходит по Главному надвигу Малого Кавказа или Мроздагскому надвигу (Паффенгольц, 1959; Шихалибейли, 1955). С юга Северная подзона ограничена Карабахской зоной, а после ее погружения в районе с. Чапли мы проводим границу южнее Левчайского массива гипербазитов, до оз. Гейгель и верховьев р. Шамхорчай.

В пределах Северной подзоны расположена поднятая структура антиклинального типа - Сосузлукская гряда. Она разделяет меловые отложения района с. Чапли и Тоурагачайского синклиория. Северное крыло Сосузлукской гряды крутое и погружается под верхнемеловые отложения Тоурагачайского синклиория. Южное крыло сорвано разломом, по которому Сосузлукская гряда надвинута в южном направлении. В восточной части зоны разлома юрские образования Сосузлукской гряды перекрывают меловые отложения с. Чапли и северного обрамления Карабахской зоны, а в западной части - породы офиолитовой ассоциации.

### Автохтонный комплекс

На Сосузлукской гряде, а также в пределах Карабахской зоны обнажается нижняя часть автохтонного комплекса, сложенная юрскими и нижнемеловыми отложениями. На западном окончании Карабахской зоны нижняя часть автохтонного комплекса представлена вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами средней и верхней юры. Среди эффузивов развиты андезиты, риолиты, альбитофиры, кварцевые порфиры и др. Выше залегают пелитоморфные, плитчатые, кремненные известняки титона - валанжина.

Карбонатная толща Сосузлукской гряды имеет берриас-готеривский возраст (Алиев, Алиюла, 1963; Керимов, Гасанов, 1972) и перекрывается вулканогенными породами (туфами, туфопесчаниками, андезитовыми порфиритами), вероятно, барремского яруса.

Разрез верхней части автохтонного комплекса начинается с толщи флишoidalного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, которые трансгрессивно перекрывают различные горизонты нижней части автохтона.

Для характеристики флишoidalной толщи обратимся к наиболее полному ее разрезу, исследованному нами в районе с. Чапли (рис. 14).

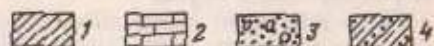
В основании разреза на светлых валанжинских известняках залегают несортированные, неслоистые и разнообломочные конгломераты. Стратификация в конгломератах заметна лишь по ориентированному расположению обломков, а в верхней части подчеркивается линзами грубых песчаников и аргиллитов. Обломки представлены кварцевыми порфирами, фельзитами, андезитами, известняками, туффитами, песчаниками, в которых легко узнаются породы Карабахской зоны. Крупные глыбы (1,5-2,0 м в поперечнике) плохо окатаны. В одной из глыб известняков было встречено большое количество раковин брахиопод *Camarotoechia strignishikensis* Abramjan, известных в отложениях нижнефранского подъяруса Армении (определение Х.С. Розман). Цемент конгломератов состоит из песчано-гравийной массы и составляет большую часть породы. Мощность базальных конгломератов достигает 30 м.

Выше они постепенно сменяются пачкой чередования (мощность 50 м) грубозернистых голубовато-серых песчаников и конгломератов. Состав обломочного материала в них такой же, как и в базальном горизонте, а размер наиболее крупных обломков не превышает 10-15 см. В конгломератах значительно улучшается степень сортированности обломочного материала и отчетливо видна слоистость. Мощность прослоев конгломератов изменяется от 0,4 до 3-4 м, а песчаников от 0,2 до 0,8 м. В цементе конгломератов и песчаников содержится большое количество раковинного детрита.

После небольшого перерыва (15-20 м) обнажается толща ритмичного чередования голубовато-серых известковистых песчаников, тонкоплитчатых серых рыхлых песчаников, зеленоватых и коричневатых аргиллитов. В этой части разреза флишoidalной толщи выдерживается трехкомпонентное строение ритмов. Первым компонентом ритма являются грубо- и среднезернистые песчаники с градационной слоистостью и, нередко, с известковистыми цементом. Подошва слоя часто обогащена мелкими обломками средних и кислых эффузивов и раковинным детритом. В песчаниках кроме вулканогенных пород встречаются зерна полевых шпатов и кварца. Песчаники второго компонента ритма по сравнению с предыдущими содержат большое количество зерен полевых шпатов, а по плоскостям напластования переполнены обугленным растительным детритом. Третий компонент ритма - аргиллиты имеют монтмориллонитовый состав с обильной примесью полевых шпатов алевроитового размера и мелкими раковинами фораминифер.

Вверх по разрезу уменьшается мощность прослоев песчаников от 20-30 до 2-3 см при одновременном увеличении мощности аргиллитов до 70-90 см. Постепенно эта пачка становится существенно аргиллитовой с примесью алевролитового материала и маломощными прослойками и линзами песчаных известняков и мергелей. Мощность флишoidalной пачки 100-120 м.

На восток от с. Чапли толща флишoidalного чередования прослеживается в широтном направлении до р. Агдабанчай и далее, слагая южное крыло Тоурага-



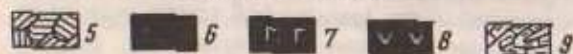
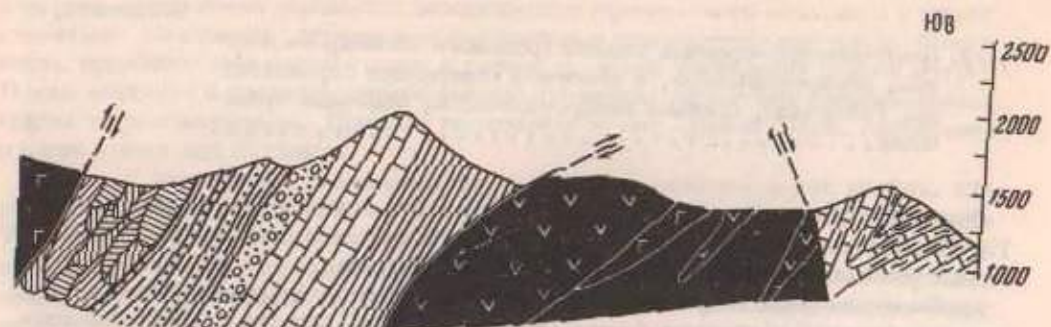
Р и с. 14. Геологический профиль района с. Чалы. Составили А.Л. Книппер, С.Д. Соколов

1-5 - автохтон: 1 - кремнистые сланцы верхней юры, 2 - известняки титона - валаннина, 3 - базальные конгломераты альба - сеномана, 4 - флишсидная

чайского синклинория. Контакт ее с нижележащими породами тектонический. Стратиграфический контакт альб-сеноманских отложений южного крыла Тоурагачайского синклинория установлен только на отдельных участках северных склонов Сосузлукской гряды, где базальные горизонты флишсидной толщи несогласно с разрывом залегают на вулканогенных породах барремского или известняках готеривского яруса. В разрезе южного крыла Тоурагачайского синклинория преобладают глинистые сланцы, аргиллиты, содержащие большое количество аммонитов альб-сеноманского яруса (Книппер, 1975; Шихалибеги, 1964). Мощность альб-сеноманских отложений достигает 300-400 м.

Флишсидная толща северного крыла Тоурагачайского синклинория отличается от южного крыла более известковистым составом песчаников, алевролитов, аргиллитов, а также существенной ролью карбонатных слоев (мергелей, известняков). В верховьях р. Тоурагачай сохранились разрезы северного крыла Тоурагачайского синклинория. На верхнеюрских известняках и известковистых гравелитах с разрывом залегают песчаники и хорошо окатанные конгломераты, содержащие гальку вулканогенных пород юры и в меньшем количестве известняков. Мощность базальных конгломератов альб-сеноманской толщи составляет 1-2 м. На базальных горизонтах расположена пачка чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов видимой мощностью 20 м. Выше по разрезу, после некоторого перерыва, залегают терригенно-известковистые породы, разрез которых следующий:

	Мощность, м
1. Темно-серые тонкоплитчатые аргиллиты, среди которых были найдены органические остатки <i>Exogyra plicatula</i> Lam. (определение В.А. Собоцкого).....	4
2. Темно-серые мелкозернистые известковистые песчаники ..	0,8
3. Чередование тонкополосчатых аргиллитов и более плотных известковистых аргиллитов.....	5
4. Серые тонкополосчатые и тонкоплитчатые аргиллиты .....	1,5
5. Серые однородные кристаллические известняки .....	3
6. Аргиллиты известковистые тонкоплитчатые невыдержанной мощности .....	от 0,5 до 2,2
7. Серые и буровато-серые известняки и известковистые гравелиты .....	от 1 до 8
8. Аргиллиты известковистые .....	2,5
9. Известковистые песчаники с конгломератовидной текстурой.	5
10. Тонкое чередование мелкозернистых песчаников (2-10см), алевролитов (1-3) и аргиллитов (1-10 см).....	16-18



толща альба - сеномана, 5 - олистолитовая пачка олистостромовой толщи; 6-8 - аптохтон: 6 - гипербазиты, 7 - габбро, 8 - базальты и радиолиты; 9 - неоавтохтон: известняки верхнего сенона

	Мощность, м
11. Красноватые буднированные известняки (2-40 см) с прослойками (1-5 см) красноватых аргиллитов.....	2,5
12. Светлые, серые плотные песчаные известняки (20-60 см), разделенные тонкими прослойками глинистого материала.....	6
13. Темно-серые тонкоплитчатые аргиллиты.....	2,1
14. Известковистые гравелиты.....	0,5
15. Гастроподовые известковистые песчаники.....	2,5
16. Мощнослоистые известковистые песчаники.....	3,5
17. Гравелиты.....	0,5
18. Аргиллиты с прослойками песчаников.....	40
19. Красноватые песчаники и аргиллиты с обломками зеленых основных эффузивов.....	видимая 1
20. Крупнозернистые известковистые песчаники и гравелиты ..	1
21. Зеленые мелкозернистые песчаники.....	6
22. Тонкое чередование среднезернистых, мелкозернистых и полосчатых песчаников.....	3,5
23. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые с раковинами гастропод.....	6
24. Мелкозернистые светло-серые песчаники.....	6
25. Песчаные известняки.....	1
26. Чередование мелкозернистых песчаников и алевроитоглинистых пород с линзами кремнистых пород. Мощность слоев от 1 мм до 4 см.....	общая 3
27. Чередование розоватых известковистых глини и светлых мергелей.....	1,5
28. Чередование зеленых аргиллитов и песчаников.....	1
29. Аргиллиты с линзами и прослойками конгломератов с разнообразной галькой серпентинитов, магматических пород, гравелитов. Галька плохо окатана.....	0,5
30. Аргиллиты.....	2
31. Чередование аргиллитов, зеленых песчаников, гравелитов. В гравелитах много обломков офиолитов, в том числе серпентинитов. Некоторые обломки диабазов и черных кремнистых пород достигают 20 см. Общий облик линзовиднослоистый.....	2
32. Темно-зеленые аргиллиты с прослойками песчаников и конгломератов-брекчий с галькой зеленых и серых кремней, серпентинитов, основных изверженных пород.....	2

33. Конгломерато-брекчия олистостромового облика, неслоистые, несортированные, в обломках содержатся серпентиниты, габброиды, брекчии габбро-диабазов, основные вулканиды .....

4

Сравнение разрезов и фаунистических остатков северного и южного крыльев Тоурагачайского синклиория и района с. Чагли свидетельствует о более мелко-водных условиях накопления осадков на северном крыле.

Альб-сеноманский возраст флишоидной толщи Северной подзоны доказывается многочисленными находками фауны (Книппер, 1975; Халилов, 1959; Шихали-бейли, 1964). Сеноманский возраст верхней части флишоидной толщи северного крыла подтверждается и нашими находками в долине р. Тоурагачай *Exogyra plicatula* Lam., а также восточнее урочища Налбандхана *Neithea aequicostata* (Lam.), *Gervillia* aff. *aviculoides* Defr., *Panope regularis* Orb., "*Venus*" *faba* Orb., *Nanonavis carinata* (Sow.), "*Cardium*" *moutonianum* Orb., *Cucullaea globra* Park., *Trigonoarca passyana* (Orb.), *Pinna* aff. *neptuni* Orb. (определение В.А. Собоцкого), а также *Inoceramus* cf. *crippsi* (определение М.А. Пергамент).

Флишоидная толща альб-сеноманского возраста согласно перекрывается олистостромовыми образованиями, распространенными в центральной части Тоурагачайского синклиория и к югу от Сосузлукской гряды.

Постепенный переход от альб-сеноманских отложений к олистостромовой толще можно видеть в районе с. Чагли, где снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

- |   |            |
|---|------------|
| 1. Алеврито-глинистые тонкослоистые рассланцованные породы с маломощными прослоями мелкозернистых алевритистых песчаников (1-2 см) и разлинзованных и будинированных известняков .....  | видимая 35 |
| 2. Переслаивание алевролитов, аргиллитов, известковистых глин и песчаников. Преобладает алеврито-глинистая масса, в которой карбонатные прослои (2-30 см), как правило, имеют форму линз .....  | 11         |
| 3. Алевролиты и аргиллиты .....   | 5          |
| 4. Переслаивание алевролитов, аргиллитов, известняков, песчаников и известковистых гравелитов .....   | 10         |
| 5. Алевролиты и аргиллиты с прослоями известковистых песчаников и песчанистых известняков (20-2 см) .....   | 30         |
| 6. Алевролиты и аргиллиты с тонкими прослоями известковистых глин. В этом алевролитоглинистом цементе появляются обломки карбонатизированных ультраосновных пород, порфиритов, серпентинитов, кремней. Наблюдается резкое увеличение количества обломков офиолитов в кровле слоя .. | 6          |
| 7. Горизонт глыб зеленых порфиритов, цементированных песчаным материалом .....  | 3,5        |
| 8. Брекчия из обломков темно-серых афировых эффузивов, цементированных глинистым материалом .....   | 1          |
| 9. Олистолит зеленых трещиноватых миндалекаменных порфиритов с включениями яшм .....  | 6          |
| 10. Горизонт, состоящий из олистолитов эффузивов и радиоляритов, цементированных красновато-зеленой и желтовато-зеленой глинистой массой .....  | 18         |
| 11. Зеленоватые глинистые сланцы с прослоями алевролитов. Выше начинается олистостромовая толща, представленная олистолитовой фацией.   |            |

Здесь в кровле альб-сеноманских отложений появляются мелкие обломки карбонатизированных серпентинитов, диабазов, яшм, габброидов и амфиболовых

сланцев. Переход к олистостромовой толще осуществлялся внутри слоя 6, кровля которого переполнена обломками экзотического офиолитового материала и может считаться собственно переходным горизонтом к олистостромовой толще. Мощность подобного переходного слоя в районе с. Чапли составляет первые метры. В зоне контакта с олистостромовой толщей аргиллиты интенсивно кливажированы, смяты и рассланцованы. Прослой песчаников в них будинированы, растащены и часто имеют вид обломков.

Особенно интенсивно рассланцевание и будинаж развиты в тех местах, где разрез олистостромовой толщи начинается с мощных и протяженных олистолитов. Так, к северу от описанного разреза, подстилающие олистостромовую толщу слои альб-сеноманских отложений представлены тонкоплитчатыми рассланцованными, кливажированными аргиллитами с многочисленными поверхностями скольжения, с тонкими будинами песчаников, алевролитов и мергелей. В кровле аргиллитов рассеяны мелкие обломки кремней, серпентинитов и в основном габброидов. Обломки габброидов часто группируются в конгломератовидные прослой и линзы мощностью менее 1 м. В местах максимального раздува и обилия обломочного материала конгломератовидные горизонты имеют песчаный цемент, замещающий по простиранию глинистым. Выше залегает олистолит габбро протяженностью 800 м. Мощность переходных слоев на этом участке меньше, чем в предыдущем разрезе, и не превышает 1-2 м. В этом заключается еще одна особенность переходных слоев там, где в основании разреза олистостромовой толщи расположены крупные олистолиты и сползшие пластины.

Олистостромовая толща представлена хаотическим нагромождением обломков, глыб, валунов, олистолитов, сложенных основными вулканитами (диабазы, спилиты, миндалекаменные лавы), яшмами и габброидами. Цементирующая масса встречается редко и сложена алеврито-глинистым материалом.

Среди сплошного "хаоса" олистолитов удается иногда обнаружить конгломератовый или гравелито-конгломератовый цемент. Там, где один олистолит непосредственно перекрывает другой, слагающие их породы несут следы деформаций, выражающиеся в трещиноватости, брекчированности, зеркалах скольжения, развитых вдоль соприкасающихся частей. Наиболее деформированной оказывается подошва вышележащего олистолита, часто превращенная в сплошную брекчию (см. рис. 4, 30). На северном крыле Тоурагачайского синклинория разрез олистостромовой толщи начинается с горизонта конгломерато-брекчий (слой 33 разреза северного крыла Тоурагачайского синклинория), состоящих из обломков серпентинитов, габбро и диабазов. Переходные слои имеют мощность 6-7 м и содержат обломки офиолитов, прослой и линзы офиолитокластовых песчаников, гравелитов, конгломератов.

Верхняя часть разреза олистостромовой толщи Тоурагачайского синклинория представлена нагромождением отдельных олистолитов и пластин, сложенных массивами офиолитов и серпентинитовым меланжем. Среди офиолитов много серпентинитов, габброидов, плагиогранитов. Олистолиты и пластины расслаиваются горизонтами брекчий и конгломерато-брекчий или пачками чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов мощностью до 10-15 м. Как правило, осадочные горизонты смяты в складки оползневого происхождения. В верхней части олистостромовой толщи появляются прослой и линзы мелководных органогенно-обломочных известняков и известковистых гравелитов.

Сеноманский возраст низов олистостромовой толщи устанавливается на основании находок фауны в урочище Налбандхана, где были собраны *Neitheia aequicostata* (Lam.) (определение В.А. Собоцкого).

### Аллохтонный комплекс

Аллохтонный комплекс Северной подзоны установлен в районе с. Чапли, где на олистостромовой толще залегает покров эффузивно-радиоляритовой серии мощностью около 100 м. К западу от покрова расположен крупный Левчайский массив габброидов. Контакт габброидов с олистостромовой толщей и породами эффузивно-радиоляритового покрова тектонический. Покров эффузивно-радиолярито-

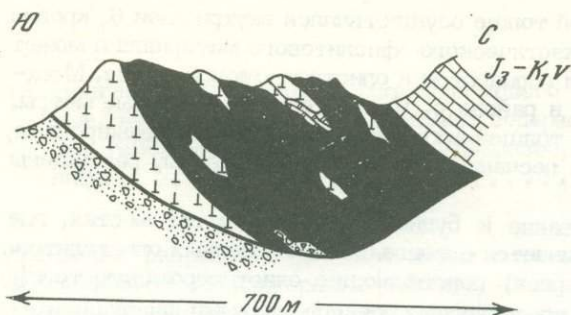


Рис. 15. Взаимоотношение олистостромовых конгломерато-брекчий и серпентинитового меланжа Северной подзоны (с. Бабашлар) Условные обозначения см. на рис. 4

вой серии и Левчайский массив слагают полосу офиолитов, которая представляет собой зону серпентинитового меланжа, прослеживающуюся к верховьям р. Шамхорчай<sup>1</sup>.

При интерпретации положения этой полосы офиолитов в разрезе и общей структуры Северной подзоны необходимо иметь в виду следующие факты.

Во-первых, в районе с. Чапли наблюдается общее погружение пород автохтонного комплекса в западном направлении, что позволяет предположить их нахождение под Левчайским массивом габброидов. Не исключено, что олистостромовые образования и подстилающие их меловые и юрские отложения будут обнаружены под всей зоной серпентинитового меланжа. Об этом могут свидетельствовать многочисленные выходы в верховьях р. Левчай верхнеюрских известняков (Шихалибеги, 1964), которые, вероятно, являются продолжением пород Карабахской зоны.

Во-вторых, в олистостромовой толще на участке селений Сузузлук и Бабашлар были встречены мономиктовые осадочные брекчии габброидов, которые можно рассматривать как продукты разрушения Левчайского массива.

В-третьих, у с. Бабашлар серпентинитовый меланж перекрывает олистостромовую толщу, представленную полимиктовыми конгломерато-брекчиями (рис. 15).

Вышеречисленные наблюдения, на наш взгляд, позволяют говорить об аллохтонном залегании офиолитов Северной подзоны.

В рассматриваемой части Северной подзоны, за исключением северного крыла Чичеклинской синклинали, не известны меловые отложения, перекрывающие автохтонный и аллохтонный комплексы.

В работе В.П. Ренгартена (1959) имеется указание, что у с. Джамили в базальных слоях карбонатной толщи Чичеклинской синклинали содержатся сенонские брахиоподы. Для установления верхней возрастной границы становления аллохтонного комплекса обратимся к соседним районам. К северо-западу, в верховьях левых притоков р. Шамхорчай, офиолиты перекрываются карбонатной толщей, базальные слои которой имеют позднеантонский возраст (Жеримов, Гасанов, 1972). Выходы верхнесенонских известняков известны также в восточной части Тоурагачайского синклинария в урочище Эрганхузе (устное сообщение Д.И. Панова).

### Выводы

Рассмотренные особенности строения Северной подзоны позволяют сделать следующие выводы.

1. Фундаментом меловых отложений Северной подзоны служат юрские образования Карабахского антиклинария и Сосузлукской гряды.
2. Отложения флишоидной толщи, имеющие альб-сенманский возраст, вверх по разрезу согласно и постепенно сменяются олистостромовыми образованиями, которые перекрыты эффузивно-радиоляритовым покровом.

<sup>1</sup> Описание меланжа приводится в путеводителе к экскурсиям международного симпозиума "Офиолиты в земной коре" (Азизбеков и др., 1973).

3. Офиолиты на всем протяжении Северной подзоны находятся в аллохтонном залегании. Характер деформаций аллохтонного комплекса заставляет относить их к серпентинитовому меланжу.

4. Время становления олистостромовой толщи и аллохтонного комплекса охватывает интервал от сеномана до раннего сенона.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗ. СЕВАН

### Общая характеристика

К северо-западу от рассмотренных нами районов Севано-Акеринской зоны офиолиты прослеживаются до северо-восточного побережья оз. Севан и скрываются под чехлом меловых и палеогеновых отложений в районе мыса Адатапа.

Несмотря на то что офиолиты северо-восточного побережья оз. Севан являются непосредственным продолжением офиолитов Северной и Южной подзон, в геологическом строении этой части офиолитовой зоны всегда отмечались весьма существенные особенности, отличающие севанский регион от рассмотренных выше объектов Северной и Южной подзон. Главное отличие заключается в том, что породы офиолитовой ассоциации не занимают какое-либо определенное положение среди меловых отложений, а служат фундаментом для мощного чехла верхнемеловых осадков. Кроме того, в разрезе меловых отложений северо-восточного побережья оз. Севан не известны породы альбского и сеноманского ярусов. Принимая во внимание все вышесказанное, в данном разделе нарушим общую последовательность изложения фактического материала: автохтон — аллохтон — неавтохтон и в начале рассмотрим строение офиолитовой ассоциации и наиболее показательные разрезы меловых отложений, а в заключение проведем сравнение этих образований с другими районами Севано-Акеринской зоны.

### Офиолитовый комплекс

Породы офиолитовой ассоциации на северо-восточном побережье оз. Севан или слагают крупные массивы (Джил-Сатанахачский, Джанахмедский, Караиманский, Зодский, Таналыхский и многие другие), или находятся в передробленном состоянии в зонах серпентинитового меланжа. Среди ультраосновных пород преобладают серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, реже встречаются свежие разности гарцбургитов, дунитов, лерцолитов, верлитов и пироксенитов. Между ультраосновными породами и габброидами в отдельных местах устанавливаются постепенные переходы. Породы габброидного ряда представлены габбро, габброноритами, роговообманковыми габбро, реже троктолитами и др.

Плагииграниты слагают небольшие рвущие тела, которые в эндоконтактной части представлены диоритами и кварцевыми диоритами. Радиометрические определения возраста (K/Ar метод) мусковита и биотита из плагиигранитов, пересекающих серпентиниты, дают цифры 168–190 млн. лет, что указывает на древний доюрский возраст ультраосновных пород (Морковкина, Арутюнян, 1971).

Относительно происхождения ультраосновных и основных пород офиолитовой ассоциации северо-восточного побережья оз. Севан имеются две точки зрения: магматическая (Абовян, 1961, 1966; Паланджян, 1971; и др.) и метасоматическая (Арутюнян, 1968, 1974; Книппер, 1975; Морковкина, 1974; и др.). Исследование этого вопроса выходит за рамки настоящей работы, и мы ограничимся лишь рассмотрением структурного положения и формы тел, сложенных ультраосновными и основными породами.

Для многих массивов характерна пластообразная и линзообразная форма. Так, крупный вытянутый Джил-Сатанахачский массив имеет общее падение в северном и северо-восточном направлениях. В его основании залегают серпентиниты и гипербазиты, средняя часть сложена габброидами, а верхняя — плагиигранитами, кварцевыми диоритами. Внутри массива, особенно в его основании, а также на границах отдельных разностей широко развиты зоны рассланцевания и брекчирования.

Ультрабазиты Джил-Сатанахачского массива по простиранию замещаются брекчированными разностями и серпентинитовым меланжем (Книппер, 1975). Подобные взаимоотношения часто наблюдались среди покровных единиц Южной подзоны.

Для офиолитов северо-восточного побережья оз. Севан типично появление крупных блоков эффузивно-радиоляритовой серии, имеющих падение в северных румбах. Эта важная структурная особенность была правильно подмечена Л.С. Меликяном (1974). Однако при исследовании общего положения офиолитов он значительно упростил их структуру, сведя ее исключительно к монокли-нальному залеганию, и сделал, на наш взгляд, необоснованный вывод о приуроченности зон цветного меланжа только к отдельным тектоническим нарушениям.

Наряду с отдельными крупными массивами гипербазитов, габброидов, плагио-гранитов и пород эффузивно-радиоляритовой серии широко распространены тектонические образования типа цветного меланжа (серпентинитовый меланж, по А.Л. Книпперу, 1971а,б, 1975). Этот меланж характерен тем, что помимо пород офиолитовой ассоциации в нем содержатся блоки надофиолитового чехла и метаморфических пород (амфиболиты, кварцево-сланцевые, роговообманково-сланцевые, хлорит-амфиболовые, серицитовые, графит-серицитовые и глаукофановые сланцы, слоистые мраморы). Большинство исследователей (Арутюнян, 1974; Габриелян, 1959; Книппер, 1975; Паланджян, 1971; Паффенгольц, 1959) придерживаются мнения о древнем докембрийском или палеозойском возрасте метаморфических пород.

Кроме того, как показали наши исследования, в зоне серпентинитового меланжа в районе с. Гейсу есть выходы олистостромовых брекчий, состоящих почти нацело из обломков эффузивно-радиоляритовой серии, а также мраморизованных известняков и метаморфических пород. Среди брекчий встречаются отдельные олистолиты (2х3 м и 2х6 м) мраморизованных известняков, кремнисто-глинистых пород и эффузивов.

На большей части северо-восточного побережья оз. Севан офиолиты имеют тектонические контакты с перекрывающими их верхнемеловыми и палеогеновыми образованиями.

### Мел-палеогеновые отложения

На основе различий в стратиграфии и литологии верхнемеловых и палеогеновых отложений на северо-восточном побережье оз. Севан выделяются две структурно-фациальные зоны (Арутюнян, Соколов, 1973; Книппер, 1975). Современной границей раздела зон служит южный край Джил-Сатанахачского массива.

В северной зоне, которую вслед за А.Л. Книппером (1975) будем называть Джильской, породы Джил-Сатанахачского массива перекрываются карбонатной толщей (мощностью от 50 до 500 м), в ее основании содержатся органические остатки верхнего сантона (Акопян, 1970). Вышележащие горизонты известняков относятся к кампанскому и маастрихтскому ярусам. На карбонатную толщу с размывом ложится нижнеэоценовый нуммулитовый горизонт мощностью от 15 до 120 м. Выше с постепенным переходом расположена мощная толща (до 1500 м) вулканогенных пород среднего эоцена.

К югу от Джил-Сатанахачского массива расположена южная структурно-фациальная зона, являющаяся непосредственным продолжением Сарьбабинского синклиория (Южная подзона). В этой части Севано-Акеринской зоны в основании отложений верхнего мела широко распространены грубообломочные образования, состоящие из конгломератов, гравелитов, песчаников с пачками алевро-глинистых пород. Эта грубообломочная толща, содержащая обломки офиолитов, сильно изменяется по простиранию на участке от с. Памбак до с. Джанахмед и непосредственно перекрывает породы офиолитового комплекса (Арутюнян, Соколов, 1973; Геология СССР, 1970; Меликян, 1966; Меликян и др., 1967; Ренгартен, 1959; Соколов, 1973).



Терригенно-обломочная толща по составу подразделяется на три части (Соколов, 1973). Аналогичное деление сделано А.Л. Книппером (1975), изучавшим эти образования несколько западнее на участке между селениями Шиш-кая и Джанахмед. В нижней части терригенно-обломочной толщи конгломераты имеют красноватую, лиловую, сиреневую окраску и состоят из обломков красных, сургучных, бурых кремнистых и глинисто-карбонатно-кремнистых пород, известняков, спилитов, диабазов, порфиритов, габбро, гипербазитов, серпентинитов и метаморфических пород. Преобладают продукты размыва эффузивно-радиоляритовой серии. Средняя часть разреза имеет зеленые и бурые цвета. В конгломератах преобладают обломки диабазов, порфиритов, габбро, гипербазитов, метаморфических пород, а также известняки и зеленые кремни. Среди конгломератов наряду с гравелитами и песчаниками появляются темно-серые алеврито-глинистые породы с тонкими прослойками гравелитистого материала. В цементе конгломератов среди прослоев песчаников были найдены кораллы, гидроиды, мшанки. Характер залегания и степень сохранности фауны исключают возможность ее переотложения из более древних толщ. Собранные кораллы были определены Е.И. Кузьмичевой как *Cyclolites filamentosa* Fromentel, свидетельствующие о раннесенонском возрасте вмещающих отложений. Мощность конгломератовой толщи достигает 200-300 м. Верхняя часть толщи сложена глинистыми сланцами (нередко известковистыми) и алевролитами с прослойками мелкозернистых песчаников и редкими горизонтами гравелитов и мелкообломочных конгломератов. Мощность этой части разреза приблизительно оценивается в 100-150 м.

