М.В. ТОПЧИШВИЛИ

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕЮРСКИХ И ААЛЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ

M.V.TOPCHISHVILI

STRATIGRAPHY OF THE LOWER JURASSIC AND AALENIAN DEPOSITS OF GEORGIA

ТБИЛИСИ TBILISI
1996

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им.А.И.ДЖАНЕЛИДЗЕ

GEORGIAN ACADEMY OF SCIENCES
A. DJANELIDZE GEOLOGICAL INSTITUTE

Труды, нов.сер., вып.108

Proceedings, New series, Vol. 108

М. В. ТОПЧИШВИЛИ

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕЮРСКИХ И ААЛЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ

M.V. Topchishvili

STRATIGRAPHY OF THE LOWER JURASSIC AND AALENIAN DEPOSITS OF GEORGIA

Тбилиси Tbilisi

1996

Анализ состава и строения нижнеюрских и ааленских отложений Грузии позволил выделить структурно-фациальные зоны. Для каждой зоны приводится описание наиболее полных и палеонтологически хорошо охарактеризованных разрезов. На основании руководящих комплексов аммонитов устанавливается присутствие синемюрского, плинсбахского, тоарского и ааленского ярусов, в которых выделяется ряд зон единой шкалы, а в отдельных случаях — провинциальные зоны и слои с фауной. На этой основе, с привлечением материала по всему региону, разработана новая унифицированная стратиграфическая схема нижней юры и аалена Грузии. Проведено сопоставление стратиграфических подразделений нижней юры-аалена Грузии и смежных с ней территорий. Выявлены некоторые новые особенности геологического развития территорий Грузии в ранней юре и аалене.

Монография рассчитана на геологов, занимающихся вопросами стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии мезозоя.

Counting on the analysis of the contents and structure of the Lower Jurassic and Aalenian sediments of Georgia we have distinguished structure-facies zones. Discription of the most complete and paleontologically well characterized sections is made for each zone. Due to index ammonite complexes is stated presence of the Sinemurian, Pliensbachian, Toarcian and Aalenian where a number of zones of common scale are distinguished. In some cases provincial zones and fauna bearing layers are established. Basing on this material and also on the data throughout the whole region, a new unified stratigraphic scheme of the Lower Jurassic and Aalenian of Georgia is worked out. Correlation of stratigraphic units of the Lower Jurassic-Aalenian of Georgia and its adjacent territories is done. Some new peculiarities of geological development of the territory of Georgia in Early Jurassic and Aalenian have been established.

The monography is intended for geologists engaged in the problems of stratigraphy, palaeontology and paleogeography of the Mesozoic.

საქართველოს ქვედაიურული და აალენური ნალექების შედგენილობისა და აგებულების ანალიზმა საშუალება მოგვცა გამოგვეყო სტრუქტურულ-ფაციესური ზონები. თვითოეული ზონისათვის მოცემულია ყველაზე სრული და პალეონტოლოგიურად კარგად დახასიათებული ჭრილების აღწერა. ამონიტების სახელმძღვანელო კომპლექსების საფუძველზე დადასტურებულია სინემურული, პლინსბახური, ტოარსული და აალენური სართულების არსებობა; დადგენილია ერთიანი სტრატიგრაფიული სკალის რიგი ზონა, ხოლო ცალკეულ შემთხვევებში კი — პროვინციული ზონები ან შრეები ფაუნით. აღნიშნულის და მთელს რეგიონზე არსებული მასალის გამოყენებით შემუშავებულია საქართველოს ქვედაიურულ-აალენური ნალექების ახალი უნიფიცირებული სქემა. შეპირისპირებულია საქართველოს და მომიჯნავე ტერიტორიების ქვედაიურულ-აალენურის სტრატიგრაფიული ქვედანაყოფები. გამოვლენილია საქართველოს ტერიტორიის გეოლოგიური განვითარების ზოგი ახალი კანონზომიერება ადრეიურულ და აალენურ დროში.

მონოგრაფია გათვალისწინებულია მეზოზოური სტრატიგრაფიის, პალეონტოლოგიის და პალეოგეოგრაფიის საკითხებზე მომუშავე გეოლოგებისთვის

ВВЕДЕНИЕ

Отложения нижней юры и аалена занимают значительное место в геологическом строении Грузии. Они развиты в разнообразных фациях со всеми их промежуточными разностями — от глубоководных морских до континентальных прибрежных. Магматическая деятельность проявлена как в эффузивной, так и интрузивной форме. Выходы рассматриваемых отложений распространены весьма широко (рис.1) в пределах Складчатой системы Большого Кавказа (зона Главного хребта, Казбекско-Лагодехская, Чхалтинско-Лайлинская и Гагрско-Джавская зоны). Меньшую площадь они занимают в Закавказской межгорной области (Грузинская глыба) и в Складчатой системе Малого Кавказа (Артвинско-Болнисская глыба и Локско-Карабахская зона).

Нижнеюрско-ааленские отложения Грузии почти всюду