Многочисленные сборы фауны в разных пунктах северо-восточного побережья оз. Севан свидетельствуют о раннесенонском возрасте этих образований (Акопян, 1970; Книппер, Костанян, 1964; Меликян др., 1967; Ренгартен, 1959). Тщательные стратиграфические исследования и анализ фауны, проведенные в последние годы В.Т. Акопяном (1973), уточняют положение терригенно-обломочной толщи и позволяют говорить о ее позднеконьякском - сантонском возрасте. Эти данные дают возможность более определенно судить об окончании становления аллохтонного комплекса, чем это можно было сделать, основываясь на возрасте отложений неогавтохтона Северной и Южной подзон.

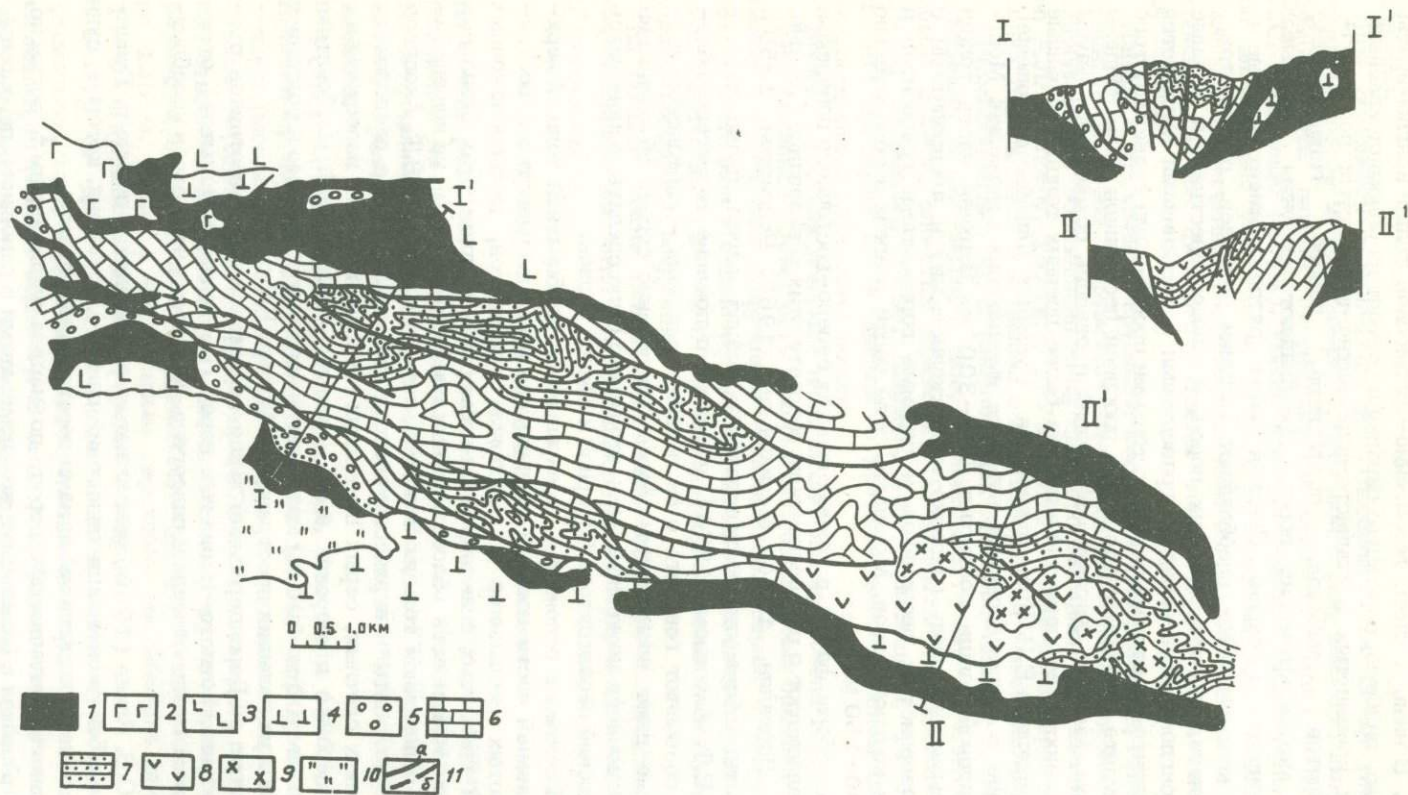
Терригенно-обломочные отложения перекрываются карбонатной толщей верхнего сенона, в нижней части которой расположена пачка песчаных известняков, известковистых песчаников с прослойками гравелитов, мелкообломочных конгломератов и глинистых сланцев. В конгломератах и гравелитах базальных слоев карбонатной толщи есть обломки черных глинистых сланцев из нижележащей терригенно-обломочной толщи. Вероятно, эти слои вслед за В.Т. Акопяном (1970) следует относить к верхнесантонскому подъярису. Выше расположена толща однообразных светлых, серых плитчатых глоботрунчановых известняков с отпечатками иноцерамов и морских ежей (кампан - маастрихт). Карбонатная толща (мощность от 300 до 600 м) мало изменчива по простиранию и сохраняет свой внешний облик на больших пространствах Малого Кавказа.

В правом притоке р. Дериндерисичай выше верхнемеловых известняков расположена толща известковисто-глинистых пород (мергелей, аргиллитов), отвечающая переходным слоям от мела к палеогену. Мощность этих слоев колеблется от 30 до 100 м.

Х. Алиюлла и О.Б. Алиев (1966) указывают на нахождение в долине р. Буланлыксу в кровле карбонатной толщи отложений дания - палеоцена, которые, судя по их описанию, сходны с выделяемыми нами переходными слоями.

Толща известковисто-глинистых пород, по нашим наблюдениям<sup>1</sup>, согласно, хотя со следами размыва и базальными конгломератами в основании, перекрывается флишоидными отложениями. Флишоидная толща подразделяется по литоло-

<sup>1</sup> Некоторые исследователи (А.Л. Книппер, Р.И. Зейналов, Н.Т. Насибов, и др.) отмечают размыв и резкое несогласие на границе верхнемеловых известняков и флишоидной толщи.



Р и с. 16. Геологическая карта верховьев рек Дериндерисичай и Конгур

1 - серпентинитовый меланж; 2 - габбро; 3 - диабазы и габбро-диабазы; 4 - спилиты и диабазы;  
 5 - терригенно-обломочная толща нижнего сенона (поздний коньяк - сантон); 6 - карбонатная  
 толща верхнего сантона - верхнего сенона; 7 - флишеидная толща палеогена; 8 - вулканогенная  
 толща эоцена; 9 - диориты и диорит-порфириды верхнего эоцена; 10 - четвертичные отложения;  
 11 - тектонические нарушения (а - установленные, б - предполагаемые)

гическому составу на две части. Нижняя представлена переслаиванием песчаников, известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. На южном берегу оз. Гейгель в этой пачке встречаются экзотические глыбы и обломки верхне-меловых известняков. Верхняя часть толщи сложена слоистыми туфогенными песчаниками, гравелитами и мелкообломочными конгломератами. Общая мощность флишoidных отложений 500 м и более.

Находки фауны свидетельствуют о раннеэоценовом возрасте флишoidной толщи (Арутюнян, Соколов, 1973).

В верховьях р. Конгур (рис. 16) в верхней части рассматриваемого разреза мел-палеогеновых отложений выше флишoidной толщи залегают вулканогенные породы (лавы, туфы, туфобрекчии) андезитового состава, прорванные поздне-эоценовыми интрузиями диоритов и кварцевых диоритов.

Мел-палеогеновые отложения рассмотренного нами участка являются частью крупной Чичеклинской синклиальной структуры, прослеживающейся в юго-восточном направлении до бассейна р. Тергер, где, как уже отмечалось выше, карбонатная толща трансгрессивно перекрывает породы офиолитовой ассоциации.

На большей части (и повсеместно на северном крыле) контакты осадочных отложений неавтохтона с офиолитами, а также меловых и палеогеновых пород тектонические. В урочище Ялкенд протрузия меланжа прорывает палеогеновый флиш (Книппер, 1971б, 1975).

Приведенный разрез дает наиболее полное представление о составе мел-палеогеновых отложений структурно-фациальной зоны, расположенной к югу от Джил-Сатанахачского массива, и его выбор среди других разрезов (Арутюнян, Соколов, 1973; Книппер, 1975; Ренгартен, 1959) обусловлен тем, что его можно сравнить, с одной стороны, с мел-палеогеновыми породами Джильской структурно-фациальной зоны, а с другой — с отложениями неавтохтонного комплекса Южной подзоны, непосредственным продолжением которой он и является.

Заканчивая характеристику мел-палеогеновых отложений, отметим, что установленное нами широкое распространение к югу от Джил-Сатанахачского массива флишoidной толщи раннего эоцена, породы которой принимались за нижнесенонские образования, заставило во многом пересмотреть и геологическую структуру этой области. Ранее геологическая структура представлялась довольно простой в виде совокупности антиклинальных и синклинальных складок (Абовян, 1966), протягивающихся на большие расстояния. Наши исследования (Арутюнян, Соколов, 1973) позволили выявить ряд надвигов, опрокинутых структур, отдельных чешуй, свидетельствующих о значительных движениях офиолитовых масс Джил-Сатанахачского массива в южном направлении. В результате разрезы структурно-фациальных зон, в которых накапливались верхнемеловые палеогеновые отложения, перекрывающие офиолитовый комплекс, оказались сближенными.

## Выводы

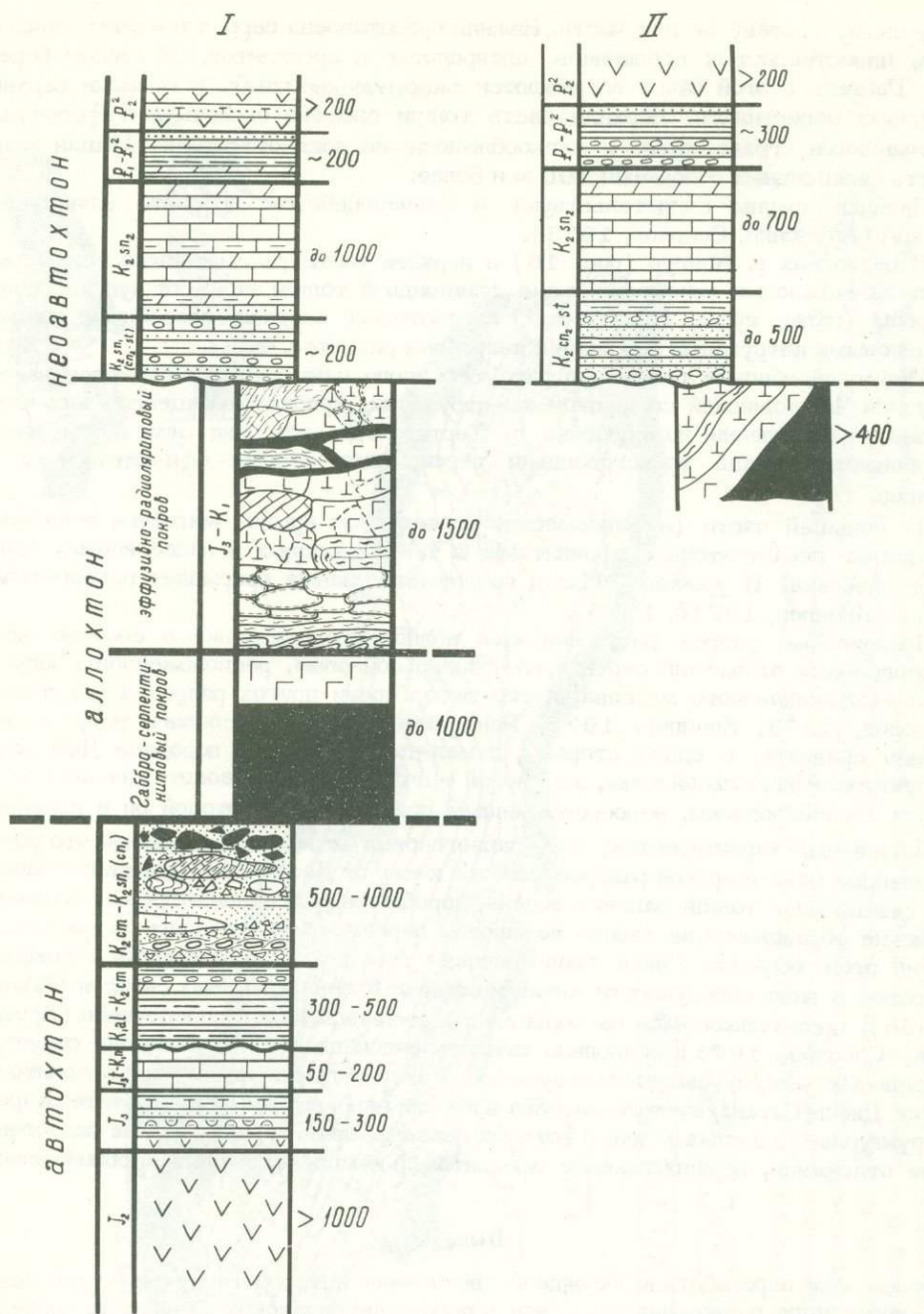
Прежде чем переходить к обсуждению возможной интерпретации структуры северо-восточного побережья оз. Севан и положения севанских офиолитов, подведем итог изложенному материалу, который позволяет сделать следующие выводы.

1. Офиолитовая серия, превращенная в серпентинитовый меланж с отдельными сохранившимися массивами ультраосновных и основных пород, слагает фундамент, на котором накапливались верхнемеловые — палеогеновые отложения (над-офиолитовый чехол).

2. Серпентинитовый меланж помимо офиолитов содержит метаморфические породы, а также блоки и чешуи пород чехла.

3. Серпентинитовый меланж формировался длительное время: нижнесенонские конгломераты перекрывают и содержат обломки деформированного офиолитового комплекса и наряду с этим серпентинитовый меланж прорывает верхнемеловые и палеогеновые отложения.

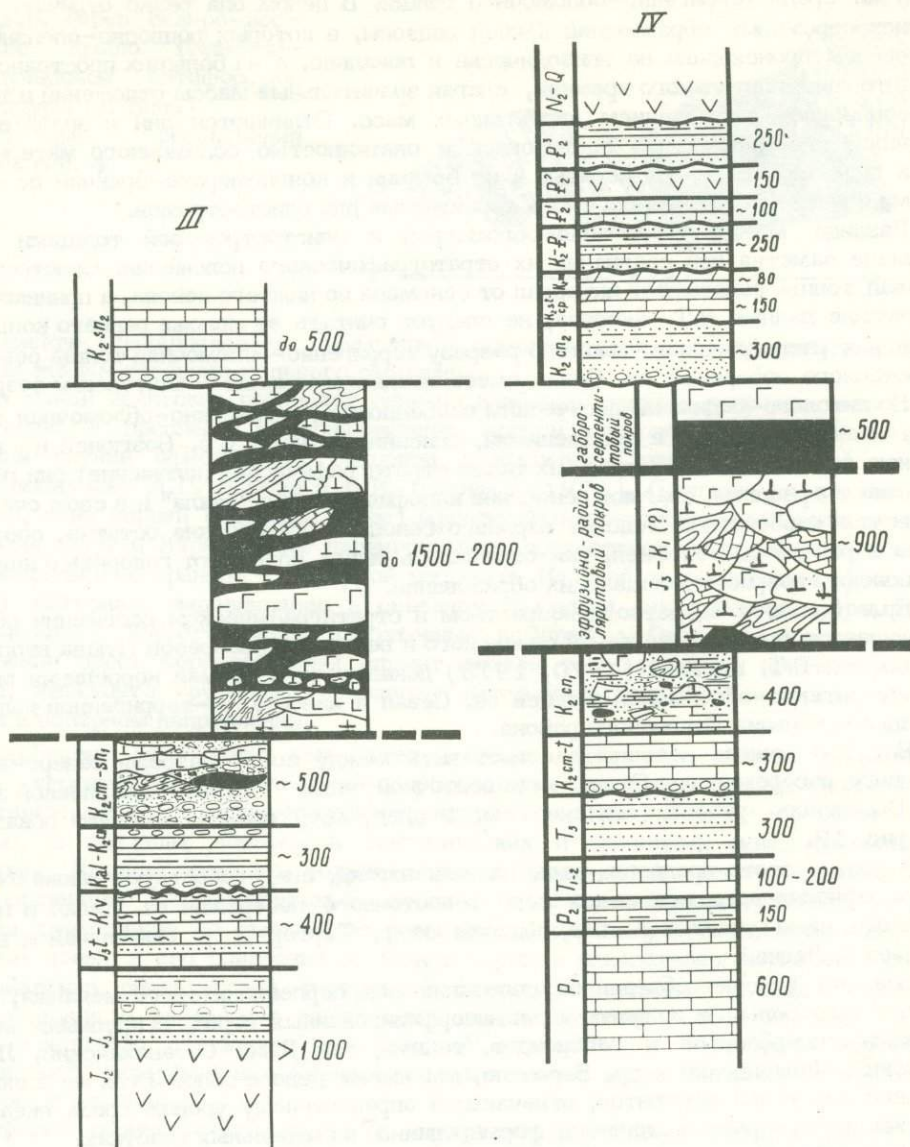
4. Разрез отложений, слагающих надофиолитовый чехол, начинается с верхне-коньякского подъяруса.



5. Мел-палеогеновые отложения накапливались в двух<sup>1</sup> структурно-фациальных зонах, которые оказались сближенными в результате позднеэоценовых движений.

6. Структурные исследования свидетельствуют о движении масс в южном направлении.

<sup>1</sup> Выделение двух структурно-фациальных зон вытекает непосредственно из наблюдений автора, тогда как по литературным данным (Паланджян, 1971; и др.), к югу от с. Инакдаг на восточном побережье оз. Севан намечается еще одна зона, разрез в которой близок Джильской структурно-фациальной зоне.



Р и с. 17. Схема сопоставления геологических разрезов Севано-Акеринской и Вединской офиолитовых зон

I – Южная подзона; II – северо-восточное побережье оз. Севан; III – Северная подзона; IV – р. Веди  
Условные обозначения см. на рис. 4

Решение вопроса о положении пород офиолитовой ассоциации северо-восточного побережья оз. Севан зависит от того, с какими частями разреза Южной и Северной подзон следует сопоставлять терригенно-обломочную толщу нижнего сенона. Представляются реальными два возможных варианта: терригенно-обломочная толща является аналогом отложений низов неоавтохтонного комплекса или соответствует какой-то части олистостромовой толщи автохтонного комплекса.

В работе А.Л. Книппера (1975) среди нижнесенонских отложений северо-восточного побережья оз. Севан отмечаются крупные глыбы (олистоциты до 10 м) и следы подводно-оползневых процессов. Надо отметить, что это очень редкие

случаи среди терригенно-обломочной толщи. В целом она резко отличается от олистостромовых образований Южной подзоны, в которых подводно-оползневые процессы происходили не эпизодически и локально, а на больших пространствах и в течение длительного времени, слагая значительные массы отложений и тесно ассоциируясь с движением аллохтонных масс. Отличаются они и значительно лучшей стратификацией, сортировкой и окатанностью обломочного материала, как правило, это конгломераты, а не брекчии и конгломерато-брекчии со следами оползневого генезиса, столь характерные для олистостромов.

Разница между терригенно-обломочной и олистостромовой толщами еще больше заметна при сравнении их стратиграфического положения. Олистостромовая толща охватывает интервал от сеномана до нижнего сенона, а принимая во внимание данные В.Т. Акопяна, не следует считать ее моложе раннего коньяка, так как расположенная выше по разрезу терригенно-обломочная толща северо-восточного побережья оз. Севан имеет позднеконьякский - сантонский возраст.

По литолого-седиментологическим особенностям терригенно-обломочная толща оз. Севан сходна с отложениями, описанными нами у с. Бозгюней и у подножия горы Салых. Сближает их также стратиграфическое положение: они перекрывают офиолиты, слагают основание надофиолитового "чехла" и в свою очередь кроются карбонатной толщей верхнего сенона. Органические остатки, собранные в районе с. Бозгюней, как отмечалось выше, позволяют говорить о нижне-сенонском возрасте вмещающих образований.

Еще большее сходство в возрастном и стратиграфическом положении обнаруживается при сопоставлении севанского и вединского разрезов (глава вторая). Работами В.Т. Акопяна (1970, 1973) доказывается прямая корреляция между терригенно-обломочной толщей оз. Севан и известково-терригенной толщей позднего коньяка Вединского района.

Все эти данные позволяют сопоставить между собой разрезы северо-восточного побережья оз. Севан, юго-восточной части Севано-Акеринской зоны и Вединского района (описание см. в следующей главе), как это показано на рис. 17.

В пользу этого предположения, на наш взгляд, свидетельствуют также сходство офиолитового комплекса северо-восточного побережья оз. Севан и изученного нами участка Южной подзоны от р. Тертер до р. Сокулучай и верховьев р. Левчай.

Все эти участки объединяет сочетание зон серпентинитового меланжа, содержащего большое количество метаморфизированных пород, с крупными массивами гипербазитов и габброидов, такими, как Джил-Сатанахачский, Левчайский, Чайкендский и др. Вероятно, мы имеем дело с одной и той же аллохтонной пластиной офиолитов, отвечающей определенному уровню среза океанической коры, в разной степени деформированной на отдельных участках.

Следовательно, породы офиолитовой ассоциации северо-восточного побережья оз. Севан представляют собой вскрытую эрозией верхнюю часть аллохтонного комплекса Севано-Акеринской зоны.

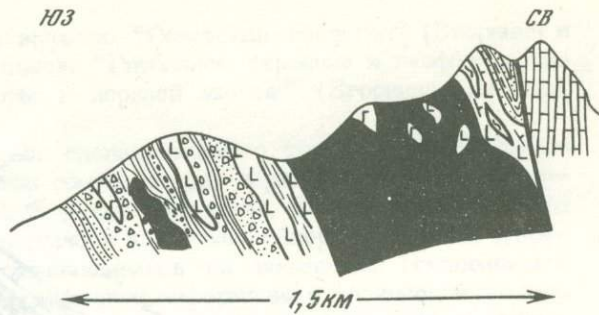
Такая трактовка тектонического положения севанских офиолитов является логическим завершением анализа результатов исследований, проведенных на большей части Севано-Акеринской зоны.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенные исследования убеждают в том, что офиолиты Севано-Акеринской зоны находятся в аллохтонном залегании и повсеместно подстилаются олистостромовыми толщами. Принимая во внимание, что нижняя часть автохтонного комплекса сложена андезито-базальтовыми вулканогенными толщами, одно-возрастными эффузивно-радиоляритовой серии, естественно считать, что офиолиты являются образованиями, "чуждыми" для разреза Севано-Акеринской зоны. Следовательно, правильнее говорить о Севано-Акеринской области распространения пород офиолитового комплекса, а не о зоне, где на меланократовом

Р и с. 18. Геологический профиль через северо-восточное крыло Килисали-Окицучайской антиформной структуры (с. Бина)

Условные обозначения см. на рис. 4



фундаменте накапливалась эффузивно-радиоляритовая серия, отвечающая ранним этапам геосинклиналичного развития.

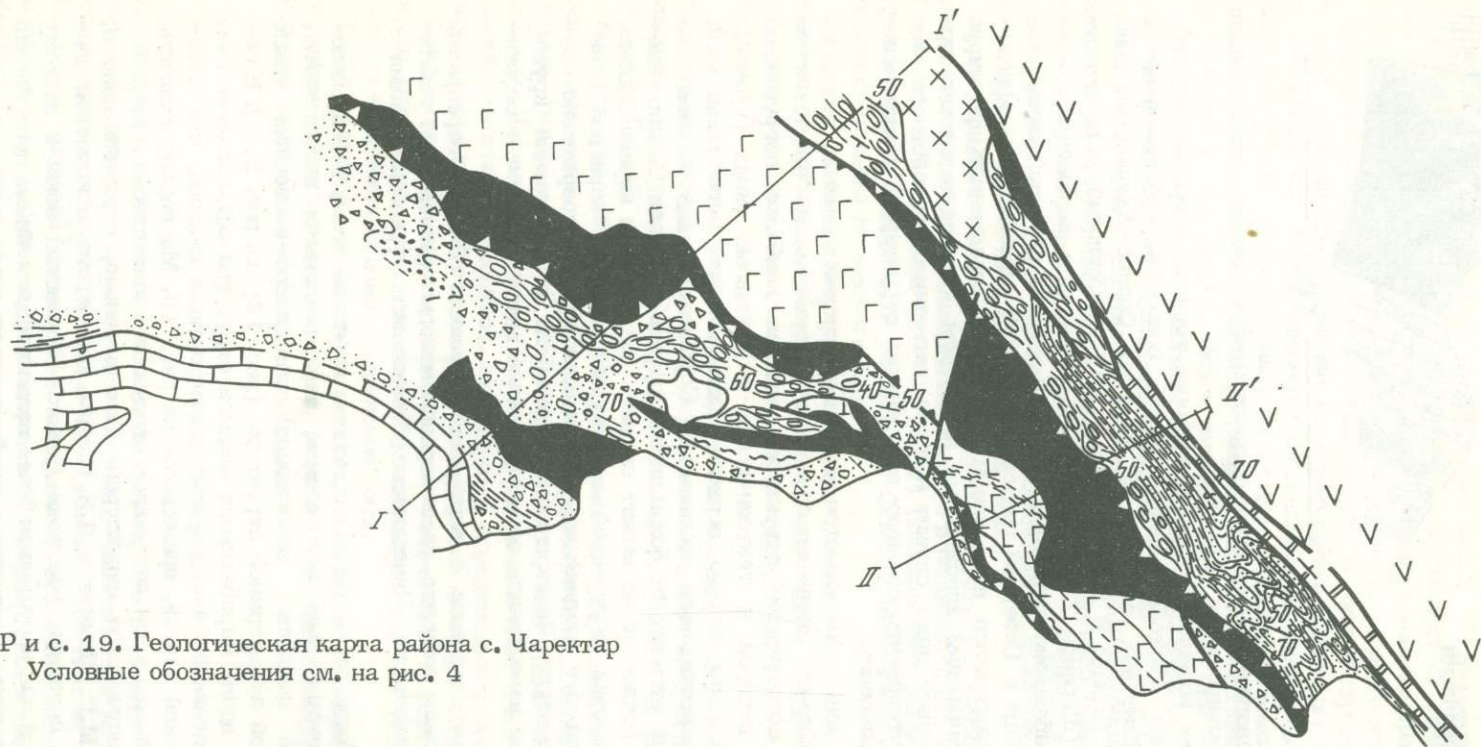
При такой трактовке возникает один из наиболее трудных вопросов геологии офиолитов — проблема местонахождения корней покровов. Предположение о наличии корней офиолитовых покровов в пределах Севано-Акеринской зоны было высказано М.Г. Ломизе и Д.И. Пановым (1974). Согласно их представлениям, зона корней (шириной 7 км) офиолитовых покровов расположена между с. Джомарт и Карабахским надвигом, что соответствует северной части Южной подзоны и ее границе с Северной подзоной. Из этой корневой зоны офиолитовый материал выдавливался в северном и южном направлениях, формируя Тутхунский и Тоурагачайский аллохтонные комплексы. Основным доводом при выделении здесь корневой зоны служит наличие тектонического цветного меланжа, имеющего крутоориентированную внутреннюю структуру с общим наклоном в северном направлении.

Своеобразие этой зоны нам кажется несколько преувеличенным. Большая часть территории закрыта мел-палеогеновыми отложениями Чичеклинской синклинали, т.е. в современной структуре является наиболее погруженной частью, в пределах которой в тектонических и эрозивных окнах (урочища Аджарис, Ялкенд) вскрыта только верхняя часть аллохтонного комплекса, представленного серпентинитовым меланжем. Серпентинитовый меланж этой полосы совершенно не отличим от большинства других участков Севано-Акеринской зоны, и его появление не может служить показателем корневой зоны. Вертикальная ориентировка внутренней структуры меланжа "корневой зоны" была создана в результате позднейших движений, которые одновременно создали складчатую структуру Чичеклинской синклинали и обусловили крутое, "согласное", залегание известняков верхнего сенона вдоль контакта с серпентинитовым меланжем.

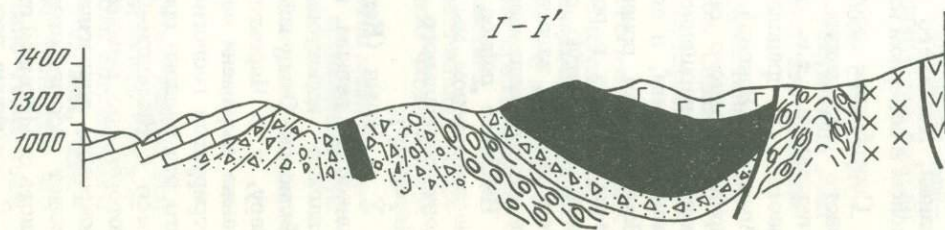
Наиболее полное представление о внутреннем строении области, перекрытой неавтохтоном, мы можем получить, рассматривая выходы офиолитов на участке центриклиналичного замыкания Чичеклинской синклинали (селения Лачин и Чаректар).

У с. Лачин (Кельбаджарский район) офиолиты корневой зоны, перекрывающиеся с резким азимутальным несогласием верхнемеловыми известняками, слагают аллохтонный комплекс, залегающий на северо-восточном крыле Килисали-Окицучайской антиформной структуры (рис. 18; см. рис. 2, 5). К северу, у с. Чаректар, вдоль Карабахского надвига структура офиолитовой зоны также выражена чередованием антиформных и синформных складок, что иллюстрируется геологической картой, приводимой на рис. 19. Мы вправе полагать, что эти складки прослеживаются под чехлом отложений неавтохтона и соединяются с Килисали-Окицучайской структурой. Следовательно, строение полосы, которая, по мнению М.Г. Ломизе и Д.И. Панова, соответствует корневой зоне покровов, аналогично соседним участкам Севано-Акеринской зоны и поэтому может рассматриваться как нарушенная более поздними движениями центральная часть синформной структуры, перекрытая отложениями неавтохтона.

В последние годы внутреннее строение земной коры и Малого Кавказа изучалось сейсмическими методами с помощью аппаратуры "Земля". Результаты



Р и с. 19. Геологическая карта района с. Чаректар  
Условные обозначения см. на рис. 4





этих работ были опубликованы в журнале "Советская геология" (Егоркина и др., 1973) и доложены на совещании "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии" (Егоркина, Халевин, 1975).

Авторами этих исследований был сделан вывод о том, что современным областям распространения офиолитов соответствует вертикальная зона, в которой отсутствуют отражающие сейсмические горизонты. Естественно, вытекает вывод о приуроченности офиолитов Амасийско-Севано-Акеринской зоны к крупному глубинному разлому. Не останавливаясь на возможной геологической интерпретации зоны отсутствия сейсмической информации и физической природы такой аномалии, обратимся к фактическим данным, приведенным в статье. Наибольший интерес для нас представляют данные по профилям, которые пересекают Амасийско-Севано-Акеринскую зону вкрест простирания. Один из профилей проходит через офиолитовую зону вдоль западного побережья оз. Севан и продолжается до г. Иджеван. Как видно из прилагаемой в работе схемы географической привязки пунктов наблюдений, зона с отсутствием отражающих сейсмических горизонтов расположена непосредственно к северу от офиолитовой зоны и на поверхности перекрыта породами Сомхито-Агдамской зоны.

Другой профиль пересекает область распространения офиолитов в районе г. Ленинакана и заканчивается на ее северной границе. На этом профиле под офиолитовой зоной выдерживаются все отражающиеся поверхности и сколь-нибудь существенных изменений в их направлении не отмечается.

Таким образом, на основании опубликованных материалов, полученных методом "Земля", делать вывод о приуроченности современных выходов офиолитов к глубинному вертикальному разлому нельзя. На наш взгляд, результаты этих работ скорее указывают на расположение корней офиолитовых покровов к северу от их современных выходов на поверхность.

Анализ распределения покровов, латеральные изменения олигостромовых толщ и отсутствие офиолитового материала в меловых отложениях Гочасского синклиория свидетельствуют о том, что офиолитовая зона располагалась к северу от Севано-Акеринской зоны и покровы офиолитов не могли быть переброшены через Кафанскую зону. Это подтверждается также выклиниванием офиолитовых масс по простиранию Севано-Акеринской зоны в восточном (Тоурагачайский синклиорий) и юго-восточном (Алджангинская мульда) направлениях. Кроме того, современная линейная структура офиолитовой зоны, подчеркиваемая выходами ультраосновных и основных пород, не отражается на картах гравиметрической и магнитометрической съемок. На этих картах Севано-Акеринской зоне соответствуют изометрические поля аномалий. Подобный характер аномалий может быть объяснен аллохтонным залеганием офиолитов.

В работе А.А. Габриеляна, Л.К. Татевосяна (1966) отмечается несовпадение "географических границ с геологической и, в частности, с поясом выхода на поверхность ультраосновных интрузий, при этом географические границы проходят несколько севернее офиолитового пояса... Отсюда можно заключить, что магнитный и гравитационный уступы отражают не современные выходы ультраосновных интрузий, оторвавшихся от основной массы ультрабазитов и выведенных на дневную поверхность вдоль разломов, а более крупные и большие по размеру интрузии, залегающие в несколько более глубоких горизонтах земной коры, севернее указанных выходов протрузий" (стр. 23).

Таким образом, все вышеизложенное заставляет нас прийти к выводу, что офиолитовая зона, раздавливание которой дало весь аллохтонный материал, в современной структуре расположена севернее и перекрыта структурами Сомхито-Агдамской зоны.

**ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА В СТРУКТУРЕ  
И РАЗРЕЗЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕДИНСКОГО РАЙОНА**

**ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА И ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА**

К югу от Амасийско-Севано-Акеринского офиолитового пояса расположена Вединская (Приараксинская) зона распространения офиолитов. Вединская зона прослеживается от границы с Турцией, где офиолиты вскрыты скв. Маркара-5, через с. Двин (скв. Чатма-1) до бассейна р. Веди. Юго-восточное продолжение Вединских офиолитов не установлено. Существуют сведения о выходах офиолито-класовых пород коньякского яруса в долине р. Джагрычай.

Обнажающиеся в долине р. Веди вулканогенные толщи с радиоларитами, а также ультраосновные и основные породы ни у кого из исследователей не вызвали сомнения в их принадлежности к офиолитовой ассоциации. Детальные стратиграфические и палеонтологические исследования отложений, подстилающих и перекрывающих вулканогенно-осадочную толщу, известную под названием хосровской свиты (Геология СССР, 1970; Егоян, 1955), привели исследователей к мнению о поздне меловом времени вулканизма.

Дискуссия, развернувшаяся по поводу возраста офиолитов Севано-Акеринской зоны в конце 60-х - начале 70-х годов, почти не коснулась офиолитов Веди, которые рассматриваются как эталонный объект, так как поздне меловой возраст предполагается строго доказанным.

Большинство исследователей (Акопян, 1973; Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Геология СССР, 1970; Джрбашян и др., 1972; Егоян, 1953, 1955; Мнацаканян, 1970; Паффенгольц, 1971; Сатиан, 1973; Сатиан и др., 1968) считают, что вулканогенно-осадочная часть офиолитового комплекса (хосровская свита) образовалась в раннем коньяке. Этот же возраст имеют и ультраосновные интрузии (Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Джрбашян и др., 1972), хотя существует мнение и о среднеэоценовом их возрасте (Абовян, 1966; Паффенгольц, 1971).

История развития офиолитов Вединского района наиболее подробно разобрана в работах М.А. Сатиана (1973; Сатиан и др., 1968). Основные выводы, к которым приходит М.А. Сатиан и которые поддерживают большинство геологов, следующие:

вулканогенно-осадочная (хосровская) толща раннеконьякского возраста является частью эвгеосинклинальной офиолитовой серии;

офиолиты накапливались в узком трого (шириной 5-10 км);

в строении офиолитового комплекса наблюдается четкая фациальная зональность. Глубоководные кремнисто-вулканогенные формации накапливались в центральной части трого, а терригенная (граувакковая) формация - в условиях шельфа;

заложение офиолитовых трогов происходит на метаморфическом цоколе (до кембрии) и его палеозойско-мезозойском осадочном чехле, т.е. на коре континентального типа;

в своем развитии эвгеосинклинальные прогибы проходят четыре стадии (начальную, главную, стабилизации, заключительную);

заложение прогибов и интенсивный вулканизм связаны с раздвигом вдоль зоны глубинного разлома;

прекращение вулканической стадии обусловлено фазой сжатия, а последующая складчатость лишь усложнила структуру трога, но не уничтожила первичные взаимоотношения.

Несколько иные представления о формировании офиолитов Вединской зоны развиваются К.А. Мкртчяном (Геология СССР, 1970), выделяющим две разновидности позднемеловых магматических комплексов. При этом им обосновывается метасоматическое происхождение обоих комплексов, среди которых выделяются своеобразные изометрические тела, названные хосровитовыми трубками<sup>1</sup>.

Несмотря на имеющиеся различия во взглядах М.А. Сатиана и К.А. Мкртчяна, оба исследователя придерживаются мнения о позднемеловом возрасте магматических образований бассейна р. Веди и залегании их *in situ* среди меловых отложений.

Впервые эти представления были подвергнуты критике со стороны М.Г. Ломизе (1970а). По его мнению, офиолиты Веди представляют собой цветной меланж. Значительная часть офиолитов залегает в виде тектонического покрова, ограниченного с северо-запада Джерманиским разломом. Корни покрова расположены в осевой части поля распространения офиолитового комплекса и устанавливаются по полосе выходов серпентинитов, габбро и зеленых сланцев. Амплитуда перемещения покровов составляет 10–14 км. М.Г. Ломизе считает, что фаунистические находки нижнеконьякского подъяруса в подстилающих и верхнеконьякского подъяруса в перекрывающих отложениях определяют не возраст пород офиолитового комплекса, а время становления тектонического покрова.

Прежде чем переходить к изложению фактического материала, остановимся на некоторых положениях сторонников формирования пород офиолитовой ассоциации в условиях узкого трога в позднемеловое время, которые кажутся сомнительными и не доказанными:

заложение трога и образование офиолитового комплекса внутри и на коре континентального типа;

необычайно короткий этап развития этого трога (часть раннего коньяка), во время которого произошел полный цикл развития эвгеосинклинального прогиба с интенсивным магматизмом, складчатостью, метаморфизмом и т.д.;

накопление глубоководных осадков (яшм, микритовых известняков и др.), лишенных примеси сиалического материала, в условиях узкого бассейна шириной 5–10 км;

появление всех типов пород офиолитовой ассоциации, образующейся в условиях глубоководного трога в обломках среди фациально замещающей ее мелководной терригенной формации обрамления центрального трога.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАСЕЙНА Р. ВЕДИ

Главная особенность разреза осадочных образований Вединского района заключается в том, что породы офиолитовой ассоциации занимают определенное положение среди верхнемеловых отложений и расположены между отложениями нижне- и верхнеконьякского подъярусов.

Стратиграфическое расчленение пород, вмещающих офиолитовый комплекс, представляется достаточно ясным и особых разногласий не вызывает. При описании стратиграфии и литологии осадочных отложений автор прежде опирается на последние публикации В.Т. Акопяна (1970, 1973) и М.А. Сатиана (1973).

Верхнемеловые отложения бассейна р. Веди на изученной территории слагают синформную структуру, вытянутую с северо-запада на юго-восток, в которой офиолитовый комплекс занимает центральную часть, а на крыльях обнажаются палеозойские и мезозойские отложения. В структурном отношении выделяются автохтонный, аллохтонный и неавтохтонный комплексы.

<sup>1</sup> М.А. Сатиан считает эти породы жерловыми фациями андезито-базальтов.

## Автохтонный комплекс

Автохтонный комплекс сложен палеозойскими и мезозойскими отложениями (рис. 20, см. вкладку). Наиболее древними породами в изученном районе являются известняки пермской системы. Пермские и более древние палеозойские отложения вообще широко распространены на юге Армении, а также на близлежащей территории Ирана и Турции, где они слагают чехол кристаллических массивов (Мурагов, 1969, 1971).

Пермские известняки в Вединском районе перекрываются триасовыми отложениями. На юго-западном крыле Вединской синформы обнажаются карбонатные породы нижнего и среднего отделов триасовой системы, а на северо-восточном крыле установлены также угленосные отложения верхнего триаса.

С резким несогласием и размывом на палеозойских и триасовых образованиях залегают верхнемеловые отложения. В их основании расположена карбонатная толща, сложенная органогенными, органогенно-детритовыми известняками, чередующимися с массивными серыми известняками, известковистыми песчаниками, мергелями, алевролитами и конгломератами. Обломочный материал представлен кварцитами, разнообразными известняками, гранитами, гнейсами, метаморфическими сланцами и др. Характерно, что среди обломков не были встречены продукты размыва пород офиолитового комплекса. На юго-западном крыле Вединской синклинали мощность карбонатной толщи достигает 300 м и более, а на северо-восточном не превышает 50 м. В карбонатной толще на юго-западном крыле содержится фауна сеноманского и туронского ярусов (Акопян, 1973; Ренгартен, 1959), а на северо-восточном — только туронского яруса.

Выше карбонатной толщи согласно залегают известковисто-терригенные отложения (свита нижних мергелей, по М.А. Сатиану и др., 1968). Представлены они ритмичным флишoidalным чередованием известковистых аргиллитов, песчаников, мергелей, песчаных известняков и известняков. Мощность флишoidalной толщи колеблется от 50 до 150 м. Ее принадлежность к нижнеконьякскому подъярису устанавливается многочисленными находками фауны (Акопян, 1970, 1973; Егоян, 1955; Ренгартен, 1959). В верхней части среди пород нижнего коньяка появляются первые обломки офиолитов, и выше по разрезу известковисто-терригенная флишoidalная толща постепенно сменяется олисто-стромовыми образованиями.

На обоих крыльях Вединской синформной структуры олисто-стромовая толща появляется в верхней части нижнеконьякских отложений и кроется автохтонным комплексом. Предыдущие исследователи рассматривали эти образования как нижнюю осадочно-пирокластическую подсвиту хосровской вулканогенной толщи, не придавая значения оползневым структурам и явно переотложенному характеру вулканогенных и кремнистых пород.

Наряду с изучением внутреннего строения и состава олисто-стромовых образований чрезвычайно важным, как было видно из предыдущей главы, является характер нижнего и верхнего контактов олисто-стромовой толщи. Естественно, что изложение материала следует начинать с тех участков, где имеются не только наиболее полные разрезы, но и сохранились первичные взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями. Такими участками вдоль юго-западного крыла Вединской синформной структуры являются "Коралловый овраг", долина р. Ахсу, развалины фермы Армик, а на северо-восточном крыле — район с. Келанлу (Джерманис).

Наиболее показательным на наш взгляд является разрез Кораллового оврага, расположенного в 0,5 км западнее устья р. Кюсуз. В этом районе нижнеконьякская флишoidalная толща имеет мощность 50–100 м и лежит на известняках туронского яруса. В верхней ее части увеличивается количество прослоев песчаников и их мощность. В кровле толщи среди известковистых пород появляются мелкие обломки известняков, габброидов, кремнистых пород, радиоляритов, миндалекаменных порфиритов, диабазов и спилитов. Количество этих обломков и их размер увеличиваются вверх по разрезу. Выше флишoidalной толщи с постепенным переходом, который подчеркивается появлением и погрубением обломков офиолитов, залегают толща хаотического нагромождения пород офиолитового

комплекса, погруженных в осадочный цемент. Горизонты грубых оползневых брекчий и конгломерато-брекчий чередуются с горизонтами известково-терригенных пород, содержащих включения офиолитов и сеноман-туронских известняков. В этой массе встречаются крупные отторженцы кремнистых пород и основных эффузивов размером до нескольких десятков метров.

Разрез олистостромовой толщи Кораллового оврага следующий:

	Мощность, м
1. Оползневые брекчи, состоящие из обломков основных эффузивов, красных радиоляритов и известняков. По простиранию в этом горизонте встречается большое количество обломков и глыб известняков, известковистых конгломератов и органогенно-детритовых известняков с большим количеством гастропод, рудистов, характерных для сеноман-туронской карбонатной толщи. . . . .	10-15
2. Серые, желтовато-серые рыхлые, плотные, плитчатые мергели и известковистые песчаники. Внешний облик этих пород и характер переслаивания очень сходны с нижележащей флишовой толщей. В верхней части этого слоя появляются горизонты олистостромовых конгломерато-брекчий с неокатанными и плохо окатанными обломками органогенных известняков. На них лежит пласт песчанистого массивного известняка, местами конгломератовидного, брекчированного. В кровле пласта появляются известковистые песчаники и конгломераты. В обе стороны пласт линзовидно пережимается и сменяется блоками пород эффузивно-радиоляритовой серии. Подобные известняки отличаются от сеноман-туронских известняков цветом, большим количеством песчаного материала и появлением обломков офиолитов. Известняки, вероятно, являются слоями, синхронными накоплению оползневых тел, но оказавшимися перемещенными из более мелководных участков (эндоолистоциты) . . . . .	25-35
3. Горизонт крупных олистолитов пород эффузивно-радиоляритовой серии, среди которых преобладают тонкослоистые зеленые, серые и красные кремнистые породы. Нагромождение олистолитов хаотическое. Между отдельными олистолитами можно встретить зеленоватые аргиллиты, песчаники и гравелиты, которые служат цементом. В верхней части горизонта залегает пачка слоистых зеленых и красно-фиолетовых песчаников . . . . .	20-25
4. Серые песчанистые мергели и зеленые алевролиты. На расстоянии 15 м этот слой выклинивается . . . . .	3-10
5. Брекчи, конгломераты, гравелиты, состоящие из обломков эффузивов основного состава, кремнистых пород, яшм, габброидов, серпентинитов и метаморфических пород. Отдельные обломки достигают в диаметре 1 м. Среди конгломерато-брекчий есть прослой мономиктовых габброидных конгломератов. В верхней части этот обломочный горизонт довольно сильно деформирован, в результате чего цемент пород приобретает сланцеватую ориентированную текстуру . . . .	5-15
6. Горизонт с глинистым и известково-глинистым раздробленным, бесструктурным цементом. В этом цементе попадают обломки известняков, кремнистых пород, эффузивов, а также линзы известковистых брекчий . . . . .	5-10

Необходимо отметить, что выделение отдельных горизонтов и определение их мощности внутри олистостромовой толщи можно проводить только на каком-нибудь узком интервале, так как по простиранию эти образования крайне изменчи-

вы. Конгломерато-брекчии могут замещаться глинисто-мергелистыми пачками с экзотическими обломками, а также отдельными крупными олистолитами.

В верховьях Кораллового оврага уменьшается мощность как олистостромовой толщи, так и предфлиша, где на толще флишоидного чередования терригенно-известковистых пород нижнего коньяка (мощностью около 50 м) залегают:

Мощность, м

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Олистостромовая конгломерато-брекчия с разнообразными обломками преимущественно известняков, мергелей, песчаников, реже пород офиолитовой ассоциации. Наиболее крупные глыбы (диаметром до 1 м) сложены мономиктовыми оползневыми брекчиями и мергелями (4x1,5 м). Мергели смяты в мелкие складки, возникшие при оползании еще не литифицированного известковистого ила . . . . .                            | 25    |
| 2. Тонкоплитчатые мергели с обломками офиолитов, достигающими длины до 2-3 м . . . . .  | 15-20 |
| 3. Олистолиты эффузивов (мощностью 1-5), лежащие один на другом и разделенные конгломерато-брекчиями оползневого происхождения, большинство крупных обломков довольно хорошо окатаны, хотя и имеют часто неправильную форму. Поверхности обломков отполированы и имеют следы вмятин, царапин, борозд, возникших при трении о соседние обломки. Сочленение обломков при всей их угловатости конформное . . . . . | 6     |
| 4. Олистолит, сложенный в нижней части (12 м) спилитами с шаровой отдельностью, а в верхней (5 м) - радиоларитами . . . . .   |       |
| 5. Конгломерато-брекчии, состоящие из обломков эффузивов, известняков, известковистых гравелитов. Внутри этого слоя встречаются глыбы (6x2 м) светлых оолитовых известняков . . . . .   | 8     |
| 6. Олистолит, сложенный темно-серыми порфировидными плагиоклазовыми эффузивами, интенсивно брекчированными в нижней части. Вдоль олистолита и его поверхности сохранились брекчии, напоминающие боковые и фронтальные шлейфы. Протяженность олистолита 150 м при мощности 30 м.   |       |

В самых верховьях Кораллового оврага на водоразделе с р. Ахсу выше терригенно-известковистой толщи нижнего коньяка лежит пласт (3-4 м) известняков с прослоями известковистых гравелитов. Выше расположена мергелистая пачка с обломками офиолитовых эффузивов, радиоларитов, известняков. В мергелях встречаются линзы офиолитовых конгломератов, а в верхней части их появляются глыбовые конгломерато-брекчии. Олистостромовая толща на этом участке имеет мощность всего 30-40 м.

Из приведенных разрезов, расположенных на расстоянии 0,5 км, видно, что в северо-восточном направлении происходит резкое уменьшение мощности олистостромовой толщи и замещение грубых фаций более тонкими. Повышается в разрезе роль нормально-осадочных образований и сокращается роль оползневых горизонтов, цементирующая масса в которых становится существенно известковистой. Нормально-осадочные образования придают толще флишоидный облик, подобный нижележащим отложениям, от которых их отличает присутствие обломков офиолитов.

Олистостромовая толща на участке Кораллового оврага перекрывается по тектоническому контакту породами офиолитового комплекса. Контакт между офиолитами и олистостромовой толщей не всегда четкий. Он часто маскируется при появлении в верхней части олистостромовой толщи большого количества крупных олистолитов, и в таких случаях провести границу между олистолитовой фацией и вышележащим покровом в ряде мест не представляется возможным. Наш опыт показывает, что границу следует проводить по исчезновению осадочного цемента и учитывать, что олистолиты, как правило, имеют более пестрый состав в сравнении с породами залегающего выше покрова. Покров офиолитов залегают довольно полого, и его нижняя граница повторяет очертания рельефа.

Далее к северо-востоку от Кораллового оврага по долине р. Ахсу и ее правому притоку выше туронских известняков обнажается терригенно-известковистая толща нижнего коньяка. Среди пород нижнего коньяка было встречено небольшое тело (до 1,0 м) оползневых брекчий, состоящих из обломков известняков и офиолитов. Глыба брекчий имеет овальную форму и окружена известковистым илом, в который на контакте с глыбой вмазана известковистая крошка. Эта глыба, вероятно, скатилась по склону и во время движения покрылась "рубашкой" ила. Известковая крошка образовалась за счет разрушения уже консолидированных осадков на дне бассейна, по которому катилась глыба брекчий, окруженная слоем ила. Эта глыба, расположенная в 100 м ниже подошвы олистостромовой толщи, является первым признаком оползневых процессов, происходивших где-то в соседней зоне.

Собственно офиолитокластовая олистострома в долине р. Ахсу появляется только в верхней части разреза нижнего коньяка и перекрыта пластиной офиолитов. Олистостромовая толща состоит из горизонтов оползневых брекчий с обломками габбро (до 70%), основных эффузивов, известняков, радиоляритов и песчаников нижнего коньяка. В основании олистостромы располагается горизонт мономиктовых брекчий ультраосновных пород.

Покров офиолитов вдоль контактов с олистостромовой толщей интенсивно рассланцован и брекчирован. Внутри покрова никакого определенного упорядоченного строения не наблюдается. С олистостромой контактируют разные породы, входящие в состав пластины: шаровые лавы, радиоляриты, серпентиниты. Нижний контакт покрова пологий, и линия его выхода на поверхность отчетливо повторяет очертание рельефа.

В северо-западной части юго-западного крыла Вединской синформы, в долине р. Хосров, в ядре антиклинали, осложняющей общую синклиналиную структуру (см. рис. 20), обнажаются туронские известняки, окруженные выходами известково-терригенной толщи нижнего коньяка. Контакт между ними тектонический. Известково-терригенная толща сложена главным образом мергелями. В верхней ее части появляется экзотический материал, представленный офиолитами и редкими оползневыми телами. Эта часть разреза соответствует олистостромовой толще, но в отличие от разрезов долины р. Ахсу и Кораллового оврага здесь нет мощных, хаотически построенных горизонтов. Это уже скроее фациальный аналог олистостромовой толщи в зоне ее выклинивания, причем наряду с изменением особенностей олистостромы меняется и характер подстилающих отложений. Нижнеконьякские отложения перекрываются покровом офиолитов, который постепенно выклинивается и замещается олистостромой, содержащей глыбы (до 2 м в диаметре) вулканитов, песчаников и карбонатизированных ультраосновных пород.

Для полной характеристики олистостромовой толщи юго-западного крыла Вединской синклинали приведем описание еще одного разреза, расположенного к юго-востоку от Кораллового оврага на левом берегу р. Веди в районе развалин с. Акбулак и фермы Армик. Здесь на карбонатной толще туронского яруса залегает пачка, состоящая из ритмичного чередования известковистых аргиллитов, алевролитов и известняков нижнего коньяка, мощностью от 50 до 100 м.

Выше этих пород наблюдается следующий разрез<sup>1</sup>:

Мощность, м

1. Пачка флишоидного переслаивания аргиллитов, алевролитов и глауконитовых песчаников, в которых преобладают обломки кварца, полевых шпатов и известняков. Обломки относительно хорошо окатаны и сортированы. Среди этих пород появляются линзы осадочных брекчий, содержащие обломки основных эффузивов. Протяженность этих линз до 0,5-1 м, при мощности 10-20 см.....

10-20

<sup>1</sup> В этом разрезе очевидно присутствует несколько складок, которые нам не удалось расшифровать в связи с невозможностью замерить элементы залегания в грубообломочных неслоистых отложениях. Поэтому описание разреза приведено по порядку встречаемости пачек по ходу маршрута с юга на север.

- |  |        |
|--|--------|
| 2. Конгломерато-брекчий, целиком состоящие из обломков основных эффузивов. Среди конгломерато-брекчий расположены отдельные, более крупные блоки (от 1 до 10 м) основных эффузивов, радиоляритов, известняков и реже серпентинитов. По простиранию очень быстро (в направлении к развалинам с. Акбулак) конгломерато-брекчий исчезают и их место занимают аргиллиты красного и зеленого цвета, в которых содержатся линзы офиолитокластовых конгломератов и гравелитов. Эти аргиллиты сильно перемяты и как бы "замусорены" мелкими обломками габбро, радиоляритов и известняков . . . . . | 60-100 |
| 3. Горизонт с многочисленными глыбами туронских известняков и известняковых брекчий, погруженных в мергелистый цемент  | 50-70  |
| 4. Горизонт, в котором преобладают обломки и глыбы основных эффузивов, габбро и серпентинитов протяженностью до 10 м, сцементированные мергелистыми породами . . . . .   | 20-30  |
| 5. Зеленовато-серые алевролиты с прослоями песчаников, в которых погружены блоки известняков, известковистых брекчий, кремнистых известняков и радиоляритов . . . . .  | 30-40  |
| 6. Чередование алевролитов и аргиллитов . . . . .  | 10-15  |
| 7. Конгломерато-брекчий, обломки в которых сложены главным образом основными эффузивами, микритовыми известняками и радиоляритами. Отдельные глыбы в диаметре достигают размера 5 м. Крупные включения сопровождаются шлейфами, состоящими из обломков, погруженных в обломочный офиолитокластовый цемент . . . . .  | 5-10   |
| 8. "Тиллитовидный" горизонт, в котором отдельные блоки (в диаметре до 3-5 м) пород офиолитового комплекса (основные эффузивы и радиоляриты) погружены в глинистый цемент. Внутри горизонта встречаются прихотливо чередующиеся прерывистые прослои и линзы офиолитокластовых мелкообломочных конгломератов и брекчий . . . . .   | 30-50  |
| 9. Пачка флишоидного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. Среди этих пород заключены горизонты конгломерато-брекчий, обломки в которых сложены песчаниками, сцементированными глинистым материалом, и линзы конгломератов с хорошо окатанной галькой кварца, кислых магматических пород и основных эффузивов. Здесь же встречаются редкие крупные олистолиты (протяженностью до 40 м), сложенные основными эффузивами с шаровой отдельностью, а также олистолиты известняков, сопровождаемых шлейфами осадочных брекчий . . . . .   | 100    |

В этом районе породы олистостромового комплекса по пологому тектоническому контакту перекрываются аллохтонной пластиной, сложенной породами эффузивно-радиоляритовой серии. В ряде мест довольно отчетливо видно, как отдельные горизонты и пачки олистостромового комплекса срезаются аллохтонной пластиной.

Так, в 2 км к востоку от вышеописанного разреза, в самой верхней части олистостромовой толщи, среди тонкослойных песчано-глинистых пород расположен крупный олистолит (длиной до 250 м) плотных, брекчированных, перекристаллизованных известняков (рис. 21). В основании олистолита и у западного окончания наблюдаются шлейфы осадочных конгломерато-брекчий известняков, перемешанных с офиолитовым материалом и обломками метаморфических сланцев. С запада по мере приближения к олистолиту слои песчаников и аргиллитов меняют свое направление и огибают олистолит. Сверху слоистая осадочная пачка

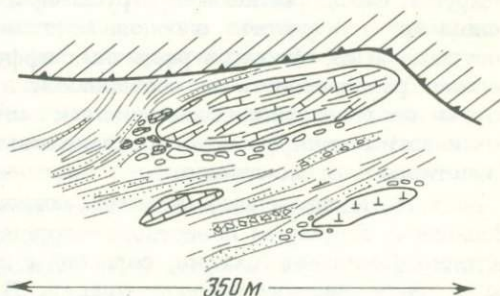


срезана покровом офиолитов (см. рис. 21) и вблизи контакта ее породы сильно раздавлены и будинированы.

Заканчивая описание олистостромовой толщи юго-западного борта Вединской синформной структуры, отметим, что в долине р. Кюсуз среди разнообразных обломков офиолитовой ассоциации были встречены глыбы основных вулканитов, содержащие линзы известняков. В известняках К.И. Кузнецовой были определены *Spirophthalmidium* cf. *caucasicum* Ant., *S.* cf. *infraooliticum* Terg., *Dentalina* sp., свидетельствующие о среднеюрском возрасте вулканогенных пород.

По северо-восточному борту Вединской синформной структуры олистостромовая толща прослеживается по отдельным выходам от верховьев р. Хосров до

Р и с. 21. Олистостромовая толща и ее контакт с эффузивно-радиоляритовым покровом (в плане)  
Условные обозначения см. на рис. 4



долины р. Веди. Только на правом берегу р. Веди в районе с. Келанлу (Джерманис) можно видеть полный разрез олистостромовой толщи, поэтому при характеристике олистостромовой толщи северо-восточного крыла мы ограничимся описанием этого разреза.

У с. Келанлу выше туронских известняков залегает известково-терригенная толща нижнего коньяка мощностью до 50-60 м.

Перекрывающая ее олистостромовая толща имеет весьма своеобразный облик. Среди выположенного склона торчат скальные выходы, грибки и пласты массивных конгломератовидных или брекчиевидных известняков с линзами и прослоями песчаных известняков, содержащих обломки яшм или верхнемеловую фауну. Кроме этих известняков, накапливавшихся одновременно с олистостромовой толщей и находящихся в переотложенном состоянии (эндоолистолиты), встречаются олистолиты светлых однородных песчаных и кремнистых известняков, содержащих фораминиферы. *Spirophthalmidium* sp. *infraooliticum* Terg., *Calpionella* sp. (определения К.И. Кузнецовой). Основная масса, вмещающая тела известняков, сложена серыми и черными глинистыми алевролитами и аргиллитами с прослойками известковистых алевролитов и обломками офиолитов. Все разности несут следы очень неспокойного осадконакопления и напоминают оползневые горизонты.

В верхней части олистостромовой толщи появляются олистолиты эффузивно-радиоляритовой серии (3x4 м), а также обломки (размером до 30x40 см) известняков, песчаников и линзы олистостромовых конгломератов. Вмещающая олистолиты масса имеет существенно мергелистый состав с редкими прослоями зеленовато-серых песчаников. Непосредственно вдоль контакта с вышележащей пластиной расположено много глыб (размером 10x20 м) пелитоморфных, оолитовых и конгломератовидных известняков, серицитовых и метаморфизованных песчаников. Покровная пластина вдоль контакта с олистостромовой толщей сложена серицитовыми сланцами и метаморфизованными песчаниками.

Помимо бортовых частей Вединской синформы олистостромовая толща обнажается в эрозионно-тектонических окнах среди пород офиолитового комплекса. Один из таких выходов расположен в правом борту р. Веди, напротив развалин с. Азизкенд. Обнажающаяся здесь олистостромовая толща сложена преимущественно брекчиями и конгломерато-брекчиями. Брекчии имеют оползневое происхождение. Обломки брекчий плохо окатанные, угловатые, размером от 1 до 5 см, но встречаются обломки, достигающие в диаметре 40 см. Обломки в брекчиях представлены габброидами, основными лавами, радиоляритами, гипер-

базитами. Слоистости или какой-либо ориентации обломочного материала не наблюдается. Брекчии почти бесцементные с конформным сочленением обломков. Такое взаимоотношение обломков создает ложное впечатление туфогенного генезиса породы. Встречаются горизонты мономиктовых брекчий (1-3 мм и 2-5 см), состоящих из диабазов, или красноватых спилитов, или метаморфических сланцев, или песчаников.

В этой обломочной массе заключены отдельные олистолиты, сложенные радиоляритами (2,5x1,2 м), эффузивами и метаморфизованными породами (20x6 м). Среди метаморфизованных пород встречаются реликты основных эффузивов и радиоляритов.

Другой выход расположен в русле правого притока р. Кюсуз. Олистостромовая толща на этом участке в основном сложена конгломерато-брекчиями (до 70%), состоящими из обломков различных эффузивов и известняков, а также темно-серыми разномышными песчаниками и гравелитами, чередующимися с прослоями пестроокрашенных тонкослоистых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В этом переслаивании встречаются линзы и прослои мергелей, известковистых песчаников.

Весь вышеизложенный материал показывает, что повсеместно на обоих бортах Вединской структуры известково-терригенная толща нижнего коньяка, имеющая нередко флишoidalный облик, согласно с постепенным переходом сменяется вверх по разрезу олистостромовой толщей. В свою очередь олистостромовая толща перекрывается тектоническим покровом офиолитов. Появление олистостромовых образований в эрозионно-тектонических окнах в центральной части синклинали при максимальном расстоянии между крыльями 6-7 км свидетельствует о ее повсеместном распространении ниже покрова офиолитов.

#### Аллохтонный комплекс

Аллохтонный комплекс по составу слагающих его пород делится на две части: эффузивно-радиоляритовую (нижнюю) и габбро-серпентинитовую (верхнюю).

Эффузивно-радиоляритовый покров располагается на породах олистостромовой толщи. Контакт между ними тектонический и подчеркивается зоной тонкоперетертых рассланцованных пород. Ниже покрова глинисто-мергелистые породы олистостромового комплекса развальцованы и приобретают тонколистоватую, тонкочешуйчатую отдельность. Создается впечатление, что они как бы раздавлены под тяжестью вышележащих пород и текли, еще не будучи полностью консолидированы. Здесь в породах олистостромовой толщи нередко видны сложные мелкие складки. Падение плоскости контакта в большинстве случаев примерно такое же, как в подстилающих породах олистостромового комплекса, хотя выше отмечались случаи утыкания различных горизонтов олистостромовой свиты под нижнюю поверхность тектонического покрова.

Наиболее резкое тектоническое срезание наблюдается в северо-восточном крыле Вединской синформы в районе с. Келанлу, где эффузивно-радиоляритовый покров целиком перекрывает олистостромовую и флишoidalные толщи и приходит в соприкосновение с базальными конгломератами туронского яруса и триасовыми песчаниками.

Эффузивно-радиоляритовый покров сложен главным образом спилитами, диабазами, альбитофирами и различными глинисто-кремнисто-карбонатными породами, в том числе и радиоляритами.

В долине р. Хосров преобладают основные эффузивы с редкими прослоями кремнистых пород и тонких алевролитистых туфов. Часто встречаются спилиты с шаровой отдельностью, промежутки между шарами в которых выполнены красными мелкозернистыми известняками. Количество карбонатного материала бывает значительным, и на отдельных участках уже среди известняков содержатся обломки спилитов.

В долине р. Веди преобладают спилиты, диабазы, шаровые лавы, вулканические брекчии, радиоляриты, кремнисто-карбонатные породы и разноцветные тонкоплитчатые микритовые известняки. Шаровые лавы сложены в большинстве

случаев базальтоидами с радиально-лучистой и вариолитовой структурами. Мощность пачек кремнистых пород, прослаивающих вулканы, составляет 10–50 м и более.

Внутреннее строение радиоларитового покрова необычайно сложное, и слагающие его породы безусловно нельзя рассматривать как единую стратифицированную толщу, хотя встречаются сохранившиеся фрагменты разрезов. Повсеместно развиты сложно перемешанные и беспорядочно чередующиеся между собой как по вертикали, так и по горизонтали блоки и пластины различных по составу пород.

Породы эффузивно-радиоларитовой серии разбиты многочисленными разрывами, трещинами и разделены зонами дробления и расслаивания, на их поверхности видны зеркала скольжения, на которых нередко сохранились примазки серпентинитового материала. Между лавами и горизонтами красных радиоларитов встречаются тонкие прослойки тектонических брекчий с размером обломков 1–4 мм и редко до 1 см. В радиоларитах и известняках видны сложные часто изоклинальные лежащие складки. На левом берегу р. Веди эффузивы, радиолариты и кремнистые тонкослоистые известняки перемешаны с серпентинитами, габбро-диабазами и габбро-диабазовыми тектоническими брекчиями и вся совокупность приобретает вид серпентинитового меланжа.

Серпентиниты внутри эффузивно-радиоларитового покрова встречаются лишь спорадически, и их узкие линзовидные тела приурочены главным образом к подошве покрова (см. рис. 20). Среди пестрого по цвету и составу поля эффузивно-радиоларитовой серии отчетливо выделяются однотонные, имеющие часто изометрические контуры массивы, сложенные серыми и зеленовато-серыми аргиллитоподобными породами, которые получили название хосровитов (Геология СССР, 1970). Хосровиты обычно пронизаны густой сетью кальцитовых прожилков.

Границы между телами хосровитов и породами эффузивно-радиоларитовой серии не резкие и проводятся не по текстурному или литологическому признаку, а скорее по цвету. По периферии массивов внутри однородных зеленовато-серых хосровитов встречаются пятна и полосы иного цвета, в которых можно видеть реликты материнских пород. В зеленых хосровитах наблюдаются фрагменты шаровой отдельности и другие текстуры вулканогенных пород. Во многих красноватых хосровитах сохранились реликты кремнистых пород. Микроскопически среди хосровитов выделяются кристалло- и витрокластические туфы основного состава, кремнистые породы с радиолариями, основные эффузивы, альбитофиры, породы габброидного ряда. Для всех этих пород характерны сильная брекчированность, хлоритизация, карбонатизация, а местами и серпентинизация, как это уже отмечал К.А. Мкртчян (Геология СССР, 1970). Выходы хосровитов всегда располагаются внутри пород нижнего тектонического покрова, но, как это показала скважина, пробуренная в долине р. Кюсуз, они не являются бездонными, как следовало считать с позиций сторонников верхнемелового возраста офиолитов. На глубине 250 м скважина вышла из хосровитов и вошла в карбонатные породы мелового возраста (Ломизе, 1970а).

В настоящее время трудно дать какое-либо исчерпывающее объяснение происхождения хосровитов, так как для этого необходимо тщательное изучение их вещественного состава. Однако, вне всякого сомнения, хотя бы в какой-то своей части хосровиты возникли по породам эффузивно-радиоларитовой серии и их образование связано с рядом сложных физико-химических превращений.

Внутри пород, слагающих нижний тектонический покров, встречены и породы, вероятно, не имеющие прямого отношения к офиолитовому комплексу. Это песчаники кварц-полевошпатового состава с чешуйками мусковита. Присутствие мусковита придает песчаникам своеобразную блестящую поверхность. Помимо обломков кварца и полевого шпата в песчаниках содержатся обломки кварцитов, мусковит-кварцевых сланцев, а также вулканогенных пород основного состава. Цемент песчаников кремнистый, хлорит-серицитовый или карбонатный.

Габбро-серпентинитовый покров повсеместно располагается на породах эффузивно-радиоларитовой серии и лишь на севере, на правом берегу р. Кюсуз, при-

ходит в соприкосновение с олистостромовой толщей. В этом месте (и в ряде других мест) первоначальные взаимоотношения, выраженные последовательностью: олистостромовая толща — эффузивно-радиоляритовый покров — габбро-серпентинитовый покров, нарушены более молодым сбросом. Подобного рода осложения главным образом приурочены к осевой части Вединской синформной структуры.

Нижняя часть верхней тектонической пластины сложена в различной степени серпентинизированными перидотитами, которые содержат многочисленные тела и будины родинитов. Верхняя ее часть состоит из габбро и габбро-амфиболитов. Порядок залегания пород в тектоническом покрове четко устанавливается на правом берегу р. Веди, где к северо-западу от с. Караконюк прекрасно видно центриклинальное замыкание синформной складки, устанавливаемой по подошве габбро-серпентинитового покрова. Синформное залегание пластины подчеркивается и направлением расланцевания в серпентинитах, которые в основании этого тектонического покрова приобретают вид серпентинитовых сланцев и слагают зону мощностью до 100 м. Иногда они содержат блоки эффузивно-радиоляритовой серии, разгнейсованных габбро и представляют собой настоящий серпентинитовый меланж.

Породы эффузивно-радиоляритового покрова по мере приближения к верхней пластине начинают приобретать расланцовку, параллельную подошве габбро-серпентинитового покрова. Сначала в лавах появляется ориентированная, уплотненная текстура, которая особенно отчетливо фиксируется в горизонтах с шаровой отдельностью и в лавах с вариолитовой структурой. В этих разностях можно видеть постепенную смену фигур деформаций от уплотненно-округлых до удлинённых, полосчатых текстур. Ближе к подошве серпентинитового покрова все образования эффузивно-радиоляритовой серии превращаются в лизовидно-полосчатые породы, которые также постепенно сменяются тонкополосчатыми метаморфическими сланцами, подстилающими верхний тектонический покров. По минералогическому составу здесь выделяются следующие сланцы: кварц-серпентинит-альбитовые со сфеном, альбит-кварц-анкерит-гематит-хлоритовые с лейкоксом, хлорит-карбонат-магнетит-лейкоксен-альбитовые, эпидот-хлорит-серицит-карбонатные, эпидот-хлорит-карбонатные, кварц-хлорит-карбонатные и брекчированные, окварцованные мусковит-кварцевые сланцы, а также сланцы, содержащие глаукофан.

Расланцевание и метаморфизм пород эффузивно-радиоляритовой серии вдоль контакта с серпентинитами произошли в результате становления верхнего покрова. Глаукофансодержащие сланцы свидетельствуют о значительных давлениях и низких температурах. Появление метаморфизованных пород как в подошве, так и в кровле верхнего покрова (см. рис. 20) заставляет предполагать более сложный процесс становления этого покрова, нежели просто перекрытие и шарьирование. Подобное взаимоотношение нижнего и верхнего покровов и образование метаморфических сланцев, вероятно, произошло в дораннеконьякское время. Об этом свидетельствует нахождение обломков метаморфических сланцев в олистостромовой толще.

По характеру деформаций породы эффузивно-радиоляритового покрова ко-ренным образом отличаются от подстилающих и перекрывающих отложений. Это наводит на мысль, что структуры покрова или образовались до этапа шарьирования, или сформировались в момент движения тектонического покрова.

В заключение остается отметить, что максимальная мощность нижнего покрова оценивается в 800–1000 м, а верхнего — 500–700 м.

### Неоавтохтонный комплекс

Разрез отложений, перекрывающих автохтонный и аллохтонный комплексы, начинается с известковисто-терригенной толщи верхнеконьякского подъяруса. В основании этой толщи залегают базальные конгломераты мощностью от 1 до 20–25 м. Для них характерны отчетливо выраженная слоистость, хорошая сортировка обломочного материала, уменьшение количества и размера обломков

к кровле базальных слоев. Состав обломков идентичен составу непосредственно подстилающих образований и поэтому резко изменяется по простиранию в соответствии с пестротой состава пород основания. Контакт с подстилающими образованиями резкий, трансгрессивный с крупными карманами и углублениями. Мощность конгломератов резко увеличивается в отрицательных формах. Повсеместно подошва позднеконьякских отложений сечет слоистость в породах аллохтонного комплекса. Так, например, в левом борту р. Веди останцы красноцветных конгломератов перекрывают стоящую на головах толщу основных лав и радиоларитов. В то же время по отношению к отложениям, подстилающим покров офиолитов, в том числе и к олистостромовой толще, столь резкого несогласия не устанавливается. Это служит подтверждением того, что к моменту становления покрова офиолиты были сложно деформированы, а все три комплекса (автохтон, аллохтон и неоавтохтон) были смяты в синформную структуру в более позднее время.

Характерной особенностью базальных горизонтов неавтохтона является также выклинивание конгломератов на отдельных участках, где более древние отложения перекрываются известняками, песчаниками и гравелитами.

В правом борту р. Кюсуз выше базальных горизонтов расположена мощная органогенная постройка, сложенная рудистами, среди которых широко развиты *Vaecinites praesulcatus* Douville. Н.А. Бобкова, определившая этот вид, указывает на широкое распространение его в слоях Гозау. Кроме того, этот вид был описан В.П. Ренгартом (1959) на северо-восточном побережье оз. Севан среди коньякских отложений неавтохтона. В основании органогенной постройки среди переотложенных горизонтов были собраны *Neithea quincostata* (Sow.), (определение В.А. Собоцкого), известные в отложениях сеноманского яруса, и *Callamophiliopsis fotisalensis* Bank. (определение Е.И. Кузьмичевой), известные в отложениях барремского и валанжинского ярусов. Если пелециподы могли быть вымыты из подстилающих сеноманских известняков, то кораллы указывают на разрыв отложений, которые не известны в близлежащих районах Армении. Интересно, что колония кораллов выросла на обломке базальтовой лавы, напоминающей вулканогенные разности эффузивно-радиоларитового покрова, а если учесть находку среднеюрской микрофауны *Spirophthalmidium* cf. *causicum* Ant. и др., то можно более уверенно говорить о юрском возрасте пород эффузивно-радиоларитовой серии.

Выше базальных горизонтов верхнеконьякские отложения представлены чередованием известковистых алевролитов, песчаников, реже аргиллитов с прослоями конгломератов и известняков. Переслаивание нередко бывает ритмичным, флишоподобным. Мощность всей толщи около 300 м.

Возраст этих отложений датируется верхним подъярусом коньяка. К уже известным в этих отложениях находкам фауны (Акопян, 1973; Егоян, 1955; Ренгартен, 1959) следует добавить *Inoceramus* cf. *sublabiatus* Müll., *In.* cf. *subquadratus* Müll. (определение М.А. Пергамента), собранные нами в долине р. Хосров и свидетельствующие о позднеконьякском возрасте.

Известково-терригенная толща перекрывается известняками, в основании песчанистыми, окрашенными в красные цвета и содержащими большое количество фауны. В их подошве часто встречаются складки оползания. Эти известняки развиты повсеместно и могут служить маркирующим горизонтом. Их возраст большинством исследователей считается сантонским, а В.Т. Акопян (1973) указывает на их позднеконьякский возраст. Разрез вышележащих отложений неавтохтона хорошо изучен и детально описан в ряде работ (Акопян 1970, 1973; Геология СССР, 1970; Егоян, 1955; Ренгартен, 1959).

### Выводы

В бассейне р. Веди в разрезе верхнемеловых отложений установлены олистостромовые образования, в которых содержатся обломки пород офиолитового комплекса. Возраст олистостромовой толщи на основании ее согласного залегания с ниже лежащим известково-терригенным флишем нижнего коньяка принимается

за раннеконьякский. Такое предположение подтверждается позднеконьякским возрастом отложений, перекрывающих олистостромовую толщу и аллохтон.

Офиолитовый комплекс находится в аллохтонном залегании, слагая центральную часть Вединской синформной структуры. В его составе выделяются два покрова: нижний — эффузивно-радиоляритовый и верхний — габбро-серпентинитовый. Взаимоотношение серпентинитов и габбро с породами эффузивно-радиоляритовой серии не позволяют рассматривать их как вулканогенно-осадочную толщу, прорванную интрузиями. Эффузивно-радиоляритовая серия представляет собой не стратифицированную толщу, а деформированный комплекс, участками имеющий вид цветного меланжа. Возраст офиолитов дораннеконьякский, причем для эффузивно-радиоляритовой серии на основании приведенных выше определений фораминифер и кораллов можно более определенно говорить о юрском возрасте.

Бескорневое положение офиолитов подтверждается синформной структурой габбро-серпентинитового покрова, подстилаемого метаморфизированными породами эффузивно-радиоляритового покрова, а также выходами олистостромовой толщи в эрозивно-тектонических окнах среди офиолитов в центральной части структуры.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Любая интерпретация положения офиолитового комплекса в разрезе меловых отложений и способа их становления в первую очередь должна объяснить появление обломков офиолитов в отложениях, их подстилающих (олистостромовая толща, кровля флишеидной толщи). Этот факт служит главным критерием для оценки правомочности той или иной гипотезы. Сторонники позднемелового возраста пород офиолитового комплекса и накопления их *in situ* выделяли в составе вулканогенно-осадочных образований (хосровская свита) две толщи, замещающие друг друга в латеральном направлении: глубоководную кремнисто-вулканогенную (в нашем описании эффузивно-радиоляритовую серию) и мелководную вулканогенно-известняково-терригенную или осадочно-пирокластическую (в нашем описании олистостромовую толщу).

Естественно, что для объяснения появления обломков глубоководной толщи и осадочно-пирокластической приходилось допускать возможность переноса обломочного материала из глубоководной части трога в более мелководные участки его обрамления. Если попадание вулканогенных пород, хотя и в несомненно меньшем количестве, чем их содержится в олистостромовой толще, можно себе представить, то в отношении кремнистых пород, гипербазитов, габброидов и серпентинитов такая возможность кажется маловероятной, тем более, что в этом случае необходимо признать удивительно быструю литификацию кремнистых осадков и внедрение интрузий гипербазитов и их серпентинизацию к началу накопления вулканогенно-осадочной толщи. Кроме того, следует добавить, что в олистостромовой толще отсутствуют следы синхронной вулканической деятельности. В геологическом разрезе кремнисто-вулканогенная толща (эффузивно-радиоляритовая) перекрывает осадочно-пирокластическую (олистостромовую), а не замещает ее по простиранию.

Все эти противоречия снимаются, если принять более древний, чем раннеконьякский, возраст пород офиолитового комплекса и их аллохтонное залегание.

Столь долгое обсуждение факта нахождения обломков пород офиолитовой ассоциации в отложениях, которые офиолиты перекрывают, на наш взгляд, необходимо с методической точки зрения, так как его игнорирование приводило к серьезным ошибкам и неправильным интерпретациям возраста офиолитового комплекса и его положения в современной структуре не только для Вединской зоны, но и для Севано-Акеринской зоны, что было рассмотрено в предыдущей главе.

В заключение разберем вопрос об источнике аллохтонных масс офиолитов. Сравнение разрезов олистостромовой толщи показывает, что подводно-оползневые горизонты выклиниваются в северо-западном направлении вдоль юго-вос-

точного крыла Вединской синформной структуры. Своеобразие разреза олистостромовой толщи у с. Келанлу показывает, что со стороны северо-восточного крыла могли сползать только фрагменты синхронных мелководных отложений (эндоолистолиты и эндоолистостромы). Таким образом, возможными направлениями, откуда поступал аллохтонный офиолитовый материал, могут быть и северное и южное. Принимая во внимание мощность, литологию и стратиграфический объем сеноман-туронских отложений, свидетельствующих об углублении бассейна в юго-западном и южном направлениях, следует считать, что источник обломочно-го материала располагался к северу от Вединской зоны. Такому выводу не противоречат имеющиеся материалы по распространению офиолитов за пределами Вединского района. В западном направлении, как уже отмечалось, офиолиты вскрыты несколькими скважинами, по которым указывается только общая мощность хосровской вулканогенно-осадочной толщи (Сатиан и др., 1968). Без выделения и характеристики олистостромовых образований, пройденных этими скважинами, говорить об источнике офиолитовых покровов для всей Вединской зоны нельзя, и приходится только констатировать факт продолжения офиолитов к западу от бассейна р. Веди. В бассейне р. Джагрычай к юго-востоку от Веди в составе коньякских отложений выделяются офиолитокластовые граувакки (Сатиан, 1971). Отложения коньякского яруса делятся в этом районе на две части, разделенные резким несогласием. Нижнюю их часть (мощностью около 500 м), вероятно, следует сопоставлять с олистостромовой толщей нижнего коньяка в качестве ее фациального аналога. Верхняя толща (мощностью около 350 м) залегает трансгрессивно на нижней, а в ряде мест и на более древних образованиях и может быть аналогом верхнеконьякских отложений в бассейне р. Веди. Следовательно, в этом направлении в 75 км к юго-востоку от Веди покров офиолитов выклинивается.

Предполагая возможным северное направление транспортировки аллохтонного материала, автор дает себе отчет в том, что на основании имеющихся данных окончательное решение не может быть принято. В этом плане важным представляется вопрос о происхождении олистолитов юрских известняков. Например, если эти известняки не связаны с разрушением офиолитового комплекса, то говорить об их северном происхождении нельзя, так как в разрезе структур северного обрамления эти отложения не известны и более перспективным представляется поиск их аналогов среди мезозойских отложений южной части Альпийской области.

Закончив обсуждение фактического материала по геологическому строению Севано-Акеринской и Вединской офиолитовых зон, представляется интересным рассмотреть строение участков, которые являются непосредственным продолжением этих зон. Обе зоны в восточном направлении выклиниваются, а к западу они прослеживаются на территории Турции и соединяются в районе Эрзурума.

В этом же направлении прослеживается Сомхито-Агдамская зона, продолжением которой являются Восточные Понтиды (Леонов, 1971; Ломизе, 1970б; Хаин, 1969). Они отделяются от расположенных южнее Таврид выходами офиолитов, протягивающихся до Анкары, где Э. Бэйли и В. Мак-Колином (Baily, McCallien, 1951-1953) был выделен "анкарский меланж". В этой полосе офиолитов вулканогенные породы содержат прослой юрских и нижнемеловых известняков (Voccaletti et al., 1966b; Bortolotti, Sagri, 1968). Кроме того, о возрасте пород офиолитового комплекса можно судить по появлению обломков офиолитов в верхнеюрском флише Понтид (Voccaletti et al., 1966a), по трансгрессивному залеганию сеноманских известняков на шаровых лавах офиолитового комплекса (Bergougnan, 1975) и по нахождению в меланже флишoidalных отложений альба - нижнего сеномана, содержащих офиолитокластовые прослой. Эти данные хорошо согласуются с нашими представлениями о возрасте пород офиолитовой ассоциации и отложений, их перекрывающих.

В последние годы появились новые работы (Bergougnan, 1975; Voccaletti et al., 1966a, b; Sestini, 1972), в которых отмечается существование верхнемеловых и эоценовых олистостромовых образований, обрамляющих выходы офиолитов. Наибольший интерес для сравнения с изученными районами Малого Кавказа

представляет участок, расположенный в районе, где выделяются три самостоятельные зоны (Bergougnan, 1975): Понтийская, Таврская и Промежуточная (перидотиты Эрзинджана).

Понтийская зона является автохтоном, хотя она, так же как и Сомхито-Агдамская зона, надвинута к югу на офиолиты Промежуточной зоны (Ломизе, 19706). В составе Понтийского автохтона принимают участие метаморфические породы, пермско-каменноугольные известняки, вулканогенно-осадочные образования нижней юры, известняки верхней юры - нижнего мела, песчаники, конгломераты и известковисто-глинистые породы нижнего сенона и верхнесенонский флиш,



Р и с. 22. Схема, показывающая становление покровов относительно Понтийского и Таврского автохтонных блоков (Bergougnan, 1975)

$\varphi_1$  - Дотанетские покровы офиолитового меланжа,  $\varphi_2$  - Покров Чимендаг (нижний эоцен)

содержащий в северной части потоки базальтов, андезитов и прослойки пирокластических пород кислого состава. Различные горизонты автохтона перекрыты двумя покровами. Нижний покров залегают почти горизонтально и представляет собой типичный офиолитовый меланж, который перекрывается флишоидными и олистостромовыми образованиями танетского яруса. Верхний покров сложен известняками верхней юры - нижнего мела и известковисто-глинистыми породами нижнего сенона. Верхний покров перекрывается континентальными и морскими отложениями эоцена.

Таврская зона сложена мезозойскими платформенными известняками до маастрихского яруса включительно, которые обнажаются в горах Монзур Даг из-под покрова офиолитового меланжа.

Промежуточная зона имеет ширину 20-30 км и сложена перидотитами и габбро с блоками мраморов и известняков.

Даже столь краткий обзор строения складчатых структур Эрзинджанского района иллюстрирует очевидное сходство строения и истории развития этой территории и рассмотренных нами районов Малого Кавказа. Действительно, можно проводить параллели между Сомхито-Агдамской зоной и Восточными Понтидами, Промежуточной зоной и офиолитовыми зонами Малого Кавказа с расположенным между ними Мисханским кристаллическим массивом (к западу от Эрзинджана по простиранию Промежуточной зоны также появляются кристаллические массивы, окруженные выходами офиолитов). Вполне правомочно сопоставление Вединского района и Таврской зоны. Заслуживает внимания и сравнение схем, иллюстрирующих историю развития офиолитовых зон Малого Кавказа (см. рис. 34) и Промежуточной зоны (рис. 22). Согласно этим схемам, происходило надвигание северных автохтонных комплексов и подвигание южных, причем северное обрамление было более активным, нежели южное. Однако на фоне общего принципиального сходства в понимании строения и развития рассматриваемых регионов обнаруживаются и определенные различия, которые в основном касаются возраста олистостромовых толщ, т.е. времени становления покровов, и интерпретации современных выходов офиолитов на поверхность. Автор данной работы склонен считать все выходы офиолитов Малого Кавказа аллохтонными массивами, а Г. Бергуньян рассматривает Промежуточную зону как область корней покровов, которая сохранилась, несмотря на значительное сближение Понтийского и Таврского обрамлений. Эти различия не противоречат предлагаемой в работе истории развития офиолитовых зон Малого Кавказа (глава четвертая) и сделанным выводам, а лишь подчеркивают сложность затронутой проблемы и необходимость детального изучения отдельных регионов и сравнения их между собой.



## ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ ТОЛЩИ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН МАЛОГО КАВКАЗА

При описании геологического строения Севано-Акеринской и Вединской офиолитовых зон большое внимание было уделено осадочным образованиям, в которых заключены горизонты обвального-оползневоего происхождения. Как было видно из приведенных конкретных разрезов, горизонты оползневоего происхождения, чередуясь со слоями и пачками стратифицированных (нормально-осадочных) конгломерато-песчано-глинистых пород, слагают толщи большой мощности (до 1000 м и более). Повсеместно они тесно пространственно и генетически связаны с тектоническими покровами, сложенными офиолитами.

Подобные образования широко известны в литературе (Белостоцкий, 1967, 1970; Леонов, 1973; Обуэн, 1967; Abbate et al., 1970; Beneo, 1956; Hoedemaeker, 1973; Patrullins, 1973; Sestini, 1972). Флишоидные толщи, включающие в себя продукты подводных конседиментационных оползней, получили название "дикого флиша".

Встречающиеся среди "дикого флиша" гигантские по размерам блоки и пластины описывались как "экзотические скалы", "утесы" и "осадочные клиппы". Близки к ним известные в Венесуэле и Эквадоре выступающие гребни - "Морро" (Renz, et al., 1955).

Г. Флоресом, как это следует из работ итальянских геологов (Abbate et al., 1970), для обозначения оползневых горизонтов и оползневых тел были предложены термины олистостром и олистолиты. Под олистостромами понимаются хаотические образования оползневоего происхождения, а олистолиты являются сползшими отторженцами пород. Термины олистостром и олистолиты широко применяются в настоящее время и в первую очередь благодаря работам Э. Бенео (Beneo, 1956), Э. Аббате, В. Бортолотти, П. Пассерини (Abbate et al., 1970) и др. Дикий флиш, вероятно, следует рассматривать как частный случай олистостромовых образований (Леонов, 1973).

В своих исследованиях мы встретились со специфическими олистостромовыми образованиями, возникшими за счет разрушения и размыва офиолитов, и которые могут быть названы офиолитокластовыми олистостромами. Олистостромовые толщи, содержащие в своем составе большое количество офиолитов, описываются в Аппенинах (Abbate et al., 1970; Abbate, Sagri, 1970), Динаридах (Белостоцкий, 1967, 1970), Турции (Bergougnan, 1975; Bortolotti, Sagri, 1968) и многих других районах Альпийской геосинклинальной области.

При описании подводно-оползневых образований возникают определенные трудности терминологического характера. Олистостром и олистолит - понятия генетические, поэтому при петрографическом описании в качестве синонима олистостром С.В. Руженцевым и И.В. Хворовой (1973) было предложено употреблять слово "микстит" с добавлением названий тонкой и грубой фракций. Например, песчано-глыбовый или глинисто-глыбовый микстит. При этом отмечалось, что слово "брекчия" и "конгломерато-брекчия" часто лучше отражает характер отложений. Действительно, как мы увидим ниже, в одну группу глинисто-глыбовых микститов могут попасть образования, морфологически различные, такие, как валуново-галечные аргиллиты и конгломерато-брекчии с глинистым цементом. Поэтому в предыдущих разделах и в дальнейшем применяются названия оползневых горизонтов, отражающие внешний облик: брекчии, кон-

гломерато-брекчий, валунно-галечные аргиллиты (тиглитовидные конгломераты) и замусоренные аргиллиты.

Блоки пород, содержащиеся в олистостромовой толще, по своим размерам варьируют в широких пределах — от нескольких сантиметров до сотен метров и первых километров. В происхождении этих тел существенную роль играли гравитационные процессы, и все они могут быть отнесены к разряду олистолитов вне зависимости от их размеров. Нам представляется удобной классификация олистолитов, предложенная Гойдемакером (Hoedemaeker, 1973), согласно которой тела размером менее 5 м следует называть микроолистолитами, от 5 до 50 м — мезоолистолитами, от 50 до 100 м — макроолистолитами, от 100 до 1000 м — мегаолистолитами, а свыше 1000 м — гигантоолистолитами.

Автор не ставит своей целью проведение терминологических исследований и не стремится критически оценивать имеющиеся классификации или предлагать новый вариант. Основная задача данного раздела — рассмотреть строение олистостромовых образований.

На Малом Кавказе олистостромовые толщи в пределах офиолитовых зон впервые были установлены А.Л. Книппером (1971а,б). В этих работах описаны олистостромы в районах селений Кылычлы, Чапли, горы Малая Калабойну и в верховьях р. Мейданчай. На этих объектах было показано отличие олистостромовых образований от зон тектонического меланжа, в основу которого положены принципы, изложенные в работе К. Сю (Hsü, 1968). Главными критериями должны служить степень и характер деформаций цемента, наличие в олистостромах следов течения неконсолидированных осадков, подводно-оползневые дислокации и градационная слоистость.

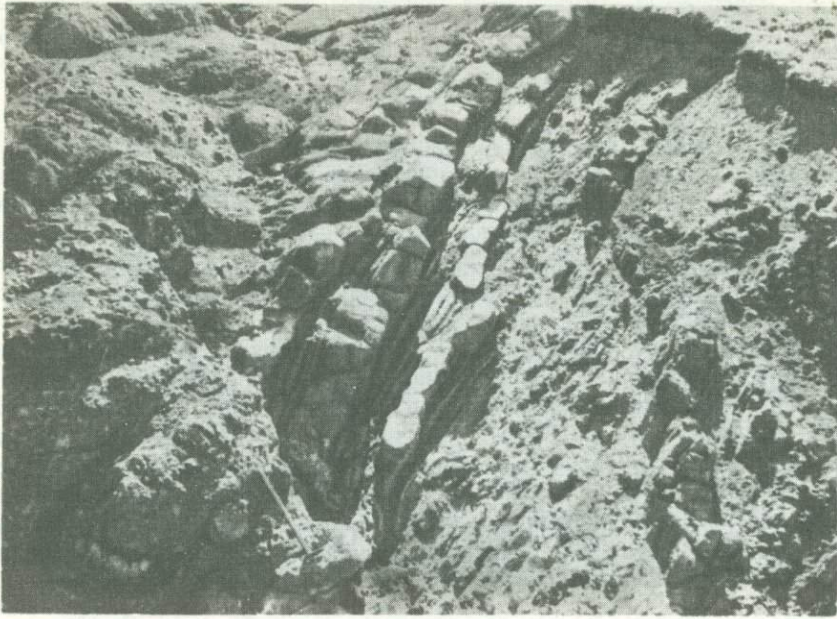
В составе тектонического меланжа содержатся блоки более молодых, чем цемент, пород, а в составе олистостромов — только более древних или синхронных времени накопления цемента. Кроме того, для офиолитовых зон Малого Кавказа дополнительным и весьма удобным при полевых исследованиях критерием может служить состав цемента: в меланже — серпентинитовый, а в олистостроме — осадочный со следами слоистости и взмучивания осадка.

Нам представляется нецелесообразным применять к олистостромовым образованиям, несмотря на их хаотическое строение, термин "осадочный меланж" (Белостоцкий, 1970) и предлагается сохранить за меланжем название только тех образований, которые имеют тектоническое происхождение. Во-первых этим будет внесено в термин "меланж" не только описательное значение, но и генетический смысл. Во-вторых, позволит избежать терминологической путаницы и излишних добавлений к слову меланж, за исключением названия состава цемента глинистый, серпентинитовый и др. В-третьих, для подводно-оползневых толщ лучше употреблять термины "олистостром" и "олистолит", которые образованы от греческого слова "olistomai" — сползание, смещение (Abbate et al., 1970).

Верхнемеловые отложения Малого Кавказа, имеющие хаотическое строение, состоят из собственно оползневых горизонтов (олистостромов) и разделяющих их стратифицированных слоев (межоллистостромовых), сложенных нормально-слоистыми породами и пачками их чередования. Вся совокупность олистостромов и межоллистостромовых слоев называется нами олистостромовой толщей (серией, комплексом).

Межоллистостромовые отложения могут чередоваться с олистостромовыми горизонтами (рис. 23) или группироваться в какой-либо части разреза, а также сменять друг друга по простирацию, и в их распределении нет определенной закономерности. Соотношение их также различное от преобладания стратифицированных пород до их полного исчезновения и замещения оползневыми горизонтами.

Межоллистостромовые отложения сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями и известняками. Конгломераты, как правило, хорошо окатанные, стратифицированные, хорошо сортированные (рис. 24), что резко отличает их от оползневых конгломерато-брекчий. Все вышеперечисленные разности прослаивают оползневые горизонты в виде однородных слоев или пачек переслаивания.



Р и с. 23. Чередование оползневых горизонтов и межоллювиальных слоев в районе с. Фингя



Р и с. 24. Стратифицированные серпентинитовые конгломераты из межоллювиальных слоев, обнажающиеся в долине р. Ипяк

В верховьях р. Акеры широкое распространение получили пачки флишоидного переслаивания, внешне не отличимые от подстилающей альб-сеноманской терригенной толщи. В полосе от горы Малая Калабойну до верховьев р. Мамеличай среди межоллювиальных слоев появляется большое количество известковистых пород: известковистые аргиллиты, песчаники, мелководные известняки с раковинами пелеципод и рудистов. Состав обломочного материала в этих разностях, как правило, офиолитовый и тесно связан с составом обломков в

оползневых горизонтах. Прекрасным примером тесной связи состава олистостромовых и межоллистостромовых слоев могут служить пачки гравелитов, песчаников, алеврито-глинистых пород серпентинитового состава среди серпентинитового олистострома в долине р. Ипяк. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен несколько ниже.

Показательны также горизонты и пачки песчано-глинистых пород, окрашенные в яркие красные цвета, прослаивающие олистолиты и оползневые брекчии красноватых эффузивов и радиоляритов. В то же время в породах межоллистостромовых слоев, особенно там, где оползневых тел мало, помимо обломков пород аллохтонного офиолитового комплекса содержится довольно большое количество обломков, образовавшихся за счет размыва материала автохтонного комплекса.

Изучение межоллистостромовых горизонтов, включенных нами в состав олистостромовой толщи (серии), позволяет восстанавливать палеогеографию и историю бассейна, в который проникал оползневой материал. Там, где объем оползневых масс незначителен, они почти не оказали никакого влияния на процесс седиментации, и межоллистостромовые слои имеют состав и характер чередования, близкий с наблюдаемыми в отложениях, непосредственно подстилающих олистостромовую толщу. В таких разрезах провести нижнюю границу олистостромовой толщи чрезвычайно трудно. В местах наибольшего сгруза подводных оползней первоначальная картина осадконакопления затушевывается.

В результате оползневых процессов образовались самые разнообразные горизонты осадочных пород, быстро изменяющиеся по простиранию. В то же время выделение этих горизонтов не представляет особого труда, так как для них характерно хаотическое внутреннее строение. Эта общая особенность, делая их легко диагностируемыми среди других осадочных толщ, часто сближает их с внешне похожими тектоническими образованиями (брекчиями, меланжем и т.д.).

Наши наблюдения позволяют выделить три типа оползневых горизонтов: брекчии, валунно-галечные аргиллиты (тиллитоподобные конгломераты) и глинистые сланцы, "замусоренные" обломками. Остановимся более подробно на характеристике каждого из выделенных типов.

Оползневые брекчии и конгломерато-брекчии или глинисто-(песчано-)галечный (брекчиевый) микстит (рис. 25, 26, см. рис. 29). Деление обеих разновидностей основано на степени окатанности обломочного материала. В конгломерато-брекчиях обломки окатаны лучше, чем в брекчиях и встречаются даже хорошо окатанные. Основная же масса обломков угловатая, неправильной формы, но со сглаженными ребрами и гранями. На поверхности обломков часто видны вмятины, царапины, борозды. По составу обломочного материала выделяются мономиктовые и полимиктовые разновидности. Встречаются мономиктовые брекчии, состоящие из каждого компонента офиолитовой ассоциации, но наиболее распространенными, пожалуй, являются брекчии габброидного, габбро-диабазового, диабазового и известнякового составов. Как правило, в мономиктовых брекчиях габброидов, имеющих внешне монотонный состав, под микроскопом удается установить, что обломки сложены разными типами габброидов: меланократовыми, лейкократовыми, мелко- и крупнокристаллическими разновидностями, габбро-пегматитами, нормальными, роговообманковыми и оливковыми габбро и др.

Среди полимиктовых брекчий встречаются брекчии, состоящие только из обломков офиолитов (офиолитокластовые) и содержащие помимо офиолитов обломки песчаников, гравелитов, алевролитов, аргиллитов альб-сеноманского возраста, мраморизованных известняков, метаморфических сланцев, офиолитокластовых известковистых гравелитов и песчаников неясного возраста. Последние довольно часто встречаются в обломках олистостромовых толщ Кылычинского типа. В полимиктовых брекчиях в разных количествах, но всегда имеющих подчиненное значение, встречаются обломки известняков, кремнистых известняков, туфогенных пород, андезитов и андезито-базальтов, вымытых из юрских толщ автохтонного комплекса.

Отторженцы альб-сеноманских пород в основном приурочены к нижней части олистостромовой толщи, и их появление связано с подводным размывом, пере-



Р и с. 25. Габбро-серпентинитовая олистостромовая брекчия, обнажающаяся в долине р. Ипяк.

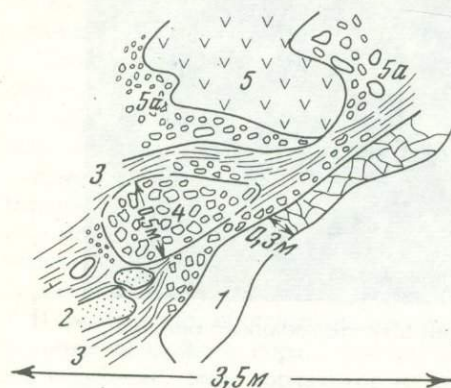


Р и с. 26. Серпентинитовая конгломерато-брекчия, обнажающаяся в долине р. Ипяк

отложением и нередко с вытеснением отложившихся осадков при движении оползневых потоков и крупных олистолитов. Наиболее характерно их появление в переходных слоях, причем встречаются обломки двух типов из уже литифицированных пород, а также мягкого пластичного неконсолидированного осадка. В последних обнаруживается нарушение слоистости и мелкие оползневые складки, среди которых наблюдаются складки с нарушением упорядоченного распределения осадка и перемешиванием материала разной размерности и состава. При оползании литифицированных слоев слоистость сохраняется, но приобретает сложную конфигурацию с частыми перерывами, пережимами и дроблением слоев.

Обломки в брекчиях скрепляются гравийным, песчаным и глинистым цементом, а также смесью, состоящей из разных сочетаний гравийно-глинистого материала. Количество цемента в брекчиях резко варьирует. Встречаются бесцементные брекчии с конформным сочленением обломков, а также брекчии, в которых цемент составляет до половины всего объема породы. Состав гравийного и песчаного цемента такой же, как и самих обломков.

Брекчии и конгломерато-брекчии имеют различную мощность от первых до сотен метров. Они образуют горизонты, линзы и бесформенные скопления внутри олистостромовых толщ. Наиболее пестрый состав и сложное внутреннее строение наблюдаются внутри мощных горизонтов. В одном таком горизонте



Р и с. 27. Валунно-глыбовые конгломерато-брекчии, обнажающиеся у с. Чорман  
Пояснения см. в тексте  
Условные обозначения см. на рис. 4

можно увидеть все вышеотмеченные особенности взаимоотношения обломочного материала и цемента.

На рис. 27 показано строение грубых валунно-глыбовых конгломерато-брекчий. Вмещающая неслоистая масса представлена зелеными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Характерно неравномерное прихотливое распределение псаммитового и пелитового материала. Но в то же время отдельные реликты слоистости показывают, что цемент обтекает обломочный материал. Во вмещающей массе (см. рис. 27, сл. 3) содержатся глыбы дибазов (1), порфиристов (5), округлые скопления псаммитового материала (2), а также округлой формы тело оползневой брекчии (4), состоящей из обломков ожелезненных эффузивов, цементированных рыхлым алевролитистым материалом красного цвета. Контуры оползневой брекчии с вмещающей массой валунно-глыбовых конгломерато-брекчий в основном резкие, но в отдельных местах граница между телом брекчий и вмещающей массой становится расплывчатой и неясной. Такие взаимоотношения могли возникнуть при сползании еще не полностью консолидированного, но в достаточной мере литифицированного горизонта оползневых брекчий вместе со всей вмещающей массой пород.

Крупные глыбы дибазов (1) и порфиристов (5) сопровождаются шлейфами (веером) обломков (5а), рассеянных в песчано-глинистом цементе; одновременно изменяется цвет цемента, что обусловлено наличием псаммитовых и алевролитовых частиц, образовавшихся за счет разрушения глыб.

Валунно-галечные аргиллиты (тилитовидные конгломераты) или глинисто-валунный микстит. Для этих пород характерно значительное количество цементирующей массы, составляющей до 40% и более всей породы. По составу цемент является песчано-глинистым и (или) глинистым. Наличие песчаного материала в цементе на первый взгляд кажется противоречащим названию валунно-галечные аргиллиты. Надо иметь в виду, что песчаный материал распределен в породе крайне неравномерно. В большинстве случаев он встречается в виде тонкорассеянной примеси среди глинистой массы или в виде скоплений, сгустков, часто приуроченных к крупным глыбам. Появление песчаной примеси связано с привнесом крупных обломков, а отлагался он или вокруг глыб, или в виде линз и прослоев среди глинистой массы. При оползании всей массы осадка произошло нарушение слоистости и песчаный материал оказался в виде неправильных скоплений. В случае, когда в оползание вовлекались уже литифицированные породы,

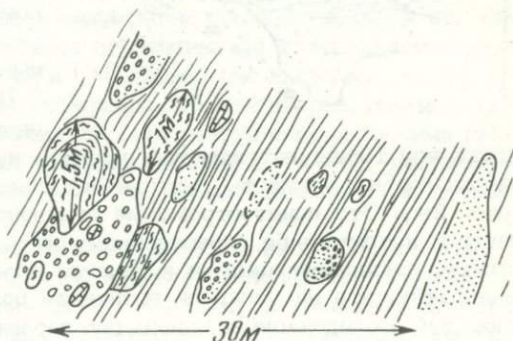
песчаники оказались в глинистой массе в виде обломков и округлых тел, составляющих характерную примесь в валунно-галечных аргиллитах.

Обломочный материал в валунно-галечных аргиллитах лучше окатан, чем в оползневых конгломерато-брекчиях и имеет чрезвычайно пестрый состав. Обломки нередко имеют уплощенную форму и вытянуты вдоль слоистости, которая обтекает их. Как правило, размер обломков в валунно-галечных аргиллитах не превышает 1-3 м. Мощность пластов валунно-галечных аргиллитов изменяется от первых до десятков метров.

Термин "валунно-галечные аргиллиты" употреблялся В.Н. Григорьевым и М.А. Семихатовым (1959) при описании своеобразных грубообломочных

Рис. 28. Глинистые породы, "замусоренные" обломками офиолитов (Алджангинская мульда)

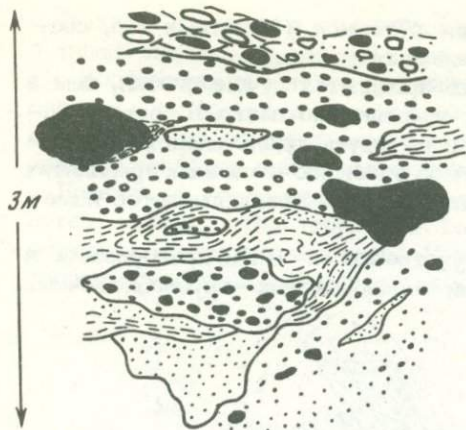
Условные обозначения см. на рис 4



отложений, имеющих внешнее сходство с тиллитами, поэтому при изложении фактического материала мы нередко прибегали к названию "тиллитовидные конгломераты" в чисто описательном значении, не внося в него генетического смысла. Отличие подводно-оползневых горизонтов от тиллитов неоднократно рассматривалось в литературе (Григорьев, Семихатов, 1959; Лукьянов и др., 1974), и останавливаться на этом вопросе излишне.

**Замусоренные аргиллиты или глинисто-галечный микстит.** Следующий выделенный нами тип оползневых горизонтов представляют собой глинистые сланцы, содержащие мелкие рассеянные обломки, близкие по внешнему облику к валунно-галечным аргиллитам. Для этих пород характерно сочетание признаков тиллитоподобных конгломератов и нормально-слоистых глинистых пород. Они являются как бы промежуточным типом между оползневыми горизонтами с хаотическим строением и межоллостромовыми слоями. Основную массу породы составляет глинистый материал, в котором как бы плавают небольшие уплощенные обломки размером от 1 см до первых десятков сантиметров. Количество обломков не превышает 10-20% всей массы породы, и рассеяны они равномерно, хотя и встречаются отдельные скопления, в которых обломки имеют довольно неправильную форму. Мощность горизонтов глинисто-галечных микститов изменяется от первых метров до 10-20 м (рис. 28).

"Замусоренные" аргиллиты часто лишены следов оползания осадка и могут быть приняты за межоллостромовые слои, и только в местах появления песчаного материала удастся обнаружить оползневые текстуры. Характерная для глинистого цемента сланцеватость, превращающая их часто в глинистые сланцы, бывает направлена косо по отношению к подошве и кровле горизонта или смята в складки. Наблюдаемая сланцеватость образовалась после консолидации осадков в результате деформаций, но ее направление часто наследует "структурный план" глинистых слоев, созданный при оползневом перемещении осадков. Однако при интенсивных деформациях, сопровождавшихся течением материала уже тектонического генезиса, первичная структура уничтожалась и приобретала характер сланцеватости, параллельной граничным поверхностям. В таких деформированных горизонтах весь обломочный материал распределялся ориентированно со следами скольжения на границе обломок - основная масса. Возникающие при этом зеркала скольжения и трещины, выполненные новообразованными минералами, следует отличать от попавших в осадок обломков с зеркалами сколь-



Р и с. 29. Внутреннее строение олистостромовой конгломерато-брекчии (р.Ипяк)  
Условные обозначения см. на рис. 4

стромовой толще встречаются участки, имеющие большую мощность, в которых наблюдаются фрагменты и различное сочетание всех вышеописанных разностей (рис. 29). Это олистостромовые горизонты сложного строения, и их нельзя отнести к какому-либо определенному типу. Они могут быть сложены оползневыми телами, накапливающимися в течение короткого промежутка времени или мгновенно, так, что не успевали возникать поверхности раздела отдельных оползней и каждый последующий оползень или перемешивался с предыдущими оползневыми массами или срезал их. Другим механизмом создания подобных сложных горизонтов может быть последующее перетложение оползневых осадков. В качестве примера рассмотрим образование слоя 1 в разрезе верховьев Кораллового оврага (см. стр. 54).

Изучение деталей этого разреза показывает, что слой 1 образовался за счет перемыва собственно олистостромовой толщи, о чем свидетельствует нахождение в виде олистолитов оползневых брекчий и мергелей. Это могло произойти при оползании крупной пластины, в результате чего подстилающие ее осадки олистостромовой толщи и мергелистых пород, которые могли быть цементом, оказались срезанными и вновь перетложенными в виде крупного оползневого месива. К моменту оползания пластины подстилающие породы были в значительной мере консолидированы и в перетложенном состоянии оказались не в виде бесструктурной массы, а в виде обломков и олистолитов.

Среди осадочных горизонтов оползневого происхождения располагаются блоки, массивы горных пород, сползших в бассейн осадконакопления. Состав их существенно офиолитовый и в олистолитах известны все разности пород офиолитового комплекса, а также породы, принадлежность которых к офиолитовой ассоциации не может быть доказана: метаморфические сланцы, слюдястые песчаники, мраморизованные известняки. Особое место занимают продукты уже деформированного офиолитового комплекса. В первую очередь к ним следует отнести крупного размера олистолиты серпентинитового меланжа, метаморфизованные породы эффузивно-радиоларитовой серии, тектонические брекчии серпентинитов, габброидов, диабазов, известняков и др.

Помимо этих обломков среди олистолитов встречаются отторженцы, сложенные породами из подстилающих альб-сеноманских (или сеноман-туронских в бассейне р. Веди) отложений, а также блоки пород, синхронных накоплению олистостромовой толщи (эндоолистолиты). Среди последних следует различать перетложенные межоллистостромовые горизонты и перетложенные оползневые горизонты. Несмотря на предшествующую литификацию, в таких олистолитах все же удается видеть текстуры, близкие к оползневому течению осадка.

Важное место среди эндоолистолитов занимают породы, принесенные с мелководных участков. Они очень широко развиты в Вединской зоне, и их появление позволяет реконструировать палеогеографию бассейна. Наличие обломков офиолитов в известняках, слагающих эндоолистолиты, свидетельствует о размыве офиолитовых масс, выходящих на дневную поверхность.



Олистолиды имеют вокруг себя шлейфы обломочного материала того же состава, что и сами олистолиды. Нередко шлейфы со всех сторон окружают олистолиды и они оказываются как бы "в рубашке" обломочного материала (рис. 30). Для боковых шлейфов характерно, что по мере удаления от олистолида обломки уменьшаются в размере и становятся лучше окатанными. Одновременно более пестрым становится также состав обломков. Вырисовывается определенный фациальный ряд: олистолит – мономиктовые брекчии – мономиктовые конгломерато-брекчии – полимиктовые конгломерато-брекчии – вмещающие осадки. Наиболее полно такой фациальный ряд нами изучался на примере серпентинитов в бассейне р. Ипяк.

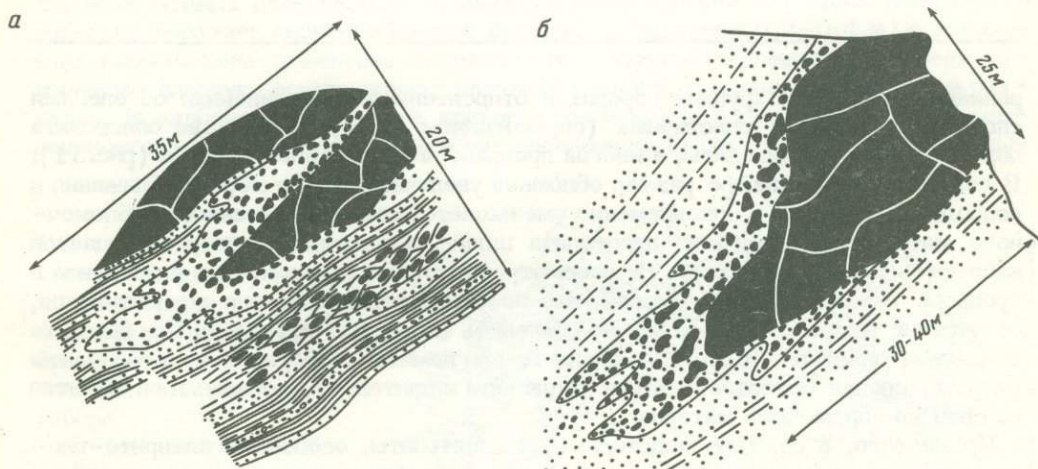
Результаты химических анализов типичных осадочных пород серпентинитового состава приведены в таблице. Анализ химического состава показывает, что осадочные породы отличаются от массивных серпентинитов повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , а также  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ . Изменение химического состава связано с засорением серпентинитового материала зернами кварца, плагиоклаза, эпидота и других минералов, поступавших за счет разрушения различных габброидов и гидротермально измененных гипербазитов. Кроме того, увеличение кремнезема, глинозема и щелочей связано с новообразованными глинистыми минералами. (Градусов и др., 1975).

В массивных серпентинитах и грубых конгломерато-брекчиях в составе тонкой фракции ( $<0,001$  мм) содержатся только минералы серпентинитовой группы – в основном лизардит и в меньшем количестве антигорит, а глинистая фракция серпентинитовых песчаников представлена серпентинитово-тальковыми минералами с небольшой примесью смешанослойной хлорит-монтмориллонитовой фазы. Эти песчаники образовались за счет разрушения серпентинитовых массивов, подвергшихся гидротермальным изменениям.

Химический и минералогический состав алевролитов и аргиллитов показывает, что в глинистой фракции появляются монтмориллонит и смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования.

Таким образом, в более тонких литологических разностях наблюдается замещение серпентинитового материала глинистыми минералами, такими, как хлорит, смешанослойный хлорит-монтмориллонит и монтмориллонит. Новообразованные глинистые минералы образуются за счет засорения продуктов разрушения серпентинитов силикатами и аллюмосиликатами.

Олистолиды имеют вытянутую форму с довольно плоской и неровной верхней поверхностью и выпуклой нижней. Подошва олистолида неровная и как бы зазуб-



Р и с. 30. Олистолиды серпентинитов, окруженные шлейфами серпентинитовых брекчий (а – в долине р. Ипяк (в плане); б – у с. Ипяк)

Условные обозначения см. на рис. 4

Химический состав обломочных серпентинитовых пород  
из юго-восточной части Сарыбабинского синклинария

Окислы	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	38,42	49,99	41,20	53,80	55,82
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,13	0,26	0,68	1,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	0,26	2,76	10,75	11,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,12	3,53	3,48	3,08	4,59
FeO	1,71	3,86	3,60	4,21	2,31
MnO	0,17	0,40	0,10	0,07	0,04
MgO	36,04	31,17	33,26	12,26	9,57
CaO	0,97	-	1,27	3,83	2,79
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,25	0,10	1,98	1,46
K <sub>2</sub> O	0,04	0,10	0,13	1,51	2,60
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,66	8,57	10,60	4,82	4,97
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,12	1,64	2,62	1,66	2,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0,06	0,02	0,05	0,05
CO <sub>2</sub>	0,32	-	0,14	0,84	0,38
C	0	0	0	0,16	0
Сумма	99,70	99,96	99,54	99,70	99,92

Примечание: 1 - серпентинит лизардитового состава из крупного олистолита; 2 - песчаник из обломков серпентинита (анализ пересчитан на бескарбонатное вещество); 3 - аргиллит, содержащий алевритистую примесь серпентинита; 4 - аргиллит, содержащий алевритистый материал серпентинитов, кварца, эпидота и др.; 5 - алевролит, содержащий зерна серпентинита, кварца, плагиоклазов, эпидота и др.

ренная в твердых и хрупких породах и относительно прямолинейная со следами скольжения в более пластичных (серпентиниты и др.). В подошве олистолита породы сильно трещиноваты, а иногда превращены в сплошные брекчии (рис. 31). В подстилающем шлейфе размер обломков увеличивается по мере приближения к подошве олистолита и одновременно уменьшается степень окатанности обломочного материала. В подошве олистолита шлейф обломочного материала удается наблюдать далеко не всегда. Не рассматривая случай выдавливания олистолита в процессе складчатых деформаций, что особенно характерно для серпентинитов, отсутствие нижнего шлейфа можно объяснить скоростью сползания. При быстром сползании олистолит часто выпихивает ил или ложится на более низкие горизонты разреза, срезая слоистость, а при медленном и длительном сползании он ложится на свой же обломочный материал.

Кроме того, в породах, подстилающих олистолиты, особенно в алеврито-глинистых разностях, появляются следы течения осадка и сланцеватость, а в плотных разностях наблюдаются будинаж и разлинзование. Интенсивность этих явлений тесно связана с размерами и мощностью олистолитов.

При рассмотрении разрезов Севано-Акеринской зоны нами описывались растащенные прослои песчаников и мергелей в кровле флишоидной толщи альбсеноманского возраста, при этом отмечалось, что особенно интенсивно эти

явления видны там, где разрез олистостромовой толщи начинается с крупных олистолитов. В результате нередко создавалось впечатление о несогласном залегании олистостромовой толщи на альб-сеноманских отложениях. Более того, контакты, где крупные протяженные олистолиты лежат на разных горизонтах подстилающих отложений, интерпретировались как следы размыва. Однако подобные взаимоотношения образовались при выпаживании и выбросе осадков из-под сползших олистолитов, а выброшенный или вновь отлагался перед фронтом олистолита. В результате образовался своеобразный характер перехода от флишоидной толщи к олистостромовой, при котором офиолитовый материал оказался перемешанным с нижележащими осадками. Подобный переход, а также случаи "засорения" подстилающих осадков офиолитовым материалом с постепенным увеличением количества и размера обломков вверх по разрезу позволяют говорить о постепенном переходе от подстилающих отложений к олистостромовой толще, что является одной из главных ее особенностей.

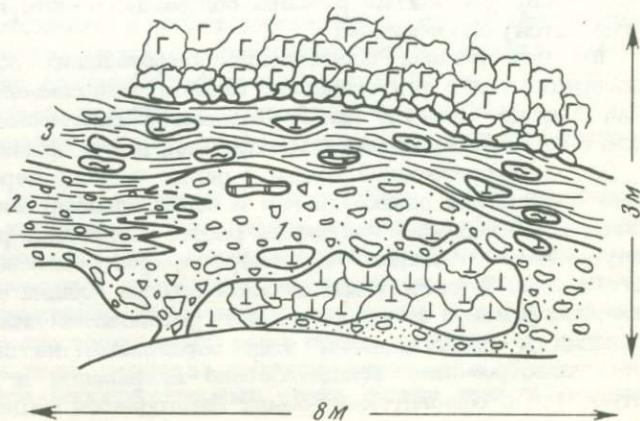
Кровля олистолитов изобилует карманами, языками и затеками перекрывающих осадков. В них разбросаны многочисленные развалы и отторженцы олистолита. На рис. 32,а показан характер верхнего контакта олистолита. Олистолит серпентинитов с конгломератовидной текстурой и вмещающие отложения смяты в антиклинальную складку. На неровной поверхности серпентинитов залегают осадочные брекчии (см. рис. 32,а слой 1), состоящие из обломков (до 10-15 см) серпентинитов и офикальцитов. Обломки погружены в сланцеватый бурый и зеленоватый известковистый цемент, причем сланцеватость обтекает крупные обломки. Цвет цемента зависит от цвета серпентинитов (зеленые, темно-серые и др.), которые встречаются в виде мелких обломков, листочков и пластинок среди карбонатного материала. Многие обломки ультраосновных пород карбонизированы, и их граница с цементом приобретает неясные очертания. Мощность серпентинитовых брекчий 20-40 см. Вышележащий слой (2) имеет более пестрый состав. Наряду с обломками разнообразных ультраосновных пород много обломков известняков, количество которых может достигать 50%. Этот слой известково-серпентинитовых брекчий (мощностью до 40-80 см) перекрывается светло-серыми органогенно-обломочными известняками.

На рис. 32,б показан контакт серпентинитового олистолита и перекрывающих осадков. Между массивными серпентинитами (1) и осадочным горизонтом (3) расположены серпентинитовые сланцы (2), тонкочешуйчатые и листоватые, образованные, вероятно, в результате рассланцевания массивных серпентинитов. Их нижняя граница с массивными серпентинитами неровная, извилистая. Мощность серпентинитовых сланцев 0,2-0,5 м. Выше на извилистой, но гладкой поверхности залегают горизонт серпентинитовых брекчий (мощностью 0,2-0,4 м) с осадочным карбонатным цементом. Большинство обломков серпентинитов имеет удлиненную плоскую форму серпентинитовых сланцев, попавших в породу при размыве. В карбонатном цементе крайне неравномерно рассеяны песчинки серпентинитов или линзы серпентинитовых песчаников. Выше лежат серпентинитовые

Р и с. 31. Зарисовка участка олистостромовой толщи. Видны переходы отдельных разностей и брекчированная подошва олистолита, сложенного габбро

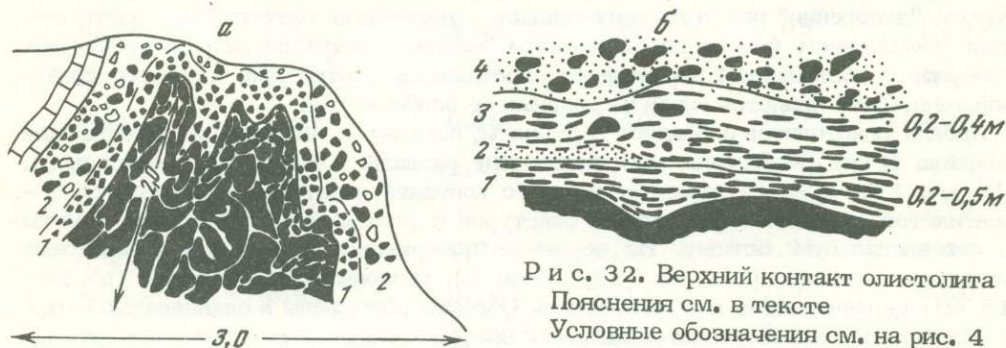
1 - конгломератобрекчии; 2 - "замусоренные" аргиллиты; 3 - тиллигоподобные конгломераты

Условные обозначения см. на рис. 4



конгломерато-брекчии (4). Обломки в них, как окатанные, так и угловатые, состоят из в различной степени серпентинизированных гипербазитов и расположены в карбонатном цементе, содержащем раковинный детрит. Мощность серпентинитовых конгломерато-брекчий 5 м. Выше лежит олистолит радиоляритов, который по простиранию на расстоянии 15–20 м срезает все вышеописанные осадочные слои и ложится прямо на массивные серпентиниты.

Довольно часто олистостромовая толща на больших пространствах представляет собой сплошное хаотическое нагромождение олистолитов (рис. 33). Мы предлагаем выделять их под названием олистолитовой фации олистостромовой толщи. При картировании таких участков возникают определенные трудности,



Р и с. 32. Верхний контакт олистолита  
Пояснения см. в тексте  
Условные обозначения см. на рис. 4

главная из которых вызвана тем, что не возможно установить общее количество олистолитов, особенно, когда олистолиты имеют близкий состав или ложатся друг на друга без разделения горизонтами осадочного происхождения. Например, в районе с. Чапчи по левому берегу р. Левчай в мощных свалах пород эффузивно-радиоляритовой серии не только не удастся установить количество олистолитов, но даже решить вопрос – один ли этот олистолит. В таких случаях необходимо тщательное прослеживание по простиранию границ разных пород. Как правило, удается обнаружить небольшие линзы и примазки осадочных пород, разделяющих олистолиты. Они могут сохраниться вдоль границы олистолитов в виде небольших (до 0,5 м) линз, в карманах кровли олистолитов, а также по их простиранию в виде боковых шлейфов.

Необходимо отметить, что в олистостромовой толще среди нормально-осадочных горизонтов в слоях грубозернистых песчаников, гравелитов, конгломератов и их переслаивания нередко наблюдается распределение обломочного материала, обратное градационной слоистости (к кровле слоев увеличивается размер обломков). Между отдельными разностями нет четких поверхностей напластования, они накапливались в ходе непрерывного поступления обломочного материала в течение короткого промежутка времени. Такие пачки с "обратной градационной слоистостью", как правило, разделяют отдельные олистолиты. Их "ритм" в сторону увеличения размера обломочного материала заканчивается (перекрывается) олистолитом.

При интенсивных последующих деформациях породы олистолитовой фации превращаются в тектонический меланж, тем самым скрывается их первоначальная природа. Поэтому при картировании офиолитовых зон олистостромовые толщи, сложенные крупными олистолитами, могут приниматься за меланж.

Для олистостромовой толщи в целом типично чередование всех вышеописанных фациальных разностей как в вертикальном, так и в латеральном направлениях. Приведенные в настоящей работе конкретные разрезы дают характеристику внутреннего строения олистострома, распределения обломочного материала, его состав и состав вмещающей массы. Общие закономерности, а также тип олистостромовой толщи могут быть установлены лишь при геологическом картировании и прослеживании этих образований на значительных пространствах.

Олистостромовые толщи Севано-Акеринской и Вединской зон по составу относятся к офиолитокластовым. Наблюдается общее увеличение размера обло-

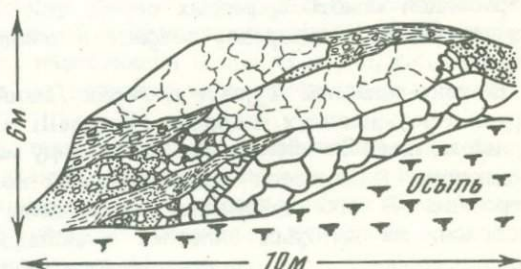
мочного материала, олистолитов и появление олистолитовой фации в верхней части олистостромовой толщи.

Олистостромовые толщи Вединской и Севано-Акеринской офиолитовых зон занимают вполне определенное стратиграфическое положение, и эти вопросы были подробно разобраны в первой и второй главах.

В Севано-Акеринской зоне имеющиеся данные свидетельствуют о том, что олистостромовая толща образовалась в сеноман-раннесенонское время. Однако мы не исключаем, что ее формирование происходило и в более короткие интервалы времени, а начало и окончание оползневых процессов могли изменяться в латеральном направлении. В Вединской зоне накопление олистостромовых толщ

Р и с. 33. Зарисовка, иллюстрирующая характер нагромождения олистолитов и их взаимоотношения с вмещающей массой

Условные обозначения см. на рис. 4



началось позднее и охватывало более короткий промежуток времени в конце раннего коньяка.

В структурном отношении олистостромовые толщи Вединской и Севано-Акеринской офиолитовых зон также занимают вполне определенное положение. В обеих зонах они венчают разрез автохтонного комплекса и перекрываются аллохтонными массами офиолитов. Там, где покровы офиолитов размыты или выклиниваются, отложения неавтохтона ложатся непосредственно на олистостромовую толщу.

Повсеместно олистостромовые толщи залегают согласно с постепенным переходом на подстилающих породах, которые могут быть отнесены к разряду флишевых отложений. Однако в отличие от "дикого флиша", для которого характерно чередование подводно-оползневых горизонтов и пачек флишеидного переслаивания, с началом накопления олистостромовой толщи флишеидный характер отложений, вмещающих оползневые горизонты (межоллистостромовые слои), исчезает.

Отложения неавтохтона залегают трансгрессивно с разрывом на автохтонном и аллохтонном комплексах. В Севано-Акеринской зоне между неавтохтоном и автохтоном устанавливается резкое угловое несогласие. Породы неавтохтона перекрывают покровно-складчатую структуру, сложенную автохтонным и аллохтонным комплексами.

В Вединской зоне между автохтоном и неавтохтоном столь резкого несогласия не устанавливается, а несогласие между породами аллохтона и верхнеконьякскими конгломератами вызвано сложными деформациями офиолитового комплекса, предшествовавшими становлению покрова. Автохтонный, аллохтонный и неавтохтонный комплексы были смяты в общую синформную структуру в послемеловое время.

Олистостромовая толща (серия, комплекс) представляет собой осадочное образование с характерным хаотическим внутренним строением, обусловленным подводно-оползневыми процессами. Формирование олистостромовой толщи неразрывно связано с тектоническими движениями, приводящими к перемещению масс в горизонтальном направлении. Взаимосвязь осадочных и тектонических процессов при формировании олистостромовых толщ очевидна, и, поэтому не следует относить к олистостромовым сериям те подводно-оползневые образования, в которых не обнаруживается непосредственная связь между тектоническими

движениями и осадконакоплением. При этом под тектоническими движениями имеются в виду не отдельные явления и события, например землетрясения, разрывы и другие, которые могут быть "спусковым механизмом" формирующихся подводно-оползневых тел, а определенные изменения в истории развития того или иного участка земной коры, возникшие в ходе геосинклинального процесса.

\* \* \*

Заканчивая характеристику офиолитокластовых олистостромовых толщ Малого Кавказа, целесообразно обратиться к сравнению с другими районами Альпийской области, где развиты подобные образования. Наибольший интерес представляют соседние районы Ближнего и Среднего Востока. Мы ограничимся краткой характеристикой олистостромовых серий, так как нас в первую очередь интересует их положение в разрезе, возраст и взаимоотношение с тектоническими покровами.

В юго-западной Турции в горах Ликийского Тавра установлено несколько групп тектонических покровов (Bernoulli et al., 1974; Brunn et al., 1970). В одной из них (Ликийские покровы) между верхним перидотитовым покровом и автохтоном выделяется промежуточный комплекс покровов, имеющий сложное строение. В его основании расположены карбонатные отложения палеозоя и мезозоя, на которых залегает флишеидная толща (мощностью до 100 м) позднетуронского - раннесенонского возраста, представленная чередованием песчаников и конгломератов. В конгломератах встречаются обломки слюдистых сланцев, кварцитов, кварца, слюд, полевых шпатов, хлоритов, а также диабазов, шаровых лав и известняков. Разрез венчается толщей дикого флиша (мощностью до 200 м). Дикий флиш (олистостром) сложен глинами, алевролитами и песчаниками с многочисленными блоками (олистолитами) известняков, в том числе и кампан-маастрихтскими. В верхней части дикого флиша в олистолитах содержатся породы вышележащего покрова диабазов, который представляет собой типичный цветной меланж, состоящий из диабазов, радиоляритов, кремнистых известняков, глоботрункановых известняков и метаморфических пород.

К востоку от Ликийских покровов расположен аллохтонный комплекс Бейшехир-Хойран, залегающий на лютетском флише (Brunn et al., 1970). В составе аллохтона выделяются четыре покрова. Нижний покров сложен терригенными и известковистыми породами палеозоя, которые трансгрессивно перекрываются карбонатными породами мезозоя, имеющими в верхней части кампанский возраст. На мергелисто-известковистых породах кампанского яруса залегает олистостромовая толща кампана-маастрихта. Она состоит из мергелисто-глинистой вмещающей массы, в которую заключены олистолиты (размером от 0,1 до 1000 м) метаморфических, вулканогенных и осадочных пород. В олистолитах можно видеть все разности пород, слагающих вышележащие покровы.

В Восточном Тавре среди отложений автохтона залегает олистостром Бесни, образование которого связано со становлением гравитационного покрова Кеван в течение кампана - раннего маастрихта (Rigo de Righi, Cortesini, 1964). Покров Кеван имеет сложное строение, и в его составе выделяются три самостоятельных комплекса, один из которых (комплекс Джермин) представлен породами офиолитовой ассоциации, содержащимися в большом количестве в олистостроме Бесни. Интересно описание комплекса Пердесо, состоящего из тектонизированной, чешуйчатой разноцветной глинистой массы с прослоями кремнистых и известковистых пород и экзотических блоков мезозойских известняков и изверженных пород. Возраст глинистых пород датируется нижним и верхним мелом. Вполне вероятно предположить, что комплекс Пердесо представляет собой олистостромовую толщу. Аллохтонный комплекс Восточного Тавра перекрывается отложениями верхнего маастрихта.

В Северной Анатолии помимо олистострома танетского яруса, описанного Бергуньяном в районе Эрзинджана (Bergougnan, 1975), в ряде работ отмечается существование верхнемеловых домаастрихтских олистостромовых толщ (Bortolotti, Sagri, 1968; Sestini, 1972).

В Загросе покровы офиолитов залегают на сеноман-туронских известняках автохтона (Rico, 1968). Причем туронские отложения в верхней части приобретают обломочный характер и содержат олистолиты радиоляритов. Автохтонный комплекс перекрывается известняками верхнего сенона. Кроме того, в Северном Иране в районе г. Сабзеvara наряду с типичным серпентинитовым меланжем (Книппер, 1975) развиты олистостромовые образования, примером которых может служить меловой флиш с ультраосновными породами и экзотическими блоками известняков и вулканогенных пород, описанный Г. Ферстером как один из типов цветного меланжа (Förster, 1968).

Вряд ли необходимо продолжать дальнейшее рассмотрение подобных примеров, среди которых можно считать уже ставшие классическими описания олистостромовых толщ Аппенин (Abbate et al., 1970) и Динарид (Белостоцкий, 1967, 1970). Отметим лишь, что среди "дикого флиша" Динарид И.И. Белостоцким (1967) описываются терригенные отложения сеноманского и туронского ярусов, содержащие отторженцы гипербазитов, известняков и других пород, т.е. офиолитокластовые олистостромы, близкие по возрасту к рассмотренным в данной работе.

Приведенные примеры достаточно ясно показывают, что установленные закономерности строения офиолитовых зон Малого Кавказа являются типичными для всей Альпийской области. В течение позднего мела в разных районах Альпийской области происходило становление офиолитовых покровов, сопровождающееся накоплением офиолитокластовых олистостромовых толщ.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН МАЛОГО КАВКАЗА

В этой главе на основании всего фактического материала, изложенного в предыдущих разделах, будет сделана попытка воссоздать историю развития офиолитовых зон и окружающих их структур Малого Кавказа.

В структуре Севано-Акеринской и Вединской офиолитовых зон аллохтонный комплекс сложен породами офиолитовой ассоциации, которым не находится аналогов среди известных осадочных и магматических образований автохтонного комплекса и окружающих структур Сомхито-Агдамской, Карабахской, Кафанской и других зон. Следовательно, необходимо предположить, что в мезозое на территории Малого Кавказа существовала самостоятельная тектоническая зона, в которой сформировался офиолитовый комплекс пород.

Весь изложенный в работе фактический материал показывает, что офиолитовый комплекс имеет доальпийский возраст. При этом древний возраст гипербазитов и габбро доказываются радиологическими данными (Книппер, 1975; Морковкина, Арутюнян, 1971).

Эффузивно-радиоляритовая серия, как показывают находки кораллов и фораминифер, имеет средне- и позднеюрский возраст, а ее верхняя часть, сложенная существенно кремнистыми породами (яшмы, радиоляриты, кремнистые известняки), на основании определений радиолярий датируется поздней юрой — ранним мелом.

Хотя ни в Севано-Акеринской, ни тем более в Вединской зонах мы не встречаем единого разреза пород офиолитовой ассоциации, все же по отдельным сохранившимся фрагментам и главным образом на основании сравнения с другими районами Альпийской области (Книппер, 1975; Abbate et al., 1970) удается восстановить их последовательность. В основании офиолитового комплекса залегают гипербазиты, в разной степени серпентинизированные, на которых с постепенным переходом (зона полевошпатовых пород) залегают габброиды и метавулканыты. Этот комплекс ультраосновных и основных пород кроется эффузивно-радиоляритовой серией, в породах которой встречаются обломки меланократового фундамента.

В последние годы многие исследователи (Книппер, 1975; Мурс, Вайн, 1973; Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972; Gass, 1968; и др.) указывали на сходство пород офиолитовой ассоциации с разрезами дна океана. Тожество разрезов, сложенных офиолитами, с разрезом коры океанического типа приводит к выводу, что породы офиолитовой ассоциации, в настоящее время располагающиеся внутри складчатых областей с континентальным типом строения земной коры, являются реликтами океанической коры геологического прошлого (Пейве и др., 1971, 1972). Это положение заставляет допускать существование мезозойского бассейна (бассейнов) с океаническим типом строения земной коры на юге Альпийской области.

Относительно образования мезозойских эвгеосинклинальных прогибов в Альпийской области имеются две точки зрения.

Одна из них, наиболее полно изложенная в работах А.В. Пейве (1969), предполагает существование в начале мезозоя к югу от герцинских складчатых сооружений океанического бассейна (Тетис) с габбро-перидотитовым докембрийским фундаментом. В конце юры — начале мела океан Тетис оказался перекрытым кристаллическими массами Африкано-Аравийской платформы.



Общим для сторонников другой точки зрения является признание новообразования мезозойских геосинклинальных прогибов, которые одни исследователи считают заложившимися на континентальной коре (Архипов, 1972; Казьмин, 1966; Казьмин, Кулаков, 1965; Муратов, 1962; Паффенгольц, 1971), а другие — на океанической (Казьмин, 1971; Книппер, 1975; Хаин, 1970; Bortolotti, Passerini, 1970).

В настоящее время нет каких-либо достоверных данных, которые указывали бы на существование в южной части Альпийской геосинклинальной области океанического бассейна в палеозойское время. Однако на юге Альпийской области распространены крупные массивы байкальского складчатого основания, перекрытые карбонатным чехлом палеозоя и мезозоя (Муратов, 1969, 1971; Штеклин, 1966). Такие массивы (Киршехирский, Мендересский, Даралагезский и др.), вероятно, представляют собой части Африкано-Аравийской платформы (Белов, 1967; Штеклин, 1966).

Следовательно, можно полагать, что к началу мезозоя на большей части Альпийской области в пределах Турции, Ирана, Малого Кавказа существовала кора континентального типа.

Образование эвгеосинклинальных прогибов с корой океанического типа большинство исследователей объясняют процессами растяжения (Белов, Соколов, 1973; Книппер, 1975; Муратов, 1969; Хаин, 1970; Bortolotti, Passerini, 1970), но относительно морфологии прогибов — были ли это узкие трюги или широкие океанические бассейны, сравнимые с современными океанами, — мнения расходятся.

Процессы растяжения, охватившие Альпийскую область, сопровождавшиеся перераспределением гранитно-метаморфического слоя и разрывом его, начались в триасе. Об этом свидетельствует появление поздне триасовых базальтовых океанических серий на о-ве Кипр (Henson et al., 1949), в Турции (Guerin-Franjatte, Juteau, 1970; Margoux, 1970), Сирии (Казьмин, Кулаков, 1965). В юрское время продолжалось расширение океанических бассейнов и возникновение новых. Имеющиеся данные о различном возрасте эффузивно-радиоляритовой серии в разных частях Альпийской складчатой области подтверждают некоторую разновременность начала возникновения океанических бассейнов.

В пределах Малого Кавказа, судя по нашим данным, можно уверенно говорить о существовании развитого бассейна (прогиба) с корой океанического типа в поздней юре. Этот бассейн прослеживался в западном направлении в пределах Северной Анатолии, что подтверждается находками верхнеюрской фауны в линзах известняков среди подушечных лав в районе г. Эрзурум (Bortolotti, Sagri, 1968), а также находками нижнеюрской и среднеюрской микрофауны в осадочных прослоях среди вулканитов офиолитовой ассоциации в районе г. Анкары (Voccaletti et al., 1966 b).

Возраст и условия накопления эффузивно-радиоляритовой серии офиолитовой ассоциации позволяют восстановить особенности уже развитого бассейна с корой океанического типа. О его начальных этапах можно судить, обратившись к соседним районам, где развиты комплексы пород, отвечающие ранним стадиям развития. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал (Белов, Соколов, 1973) показывает, что апаранская серия, расположенная среди кристаллических комплексов Мисханского массива, является реликтом мезозойской океанической коры. В основании апаранской серии залегает толща измененных диабазов с повышенной целочностью. Средняя часть разреза представлена глинистыми сланцами с прослоями песчаников, алевролитов и мелкообломочных конгломератов. Выше залегает мощная толща вулканогенных пород диабазового состава с прослоями туфогенных и кремнисто-туфогенных пород. Формирование апаранской серии, согласно нашим представлениям, отвечает ранним этапам развития эвгеосинклинальных прогибов и разрушения гранитно-метаморфического слоя.

С началом растяжения еще до полного уничтожения сиалического слоя связаны первые вулканические извержения (щелочные диабазы, кислые туфы) и внедре-

ние многочисленных даек диабазов. На близкое присутствие и размыв гранитно-метаморфического слоя в начальные этапы развития указывают встреченные в диабазах оплавленные обломки кварца и метаморфических пород и состав обломочного материала (зерна кварца, калиевых полевых шпатов, гранитов, метаморфических пород) осадочных пород в нижней части разреза апаранской серии. Появление продуктов кислого вулканизма объясняется или ассимиляцией основной магмой сиаля или возникновением мелких самостоятельных очагов на границе гранитно-метаморфического и базальтового слоев. Интенсивный магматизм (свита верхних диабазов) и продолжающиеся растяжения привели к образованию в центральной части прогиба коры океанического типа.

Следовательно, в результате общего растяжения на юге Альпийской области образовался обширный океанический бассейн или несколько бассейнов, разделенных участками с гранитно-метаморфическим слоем. Наиболее крупные кристаллические массивы, вероятно, представляли собой микроконтиненты, а мелкие участки оказались переработанными в океаническую стадию развития и встречаются в составе серпентинитового меланжа (урочище Аджарис, район с. Кылычлы и др.).

Дальнейшую историю бассейнов с корой океанического типа мы рассмотрим на конкретном примере развития Севано-Акеринской зоны. При этом мы ограничимся характеристикой только океанической и переходной стадий, которые проходят в своем развитии любая складчатая область, возникшая на месте эвгеосинклинали (Пейве и др., 1971, 1972).

Наши исследования показали, что в северной части Малого Кавказа существовала самостоятельная тектоническая зона, в которой и сформировался офиолитовый комплекс пород. Эта зона, которую мы называем Тутхунской (Книппер, Соколов, 1975), представляла собой довольно обширный морской бассейн, являющийся частью океана Тетис, где на меланократовом фундаменте (гипербазиты, габброиды, плагиограниты, метавулканыты) накапливались породы эффузивно-радиоляритовой серии. Бассейн был довольно дифференцированным с внутренними поднятиями, являющимися источниками обломочного материала (рис. 34). Одни из поднятий представляли собой выходы меланократового фундамента, а другие - вулканические постройки, на которых выросли массивы рифовых известняков.

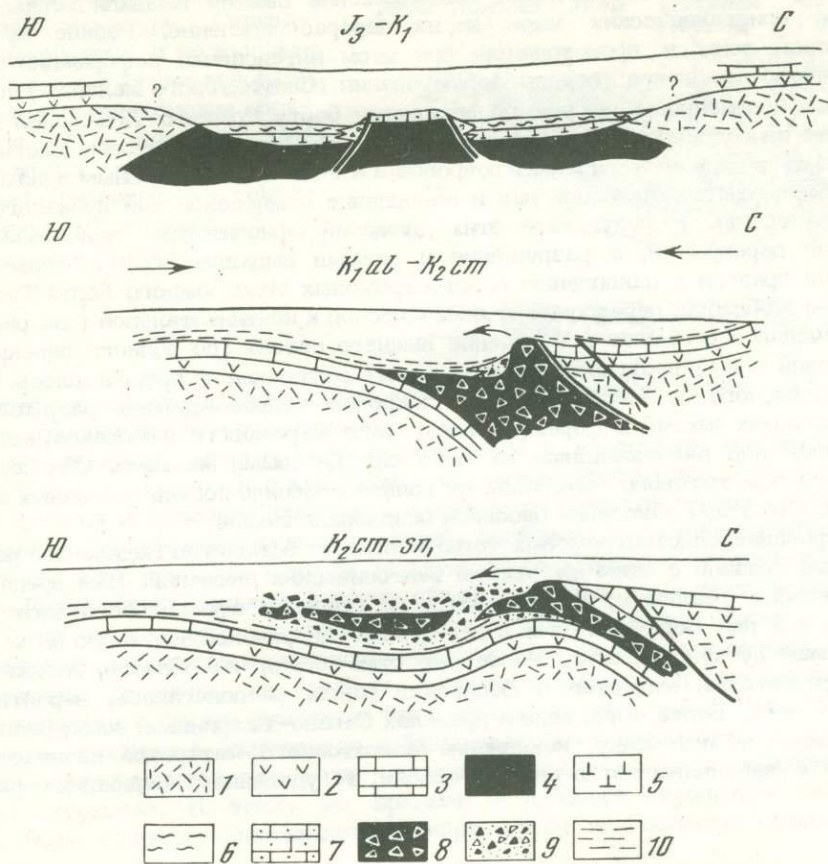
Тутхунская впадина с океаническим типом разреза земной коры отделялась от участков с гранитно-метаморфическим слоем и вулканических гряд (Сомхито-Агдамская, Карабахская и Кафанская зоны) переходными зонами - Сарыбабинской (Южная подзона) и Тоурагачайской (Северная подзона).

В строении эффузивно-радиоляритовой серии Тутхунской зоны и юрских вулканических гряд наблюдаются общие тенденции в характере и интенсивности вулканизма. Нижние части их разрезов характеризуются интенсивным вулканизмом, хотя и различающимся по составу. В океаническом бассейне спилито-диабазовые и спилит-кератофировые вулканогенные толщи, а в Сомхито-Агдамской, Карабахской и Кафанской зонах - дифференцированные андезит-базальтовые серии. Верхняя часть разрезов Тутхунской зоны сложена кремнистыми породами и пелагическими микритовыми известняками, а в пределах вулканических гряд на андезит-базальтовых толщах средней и верхней юры залегают кремнистые и органогенные известняки более мелководных фаций.

В Сомхито-Агдамской, Карабахской и Кафанской зонах интенсивный андезит-базальтовый вулканизм сопровождался внедрением интрузий плагиогранитов (байос) и пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации (кимеридж - неоком).

Следовательно, в латеральном направлении эффузивно-радиоляритовая серия океанической стадии развития сменялась породами андезит-базальтовых серий и участками, где продолжалось наращивание гранитно-метаморфического слоя.

В конце неокома в результате тектонического раздавливания Тутхунской впадины породы офиолитового комплекса были превращены в серпентинитовый меланж (стадия мономиктового меланжа) и переместились в направлении



Р и с. 34. Схема, иллюстрирующая историю развития гипотетической Тутхунской зоны (масштаб не выдержан)

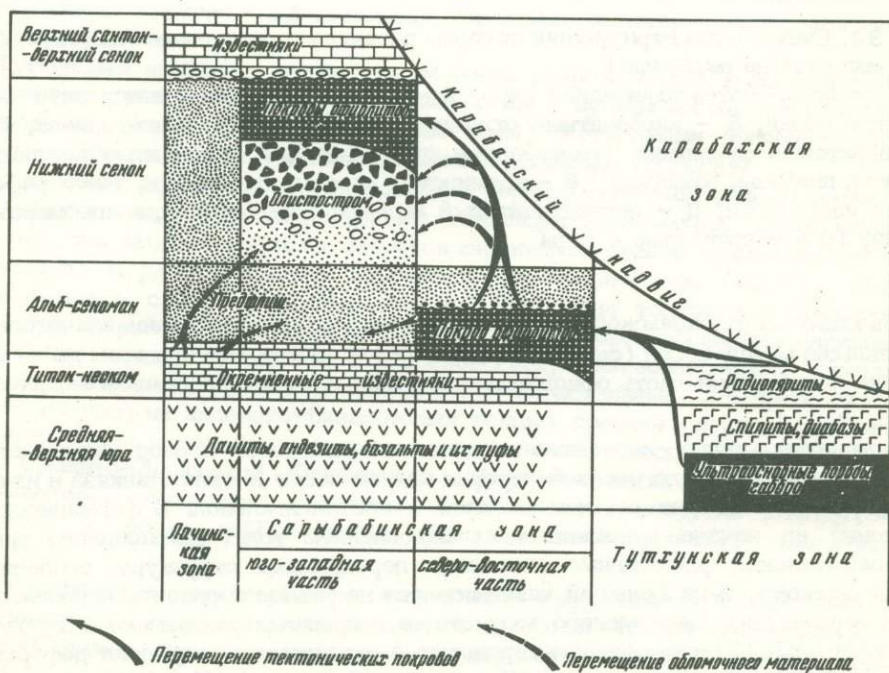
1 - гранитно-магоморфический слой; 2 - дифференцированная андезитово-базальтовая серия; 3 - карбонатные отложения верхней юры - нижнего мела; 4 - меланократовый фундамент (гипербазиты, габброиды); 5 - основные вулканиты (спилиты, диабазы, базальты); 6 - кремнистые породы, известняки; 7 - рифогенные известняки; 8 - серпентинитовый меланж; 9 - брекчии, конгломератобрекчии; 10 - терригенные породы

обрамляющих их Карабахской и Кафанской зон, которые оказались значительно сближенными между собой (см. рис. 34). Вполне вероятно, что при этом движении в южном направлении часть офиолитов могла оказаться в аллохтонном залегании (рис. 35).

Движениями конца неокомского времени окончился период океанической стадии развития в геологической истории южной части Малого Кавказа и началась переходная стадия от океанической к континентальной. В формационном отношении ее начало ознаменовалось накоплением толщ флишеидного типа. Альб-сеноманские флишеидные отложения перекрывают структуру, созданную в конце неокома, и на большей части ложатся на разные горизонты карбонатной толщи верхнеюрско-неокомского возраста, а в пределах раздавленной Тутхунской зоны альб (?) - сеноманские терригенные отложения перекрывают деформированный офиолитовый комплекс (Кылычлинский разрез). Имеющийся фактический материал позволяет предполагать, что отложения Кылычлинского комплекса накапливались в пределах Тутхунской офиолитовой зоны после того, как она прошла океаническую стадию развития и подверглась интенсивным деформациям доальбского времени.

В конце сеноманского времени тектонические сжатия вызвали дальнейшие движения кристаллических масс и их перераспределение. Резкое сужение офиолитовой зоны и происходящая при этом интенсивная деформация пород офиолитового комплекса (стадия формирования полимиктового меланжа) сопровождалась надвиганием на нее по северному борту Сомхито-Агдамской зоны. Во фронте движущейся к югу Сомхито-Агдамской зоны офиолитовые массы выдвигались в виде тектонических покровов, а в ее тылу по отдельным зонам растяжения происходило излияние лав и накопление нижнесеноманской вулканогенно-осадочной толщи. В результате этих движений офиолитовая зона оказалась полностью перекрытой, а разрушение и размыв выдвинутых при этом масс офиолитов привели к накоплению олистостромовых толщ южного борта Тутхунской зоны в области, переходной от океанической к континентальной (см. рис. 34, 35). Начиная с сеномана и в течение нижнего сенона (до полного перекрытия офиолитовой зоны) поступление офиолитового материала не прекращалось. Движение Ипякского и Нагдаллинского покровов сопровождалось разрушением их фронтальных частей и формированием олистостромового комплекса, который захоронялся под напользающими на него офиолитовыми массами. Обилие поступающего офиолитового материала не только изменило состав осадочных отложений, но и вызвало обмеление бассейна осадконакопления.

Формирование олистостромовых толщ и покрова офиолитов Вединского района безусловно связано с этим же этапом тектонических движений. Нам представляется вполне реальным, что источник поступления офиолитового материала был один как для Вединской, так и для Севано-Акеринской зон, и это была раздавливаемая Тутхунская зона. Ранее уже отмечалось, что область, откуда поступал офиолитовый материал в Вединский район, располагалась, вероятно, к северу от него. Более того, если в пределах Севано-Акеринской зоны, расположенной ближе к источнику, накопление аллохтонного материала начинается в сеномане и заканчивается в нижнем сеноне, то удаленного Вединского района



Р и с. 35. Схема, демонстрирующая меловую зональность, историю становления покровов и источники сноса при образовании олистостромового комплекса Севано-Акеринской зоны. Составили А.Л. Книппер, С.Д. Сёколов

Рис. 36. Схема, иллюстрирующая структуру Севано-Акеринской зоны и ее взаимоотношение с соседними зонами

1 - юрско-неокомские образования; 2 - корневая зона офиолитовых покровов; 3 - покровы офиолитов; 4 - тектонические нарушения; 5 - структурные линии



офиолиты достигли в раннеконьякское время, и процесс становления покрова был кратковременным и одноактным.

Таким образом, значительное перемещение и накопление олистостромовых толщ большой мощности с крупными пластинами офиолитов в течение длительного времени невозможно объяснить одной гравитационной тектоникой без привлечения глубинных тектонических сжатий, постоянно нагнетающих офиолитовый материал. Эти процессы привели также к формированию в верховьях р. Акеры вдоль Карабахского надвига в конце нижнесенонского этапа тектонических покровов, не связанных с накоплением олистостромовых толщ. Кроме того, становление покровов сопровождалось образованием складчатых структур, ростом внутренних поднятий, внедрением диорит-порфиритов и роговообманковых гранодиоритов в форме пластовых тел и небольших интрузий. Галька этих пород, как уже отмечалось, содержится в базальных слоях неавтохтона. Ко времени образования неавтохтона была создана довольно сложная покровно-складчатая структура. К этому же времени в процессе скупивания сиалических масс была создана континентальная кора к югу от Главного надвига Малого Кавказа.

В раннем сеноне, вероятнее всего с позднеконьякского века, сразу после становления покровов накапливались терригенно-обломочные отложения, с которых начинается разрез неавтохтонного комплекса. Породы терригенно-обломочного комплекса образовались в мелководном бассейне в условиях сильно расчлененного рельефа. Органические остатки представлены крупными гастроподами, толстостенными пелециподами, одиночными кораллами и рудистами. Постепенно происходило углубление и расширение бассейна осадконакопления, предопределившее появление более тонких осадков и трансгрессивное залегание более молодых отложений на породах аллохтона. Среди ископаемых органических остатков увеличивается роль иноцерамов и планктонных фораминифер.

В позднем сеноне на большей части Малого Кавказа накапливались карбонатные отложения большой мощности (до 1000 м и более). В ряде мест верхнесенонские известняки с базальными конгломератами в основании резко несогласно залегают на породах олистостромовой толщи и аллохтонного комплекса. Наши исследования показали, что в Гочасском синклинии и Алдранлинской мульде на фоне карбонатного осадконакопления происходили вулканические извержения.

С момента образования неавтохтонного комплекса устанавливается общий режим на всем Малом Кавказе. О выравнивании тектонического режима свидетельствует формирование близких по составу вулканогенно-осадочных серий палеогена в Аджаро-Триалетской, Севано-Акеринской зонах и в южной Армении.

В позднем эоцене на юге Малого Кавказа продолжались горизонтальные движения, которые усложнили покровно-складчатую структуру раннесенонского времени. Одновременно с формированием Главного надвига Малого Кавказа и Карабахского надвига в их современном виде произошло дальнейшее перераспределение офиолитовых масс, образование опрокинутых структур, сближение структурно-фациальных зон, особенно отчетливо проявившиеся на северо-вос-

точном побережье оз. Севан (Арутюнян, Соколов, 1973). Серпентиниты и серпентинитовый меланж прорывали верхнемеловые и палеогеновые отложения, в результате чего образовался "зрелый" меланж, содержащий блоки верхне-сенонских известняков и палеогеновых отложений. Движениями этого времени были окончательно сформированы современные структуры Севано-Акеринской и Вединской областей распространения офиолитов (рис. 36).

Таким образом, в истории формирования меланжа Севано-Акеринской зоны можно выделить по крайней мере три этапа. Первый этап связан с деформациями Тутхунского бассейна в конце раннего мела, и меланж этого типа встречается в виде олистолитов в олистостромовой толще. Второй этап отвечает времени становления покровов и накопления олистостромовых толщ, а третий — времени горизонтальных перемещений позднего эоцена.

Масштабы горизонтального перемещения и первичная ширина Тутхунского бассейна могут служить лишь предметом догадок. Однако отрыв офиолитовых покровов от корневых зон, а также резкие изменения ширины Севано-Акеринской зоны свидетельствуют о большом размахе горизонтальных движений.

В заключение еще раз необходимо подчеркнуть, что Севано-Акеринская зона располагалась в области интенсивных деформаций и активного вулканизма, столь характерных для северной полосы распространения офиолитов Альпийского пояса, а Вединская зона представляла собой в значительной мере пассивную область, характерную для Тавра, Загроса, Омана и других южных районов Альпийского пояса.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный материал по геологии офиолитов Малого Кавказа позволяет сделать следующие выводы.

1. Офиолиты Севано-Акеринской и Вединской зон расположены среди верхне-меловых отложений, главная особенность разрезов которых заключается в том, что офиолиты в виде обломков содержатся в породах, непосредственно подстилающих основную массу офиолитов. Следовательно, на основании современного положения офиолитов в разрезе осадочных отложений нельзя делать вывод об их возрасте. Эта особенность имеет важное методическое значение и должна лежать в основе всех геологических интерпретаций и может быть объяснена только с позиций аллохтонного залегания офиолитового комплекса. Игнорирование этого вывода влечет за собой ошибки и путаницу в понимании стадийности геосинклинального развития Малого Кавказа.

2. Нашими исследованиями был подтвержден доальб-сеноманский возраст офиолитов Малого Кавказа, а также впервые фаунистически доказан средне- и позднеюрский возраст эффузивно-радиоляритовой серии. При этом не исключается и более широкий интервал времени ее формирования в течение раннего мезозоя и некоторая одновременность вулканизма в отдельных районах Альпийской области. Сравнение полученных данных о возрасте эффузивно-радиоляритовой серии с уже имеющимися данными для других районов Альпийской области (Казьмин, 1966; Книппер, 1975) показывает, что офиолитовые зоны Малого Кавказа являются типичной и неотъемлемой частью в системе офиолитовых поясов Альпийской геосинклинальной области.

3. Офиолиты на Малом Кавказе встречаются в переотложенном состоянии среди олистостромовых образований или в виде аллохтонных масс, сложенных массивами серпентинитов, габброидов, породами эффузивно-радиоляритовой серии или серпентинитовым меланжем. На большей части Севано-Акеринской зоны установлены два покрова - нижний - серпентинит-габбровый, названный Ипякским, и верхний - эффузивно-радиоляритовый, названный Нагдаллинским. В Вединской зоне становление аллохтонного комплекса офиолитов происходило, вероятно всего, в виде единого покрова.

4. Становление покровов сопровождалось накоплением олистостромовых толщ (серий). Олистостромовые толщи сложены продуктами размыва и разрушения пород офиолитового комплекса и могут быть названы офиолитокластовыми. В их составе мы выделяем собственно оползневые горизонты (олистостромы и олистолиты) и нормально-осадочные. Среди горизонтов оползневого происхождения выделяются брекчии, конгломерато-брекчии, тилитовидные конгломераты, "замусоренные" аргиллиты и олистолиты.

5. Накопление офиолитокластовых олистостромовых толщ большой мощности на значительных пространствах, сопровождавшее становление покровов, возможно только в условиях интенсивных горизонтальных движений, вызывающих перемещение масс на значительное расстояние.

6. Время формирования покровов и олистостромовых толщ охватывает интервал от сеномана до раннего сенона в Севано-Акеринской зоне и соответствует второй половине раннего коньяка в Вединском районе. Вероятно, на Малом Кавказе повсеместно этот процесс закончился к началу позднего коньяка.

В этот период была создана сложная покровно-складчатая структура офиолитовых зон, выразившаяся сочетанием ряда антиформных и синформных структур.

7. Анализ истории развития Севано-Акеринской и Вединской областей распространения офиолитов показывает, что они могли иметь общий источник, откуда поступал весь аллохтонный материал. Распределение покровов, обломочного материала олистостромовых толщ, сравнение их разрезов, а также имеющиеся геофизические материалы позволяют предполагать, что область накопления офиолитов (Тутхунская зона) была расположена севернее современных выходов офиолитов на поверхность.

I  
W  
II  
? III

8. В истории развития Севано-Акеринской и Вединской зон выделяются три этапа развития. Первый этап во времени соответствует накоплению эффузивно-радиоляритовой серии в бассейнах с меланократовым фундаментом (океаническая стадия). В это время на северной окраине вдоль Главного надвига Малого Кавказа и Анатолийского разлома происходило образование мощных дифференцированных серий андезито-базальтового состава, а в более южных районах, в пределах участков с гранитно-метаморфическим слоем (микроконтинентов), продолжалось формирование карбонатных осадков чехла древних массивов. С окончанием первого этапа связаны интенсивные деформации бассейнов с корой океанического типа (Тутхунская зона и др.). Второй этап характеризовался интенсивными горизонтальными движениями, вызвавшими скупивание сиалических масс. С этими движениями связано начало формирования флишеидных серий, накопление олистостромовых толщ и становление офиолитовых покровов. Интенсивные движения привели к формированию новой коры в пределах всей Альпийской области. С третьим этапом связывается общая нивелировка условий развития на большей части Альпийской области.

9. Изучение внутреннего строения и истории формирования офиолитовых зон особенно важно с практической точки зрения, так как с породами офиолитовой ассоциации связаны крупнейшие месторождения таких важных ископаемых, как хром, никель, медь, железо, марганец, ртуть и др.



## ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С.Б. 1961. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Абовян С.Б. 1966. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. - В кн: Геология Армянской ССР, 3, Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Абовян С.Б. 1970. Меловые вулканические образования бассейна озера Севан. - В кн.: Геология Армянской ССР, 4, Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Азизбеков Ш.А. 1950. Габбро-амфиболитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа. - Докл. АН АзербССР, 6, № 6.
- Азизбеков Ш.А., Кашкай М.А., Книппер А.Л. 1973. Путеводитель к экскурсиям международного симпозиума "Офиолиты в земной коре". М., "Наука".
- Азизбеков Ш.А., Пашалы Н.В., Шихалибейли Э.Ш. 1950. Перидотитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). - Изв. АН АзербССР, № 4.
- Акопян В.Т. 1970. Меловая система. - В кн.: Геология СССР, 43, Армянская ССР. М., "Недра".
- Акопян В.Т. 1973. Биостратиграфия и гастроподы верхнемеловых отложений Армянской ССР. Автореф. докт. дисс. Л.
- Алиев М.М., Алиев О.Б., Алиюлла Х. 1966. К стратиграфии меловых отложений верховьев р. Тутхун (Малый Кавказ). - Докл. АН АзербССР, 22, № 12.
- Алиев О.Б., Алиюлла Х. 1963. Материалы к установлению нижневаланжинских отложений на г. Сузлуг (Малый Кавказ). - Докл. АН АзербССР, 19, № 11.
- Алиюлла Х., Алиев О.Б. 1966. О присутствии датских и нижнепалеоценовых отложений в верхнем течении р. Тертер (Малый Кавказ). - Докл. АН АзербССР, 22, № 11.
- Арутюнян Г.С. 1968. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям (на примере северо-западной части Севанского хребта). - Изв. АН АрмССР, серия "Науки о Земле", 21, № 5.
- Арутюнян Г.С. 1974. Геолого-петрологические особенности гипербазитовой ассоциации северо-западной части Севанского хребта. Автореф. канд. дисс. М.
- Арутюнян Г.С., Соколов С.Д. 1973. Новые данные по стратиграфии и тектонике северо-восточного побережья оз. Севан. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Архипов И.В. 1972. Строение и развитие северной зоны Альпийской складчатой области в раннем мезозое. - Геотектоника, № 6.
- Асланян А.Т. 1958. Региональная геология Армении. Ереван, "Айетрат".
- Ахундов Ф.А., Гаджиев Т.В., Потапова Е.И. 1970. К вопросу о геологическом положении и генезисе гипербазитовой формации Малого Кавказа. - Изв. АН АзербССР, серия "Науки о Земле", № 5.
- Белов А.А. 1967. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров - Иранское нагорье - Памир). - Геотектоника, № 3.
- Белов А.А., Соколов С.Д. 1973. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. - Сов. геол., № 8.
- Белостоцкий И.И. 1967. Тектонические покровы в бассейне р. Девола в Динаридах. - Геотектоника, № 6.
- Белостоцкий И.И. 1970. Зоны меланжа и хаотических структур. - В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М., "Недра".
- Габриелян А.А. 1959. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Габриелян А.А., Татевосян Л.К. 1966. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. - Изв. АН АрмССР, серия "Науки о Земле", 19 № 1, 2.
- Гасанов Т.Аб. 1974. О меланже Шахдагского хребта (Малый Кавказ). - Геотектоника, № 5.
- Геология СССР. 1970, 43, Армянская ССР, М., "Недра".

- Геология СССР. 1972, 47, Азербайджанская ССР, М., "Недра".
- Градусов Б.П., Григорьев В.Н., Ратеев М.А., Соколов С.Д. 1975. Обломочные серпентинитовые отложения в юго-восточной части Малого Кавказа. - Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Григорьев В.Н., Книппер А.Л., Соколов С.Д. 1975. Верхнемеловой олистостромовый комплекс Кызылчинской синклинали (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). - Сов. геол., № 7.
- Григорьев В.Н., Семихатов М.А. 1959. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых гиллитов северной части Енисейского кряжа. - Изв. АН СССР, серия геол., №11.
- Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л. 1972. Некоторые закономерности взаимосвязи тектоники и магматизма Альпийской геосинклинальной области Антикавказа (Армянская ССР). - В кн.: Магматизм и металлогения Армянской ССР, вып. 5. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- си в*  
*конкл-*  
*ект*  
Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М., Двоскина Т.Д., Минниррова Г.Я. 1973. Строение земной коры северо-западной части Армении. - Сов. геол., № 6.
- Также*  
Егоркина Г.В., Халевин Н.И. 1975. Структура некоторых офиолитовых поясов по сейсмическим данным. - В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. Тезисы докладов. М.
- Егоян В.Л. 1953. Верхнемеловой вулканизм и ультраосновные интрузии восточной части Малого Кавказа. - Изв. АН АзербССР, № 6.
- Егоян В.Л. 1955. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Казьмин В.Г. 1966. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. - Геотектоника, № 3.
- Казьмин В.Г. 1971. К проблеме "Альпийского меланжа". - Геотектоника, № 2.
- Казьмин В.Г., Кулаков В.В. 1965. Офиолитовая формация северо-западной Сирии. - Изв. вузов, Геол. и разведка, № 2.
- Кашкай М.А. 1947. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзербССР.
- Кашкай М.А., Алиев В.И., Мамедов А.И., Махмудов С.А., Алиев А.А. 1967. Петрология и металлогения магматических формаций бассейна р. Тутхун (Кельбаджарский район Азербайджанской ССР). Баку, Изд-во АН АзербССР.
- Кашкай М.А., Аллахвердиев Ш.И. 1973. Аджарисская брахиантиклиналь в структуре Малого Кавказа. Баку, "Элм".
- Керимов Г.И., Гасанов Т.Аб. 1972. Геологическое развитие и магматизм Шахдагского синклинория (Малый Кавказ). - Сов. геол., № 6.
- Книппер А.Л. 1971а. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. - Геотектоника, № 6.
- Книппер А.Л. 1971б. Серпентинитовый меланж Малого Кавказа (внутреннее строение и возраст). - Геотектоника, № 5.
- Книппер А.Л. 1975. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. - Труды ГИН АН СССР, вып. 267.
- Книппер А.Л., Костянян Ю.Л. 1964. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. - Изв. АН СССР, серия геол № 10.
- Книппер А.Л., Соколов С.Д. 1974. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа. - Геотектоника, № 6.
- Кузьмичева Е. И., Соколов С.Д. 1975. О возрасте офиолитового вулканизма Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. - Докл. АН СССР, 221, № 2.
- Леонов Г.П. 1971. К вопросу о соотношении и типе геологического развития Аджаро-Триалетской и Восточно-Понтийской тектонических единиц. - Вестн. МГУ, геол., № 3.
- Леонов М.Г. 1973. Верхнеэоценовый дикий флиш южного склона Большого Кавказа и некоторых других районов Альпийской области. Автореф. канд. дисс. М.
- Леонтьев Л.И., Хаин В.Е. 1949. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовые формации. - Докл. АН СССР, 65, № 1.
- Ломизе М.Г. 1970а. Вердинский офиолитовый шов (Малый Кавказ). Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 6.
- Ломизе М.Г. 1970б. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. - Изв. вузов, геол. и разведка, № 11.
- Ломизе М.Г., Панов Д.И. 1974. Об аллохтонных офиолитах Севанской зоны (Малый Кавказ). - Бюлл. МОИП, отд. геол., 49, вып. 5.
- Лукьянов А.В., Щерба И.Г., Леонов М.Г. 1974. Псевдогиллиты, связанные с тектоническими покровами. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 49, вып. 5.
- Меликян Л.С. 1966. К вопросу о тектоническом строении северо-восточного побережья оз. Севан. - Изв. АН АрмССР, серия "Науки о Земле", 19, № 1,2.
- Меликян Л.С. 1974. Геолого-тектонические особенности становления офиолитов Амасия-Севано-Карабахской ветви Малого Кавказа и "проблема офиоли-

- тов". - Изв. АН АрмССР, серия "Науки о Земле", 27, № 3.
- Меликян Л.С., Паланджян С.А., Чубухчян З.О., Вартазарян Ж.С. 1967. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. - Изв. АН АрмССР, серия "Науки о Земле", 20, № 1,2.
- Морковкина В.Ф. 1974. Петрология гипербазитов Севанского хребта. М., "Наука".
- Морковкина В.Ф., Арутюнян Г.С. 1971. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Мнацаканян А.Х. 1970. Верхнемеловые вулканические образования Вединского прогиба. - В кн.: Геология Армянской ССР, 4. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Муратов М.В. 1962. Основные этапы развития Альпийской геосинклинальной области Южной Европы и Малой Азии. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Муратов М.В. 1969. Строеие складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. - Геотектоника, № 2.
- Муратов М.В. 1971. Чехол основания средних массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники (К 60-летию академика А.Л. Яншина). М., "Наука".
- Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж. 1973. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океанов. Пер. с англ. М., "Мир".
- Обуэн Ж. 1967. Гессинклинали. Проблемы происхождения и развития. Пер. с англ. М., "Мир".
- Паланджян С.А. 1971. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Паффенгольц К.Н. 1934. Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк. - Труды Всесоюз. геол. развед. объединения, вып. 219.
- Паффенгольц К.Н. 1959. Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Паффенгольц К.Н. 1971. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, № 4.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Макаров М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс. - Докл. АН СССР, 196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Москаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. 1972. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. - Сов. геол., № 12.
- Ренгартен В.П. 1959. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. М., Изд-во АН СССР.
- Руженцев С.В., Хворова И.В. 1973. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала. - Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Сатиан М.А. 1971. К вопросу о влиянии верхнемелового вулканизма на осадконакопление в Айодзоре. - Изв. АН АрмССР, серия "Науки о Земле", 24, № 4.
- Сатиан М.А. 1973. Еревано-Ордубадская офиолитовая зона и ее место в системе Малого Кавказа. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 48, № 3.
- Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Чолахян Л.С. 1968. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще юго-западной части Малого Кавказа. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 43, вып. 3.
- Соколов С.Д. 1973. Нижнесенонские конгломераты северо-восточного побережья оз. Севан в связи с проблемой определения возраста офиолитового комплекса. - Изв. вузов. Геол. и разведка, № 6.
- Соколов С.Д. 1974а. Верхнемеловая олистостромовая толща юго-восточной части Севано-Акеринской офиолитовой зоны. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 3.
- Соколов С.Д. 1974б. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ). - Геотектоника, № 1.
- Хаин В.Е. 1969. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. - Вестн. МГУ, геол., № 1.
- Хаин В.Е. 1970. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. - Вестн. МГУ, геол., № 2.
- Хаин В.Е. 1975. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации. - Геотектоника, № 1.
- Халилов А.Г. 1959. Нижнемеловые отложения Азербайджанской части Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН АзербССР.
- Халилов А.Г., Алиев Г.А., Аскеров Р.Б. 1974. Нижний мел юго-восточного окончания Малого Кавказа. Баку, "Элм".

- Халилов А.Г., Гасанов Т.Аб. 1971. О возрасте карбонатной толщи в верховьях рек Шамхорчай и Гянджачай (Малый Кавказ). – Сов. геол., № 9.
- Ширинов Ю.Р. 1973. Позднемеловой вулканизм Сарыбабинского синклиория (Малый Кавказ). Автореф. канд. дисс. Баку.
- Шихалибейли Э.Ш. 1964. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, 1. Баку, Изд-во АН АзербССР.
- Шихалибейли Э.Ш. 1966. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, 2. Баку, Изд-во АН АзербССР.
- Шихалибейли Э.Ш. 1967. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, 3. Баку, Изд-во АН АзербССР.
- Штеклин И. 1966. Тектоника Ирана. – Геотектоника, № 1.  
Экспресс-информация отдела научно-технической информации Института геологии АН АзербССР. 1973. Баку.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. 1970. Olistostromes and olistoliths. – *Sediment. Geol.*, 4, N 3–4.
- Abbate E., Sagri M. 1970. The eugeosynclinal sequences. – *Sediment. Geol.*, 4, N 3–4.
- Bailey E., McCallien W. 1951–1953. Serpentinite lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust. – *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 62, pt 2.
- Beneo E. 1956. Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell' Apennino centrale e france sottomarine. – *Boll. Soc. geol. Ital.*, 78.
- Bergougnan P. 1975. Relations entre les edifices Pontique et Taurique dans les nord-est de l'Anatolie. – *Bull. Soc. géol. France*, 16, N 2.
- Bernoulli D., Graciansky P. – C. de, Monod O. 1974. The extension of the Lycian Nappes (SW Turkey) into the Southeastern Aegean Islands. – *Eclogae geol. helv.*, 67, N 1.
- Boccaletti M., Sagri M., Bortolotti V. 1966a. Arenare ofiolitiera nella "Jurassic volcanificacies" a sudovest di Bolu (F. Zonguldak – Turchia). – *Boll. Soc. geol. Ital.*, 85.
- Boccaletti M., Sagri M., Bortolotti V. 1966b. Osservazioni sul Ankara Melange nella zone di Ankara. – *Boll. Soc. geol. Ital.*, 85.
- Bortolotti V., Passerini P. 1970. Magmatic activity. – *Sediment. Geol.*, 4, 3–4.
- Bortolotti V., Sagri M. 1968. Osservazioni sull' eta'e la giacitura delle ofioliti fra Smirne ed Erzurum (Turchia). – *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 87.
- Brunn J.H., Graciansky P. – C. de, Gutnic M., Juteau T., Lefevre R., Marcoux J., Monod O., Poisson A. 1970. Structures majeures et correlation stratigraphiques dans les Taurides occidentales. – *Bull. Soc. geol. France*, sér. 7, 12, N 3.
- Förster H. 1968. Association of volcanic rocks in the mountains south of Sabzevar (NE Iran). – *Proc. Internat. Geol. Congr. Report of XXIII Session*, 2, Section 2. Volcanism and tectogenesis. Prague, Academia.
- Gass J.G. 1968. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? – *Nature*, 220, N 5162.
- Guerin-Franiatte S., Juteau T. 1970. Découverte des blocs calcaires à ammonites et halobies Triassiques dans les pillow – lavas de Saurun, province d'Antalya (Turque). – *C. r. Acad. sci. Paris*, sér. D, 270, N 24.
- Henson F.R.S., Brown R.V., Mc'Ginty J. 1949. A synopsis of the stratigraphy and geological history of Cyprus. – *Quart. J. Geol. Soc. London*, 105, pt 1.
- Haedemaeker Ph. T. 1973. Olistostromes and delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain). – *Scripta geol.*, 19.
- Hsü K.J. 1968. Principles of melanges and their bearing on the Franciscan – Knoxville paradox. – *Bull. Geol. Soc. America*, 79, 8.
- Marcoux J. 1970. Age carniene de termes effusive du cortège ophiolitique des nappes d'Antalya (Taurus Lycien orientale, Turque). – *C. r. Acad. sci. Paris*, sér. D, 271, N 3.
- Patrullins D. 1973. Le Wildflysch et les Olistolithes des Monts Persani. – *Bull. VI Congr. Assoc. Géol. Carpatho-Balkanique*, 1, N 2.
- Renz O., Lakeman R., Meulen E. van der. 1955. Submarine sliding in Western Venezuela. – *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 39.
- Ricou L. – E. 1968. Sur la mise en place au Grétacé supérieure d'importantes nappes à radiolarites et ophiolites dans les monts Zagros (Iran). – *C. r. Acad. sci. Paris*, sér. B, 267, N 26.
- Rigo de Righi M., Cortesini A. 1964. Gravity tectonics in foothills structure belts of Southeast Turkey. – *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 48, N 12.
- Sestini G. 1972. The relations between flysch and serpentinites in north-central Turkey. – In: *Geology and History of Turkey*. Campbell A. S. (Ed). Geology Petrol. Explorat. Soc. Libya, Tripoli.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	3
Глава первая	
ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА В СТРУКТУРЕ И РАЗРЕЗЕ СЕВАНО-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ .....	5
Проблема возраста офиолитов и тектоническое районирование Севано-Акеринской зоны .....	-
Геологическое строение Южной подзоны .....	10
Общая характеристика .....	-
Автохтонный комплекс .....	11
Аллохтонный комплекс .....	22
Неоавтохтонный комплекс .....	29
Выводы .....	32
Геологическое строение Северной подзоны .....	-
Общая характеристика .....	-
Автохтонный комплекс .....	33
Аллохтонный комплекс .....	37
Выводы .....	38
Геологическое строение северо-восточного побережья оз. Севан .....	39
Общая характеристика .....	-
Офиолитовый комплекс .....	-
Мел-палеогеновые отложения .....	40
Выводы .....	43
Обсуждение .....	46
Глава вторая	
ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА В СТРУКТУРЕ И РАЗРЕЗЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕДИНСКОГО РАЙОНА .....	50
Проблема возраста и положение пород офиолитового комплекса .....	-
Геологическое строение бассейна р. Веди .....	51
Автохтонный комплекс .....	52
Аллохтонный комплекс .....	58
Неоавтохтонный комплекс .....	60
Выводы .....	61
Обсуждение .....	62
Глава третья	
ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ ТОЛЩИ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН МАЛОГО КАВКАЗА .....	65
Глава четвертая	
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН МАЛОГО КАВКАЗА .....	80
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	87
ЛИТЕРАТУРА .....	89

## CONTENTS

PREFACE . . . . .	3
Chapter first	
POSITION OF THE OPHIOLITIC COMPLEX IN THE STRUCTURE AND SECTION OF THE SÉVÁNG-AKERA ZONE . . . . .	5
The problem of ophiolite age and tectonic zonation of the Sèváng-Akera zone . . . . .	-
Geological structure of the South subzone . . . . .	10
General characteristics . . . . .	11
Autochthonous complex . . . . .	22
Allochthonous complex . . . . .	29
Neoautochthonous complex . . . . .	32
Conclusions . . . . .	-
Geological structure of the North subzone . . . . .	-
General characteristics . . . . .	33
Autochthonous complex . . . . .	37
Allochthonous complex . . . . .	38
Conclusions . . . . .	39
Geological structure of the north-eastern coast of the Sèváng lake . . . . .	-
General characteristics . . . . .	-
Ophiolitic complex . . . . .	40
Cretaceous-Paleogene deposits . . . . .	43
Conclusions . . . . .	46
Discussion . . . . .	46
Chapter second	
POSITION OF THE OPHIOLITIC COMPLEX IN THE STRUCTURE AND SECTION OF CRETACEOUS DEPOSITS OF THE VEDINSKY REGION . . . . .	50
Problem of age and the position of the ophiolitic complex rocks . . . . .	-
Geological structure of the Vedi river basin . . . . .	51
Autochthonous complex . . . . .	52
Allochthonous complex . . . . .	58
Neoautochthonous complex . . . . .	60
Conclusions . . . . .	61
Discussion . . . . .	62
Chapter third	
OLISTOSTROME BEDS OF THE OPHIOLITIC ZONES OF THE MINOR CAUCASUS . . . . .	65
Chapter fourth	
HISTORY OF DEVELOPMENT OF OPHIOLITIC ZONES OF THE MINOR CAUCASUS . . . . .	80
CONCLUSION . . . . .	87
REFERENCES . . . . .	89

Сергей Дмитриевич Соколов  
ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ ТОЛЩИ  
И ОФИОЛИТОВЫЕ ПОКРОВЫ  
МАЛОГО КAVKAZA

Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом

Редактор издательства И.М. Ерофеева  
Художник Б.И. Астафьев  
Художественный редактор А.Н. Жданов  
Технический редактор Н.М. Бурова

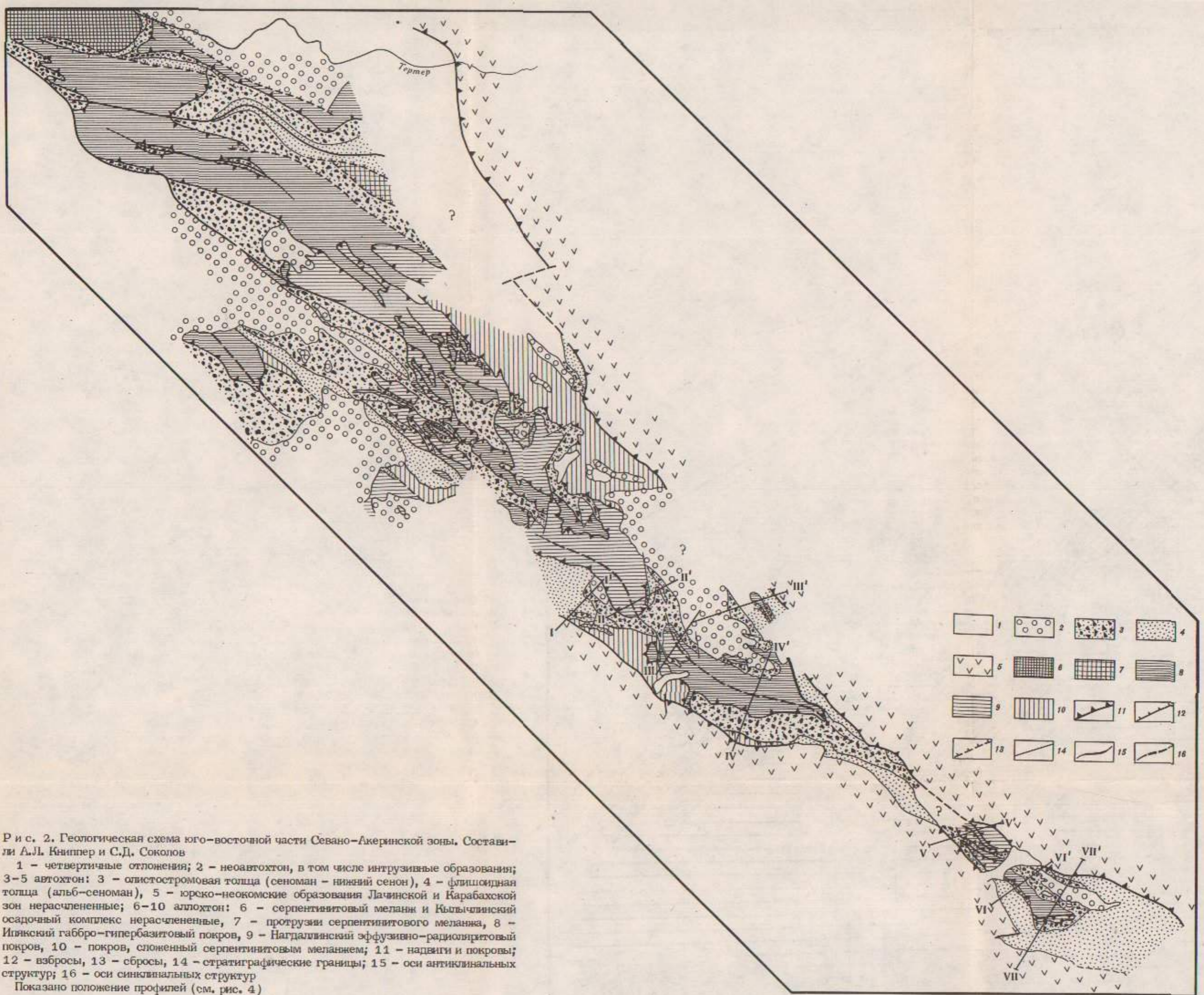
Подписано к печати 19/1-77 г. Т - 03807  
Усл. печ. л. 8,4 + вкладка 1,7. Уч.-изд.л. 10,5  
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1  
Тираж 800 экз. Тип. зак. 84. Цена 1р.05к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12





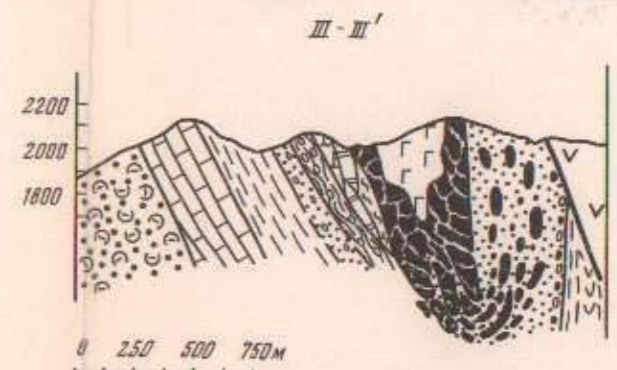
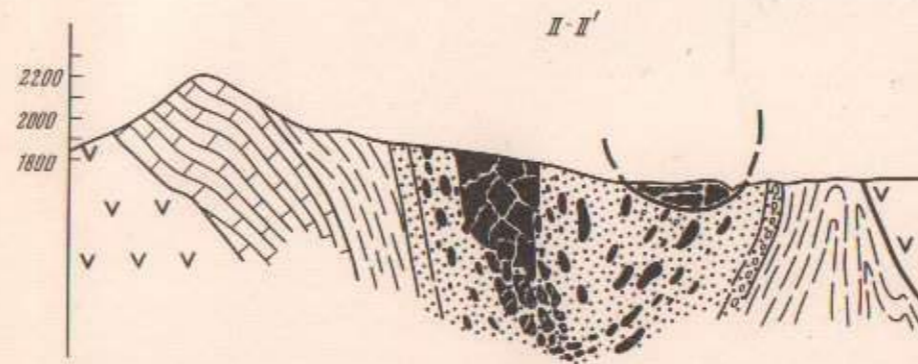
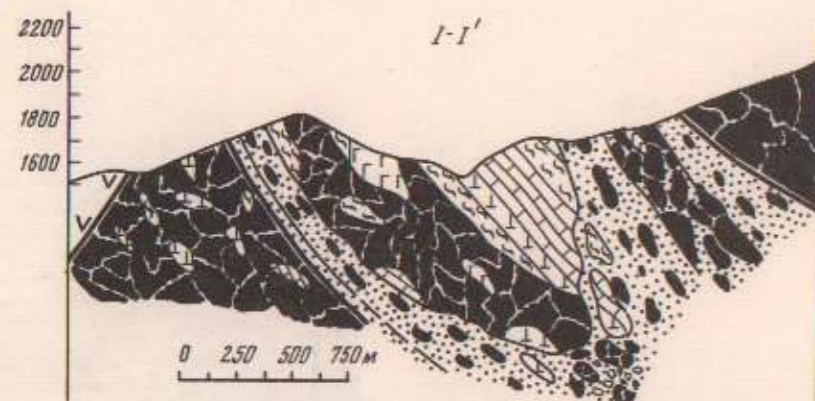
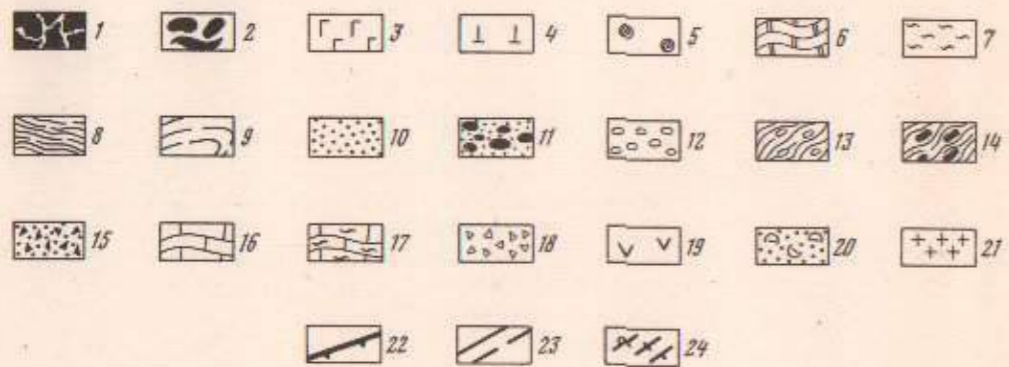
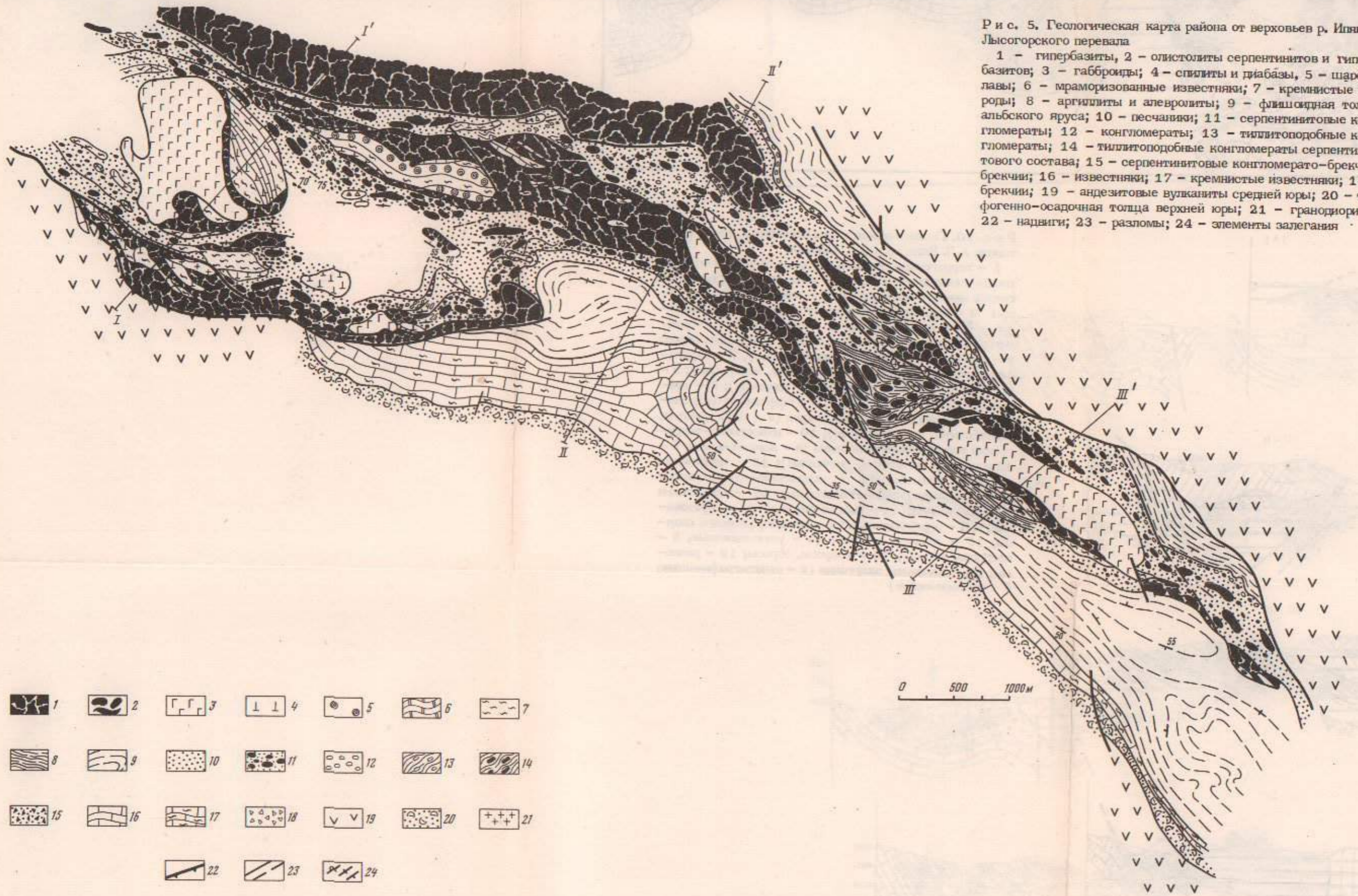
Р и с. 2. Геологическая схема юго-восточной части Севано-Акеринской зоны. Составили А.Л. Книппер и С.Д. Соколов

1 - четвертичные отложения; 2 - неогавтохтон, в том числе интрузивные образования; 3-5 автохтон: 3 - олистостромовая толща (сеноман - нижний сенон), 4 - флишеидная толща (альб-сеноман), 5 - юрско-неокомские образования Лачинской и Карабахской зон нерасчлененные; 6-10 аллохтон: 6 - серпентинитовый меланж и Кылычлинский осадочный комплекс нерасчлененные, 7 - протрузии серпентинитового меланжа, 8 - Ипякский габбро-гипербазитовый покров, 9 - Нагдалинский эффузивно-радиолиритовый покров, 10 - покров, сложенный серпентинитовым меланжем; 11 - надвиги и покровы; 12 - взбросы, 13 - сбросы, 14 - стратиграфические границы; 15 - оси антиклинальных структур; 16 - оси синклинальных структур

Показано положение профилей (см. рис. 4)

Р и с. 5. Геологическая карта района от верховьев р. Ипак до Лысогорского перевала

1 - гипербазиты, 2 - олистолиты серпентинитов и гипер-  
 базитов; 3 - габброиды; 4 - спилиты и диабазы, 5 - шаровые  
 лавы; 6 - мраморизованные известняки; 7 - кремнистые по-  
 породы; 8 - мраморизованные известняки; 9 - флишеидная толща  
 альбского яруса; 10 - песчаники; 11 - серпентинитовые кон-  
 гломераты; 12 - конгломераты; 13 - тиллитоподобные кон-  
 гломераты; 14 - тиллитоподобные конгломераты серпентини-  
 тового состава; 15 - серпентинитовые конгломерато-брекчи,  
 брекчи; 16 - известняки; 17 - кремнистые известняки; 18 -  
 брекчи; 19 - андезитовые вулканиты средней юры; 20 - ту-  
 фогенно-осадочная толща верхней юры; 21 - гранодиориты;  
 22 - надвиги; 23 - разломы; 24 - элементы залегания

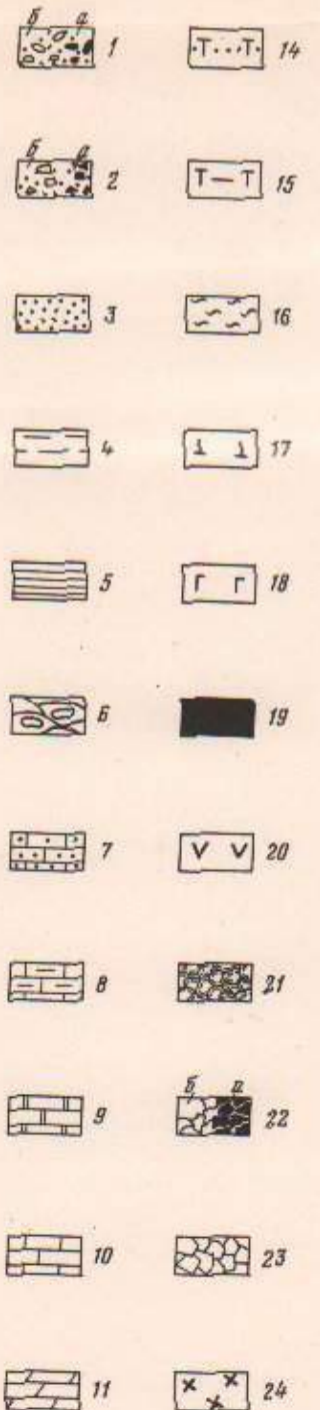
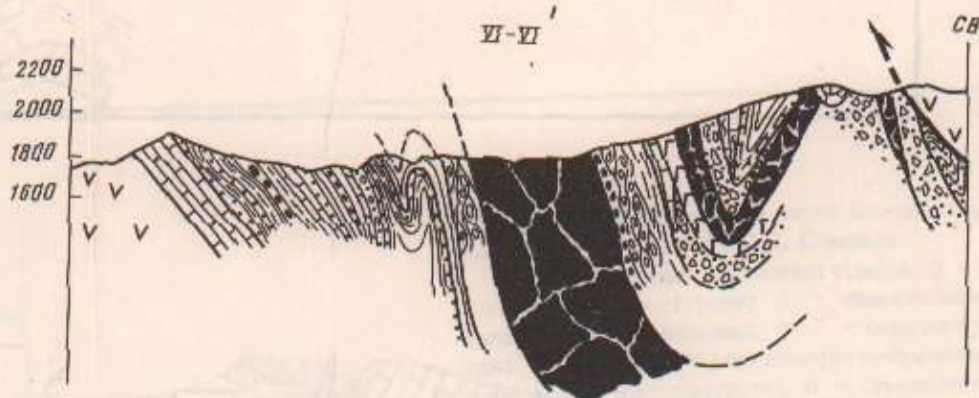
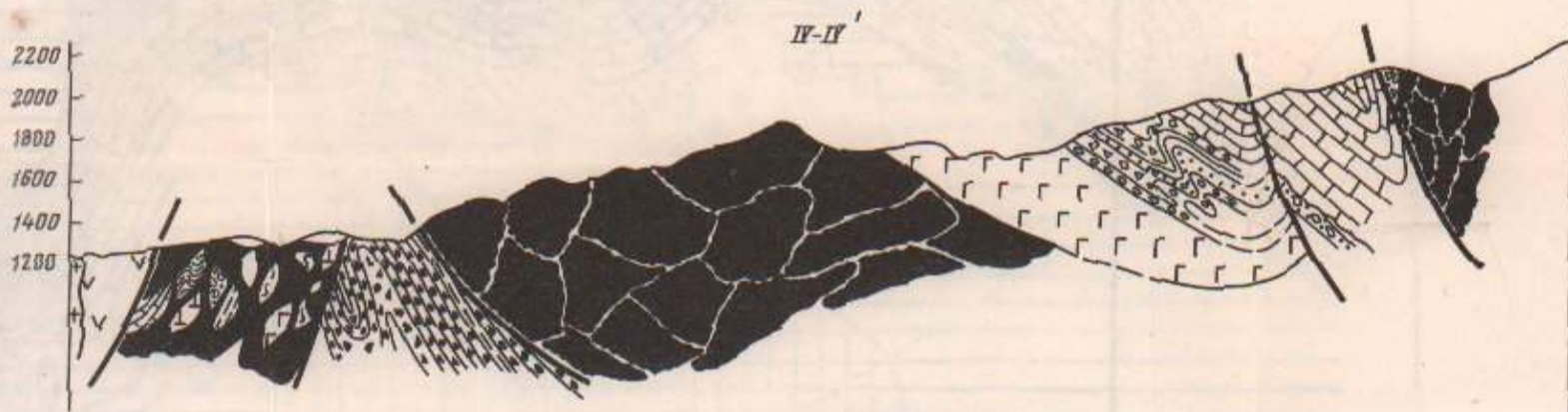
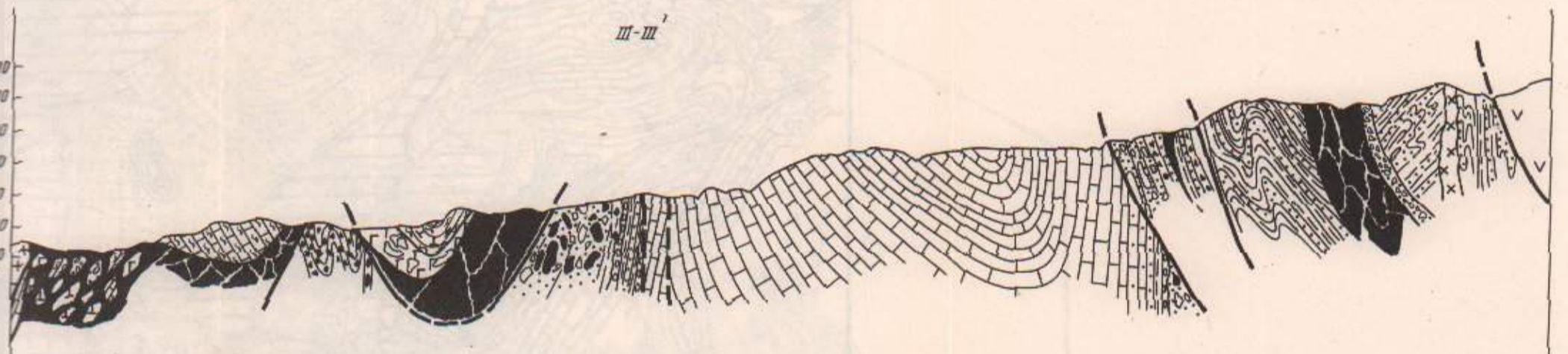
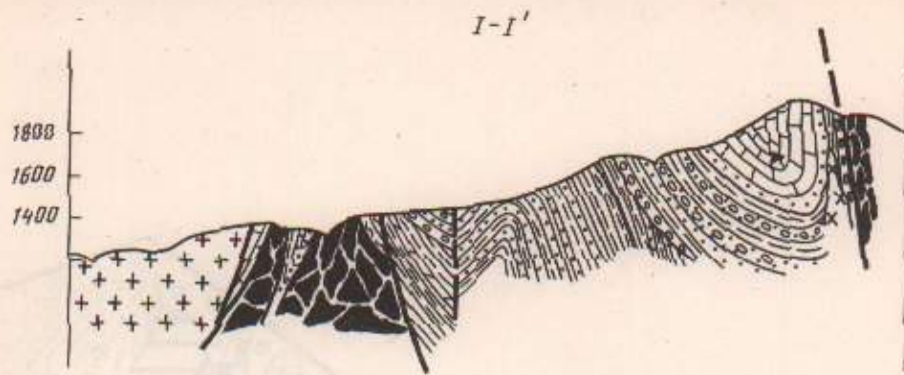


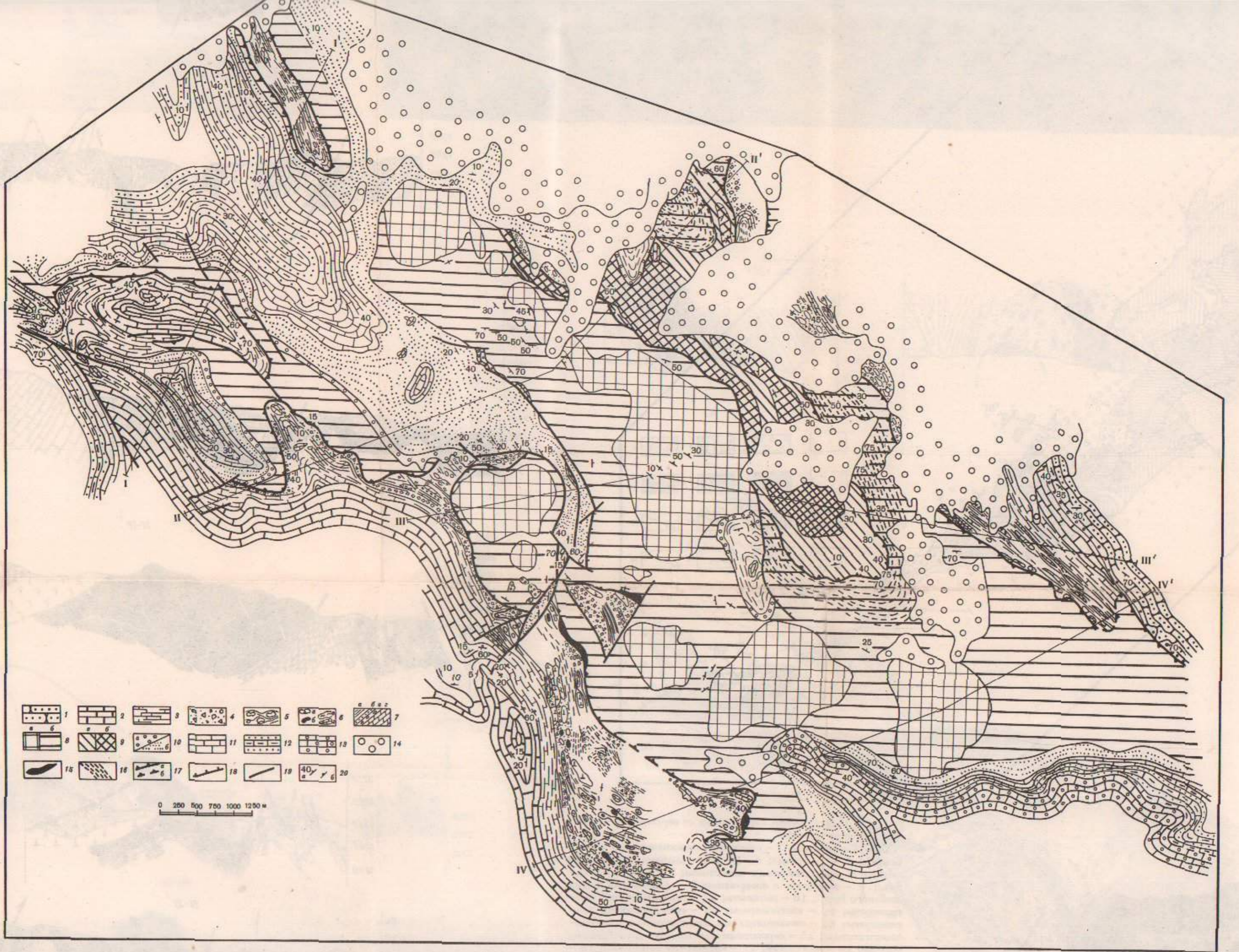
Р и с. 4. Геологические профили через юго-восточную часть Южной подзоны (I - IV - в районе среднего течения р. Акера; V-VII - через Алджангинскую "мульду")

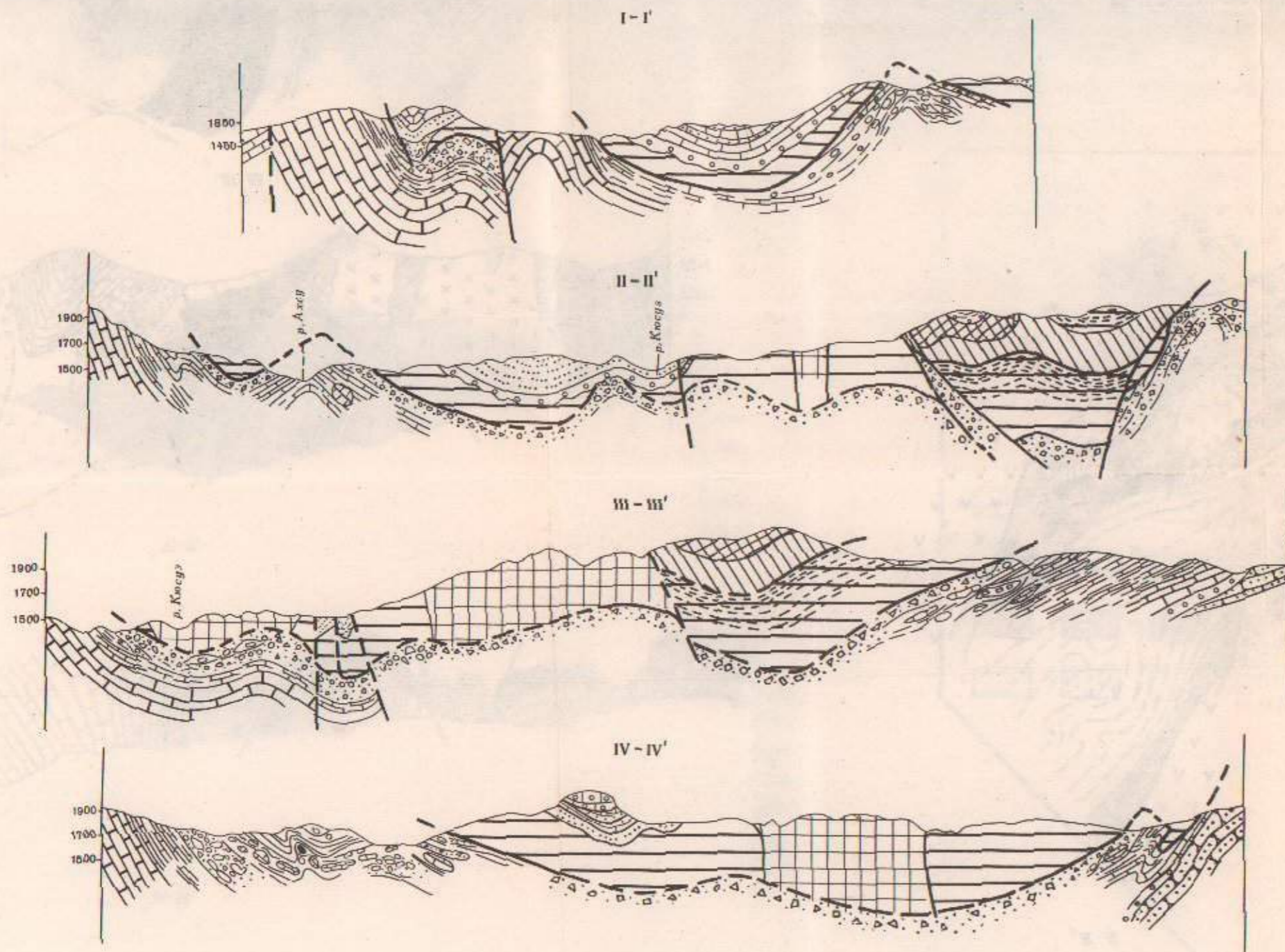
Сводная легенда к геологическим картам, профилям, зарисовкам

1 - конгломераты (а - с обломками гипербазитов, б - офиолитокластовые и полимиктовые); 2 - осадочные брекчии (а - с обломками гипербазитов, б - офиолитокластовые и полимиктовые); 3 - песчаники; 4 - алевролиты; 5 - аргиллиты; 6 - "тиглитоподобные" конгломераты; 7 - песчаные известняки; 8 - глинистые известняки; 9 - мраморизованные известняки; 10 - известняки; 11 - мергели; 12 - глинистые сланцы с рассеянными обломками; 13 - слоистые туфы; 14 - туфо-песчаники; 15 - туфоаргиллиты; 16 - кремнистые породы; 17 - сланцы, диабазы, базальты; 18 - габброиды, габбро-диабазы; 19 - гипербазиты; 20 - андезит-базальты, андезиты, дациты; 21 - шаровые лавы; 22 - трещиноватость (а - в гипербазитах, б - в прочих породах); 23 - тектонические брекчии; 24 - гранитоиды; 25 - граниты; 26 - геологические границы: а - тектонические, б - стратиграфические

Положение профилей см. на рис. 2







Р и с. 20. Геологическая карта бассейна р. Веди. Составили А.Л. Книппер и С.Д. Соколов

1 - терригенные отложения триаса, 2 - карбонатная толща сеноман-турона; 3 - известково-терригенная толща нижнего коньяка; 4-7 - олистостромовая толща: 4 - брекчии и конгломерато-брекчии, 5 - тилитоподобные конгломераты, 6 - олистолиты (а - спилитов, диабазов; б - ультраосновных и основных пород; в - кремнистых пород; г - известняков), 7 - стратифицированные породы (а - аргиллиты, алевролиты; б - песчаники; в - конгломераты; г - мергели); 8 - нижний покров (а - "хосровиты"; б - эффузивно-радиоляритовая серия); 9 - верхний покров (а - серпентиниты, гипербазиты; б - габброиды); 10 - известково-терригенная толща верхнего коньяка (а - конгломераты; б - алевролиты, аргиллиты, песчаники); 11 - известняки верхнего коньяка; 12 - терригенно-известняковая толща верхнего сенона-палеоцена; 13 - известняки нижнего эоцена; 14 - неоген-четвертичные образования; 15 - серпентиниты; 16 - метаморфические сланцы; 17 - границы покровов (а - установленные; б - предполагаемые); 18 - взбросы, сбросы; 19 - разломы; 20 - элементы залегания (а - стратиграфические; б - тектонические)

1 р. 05 к.

18789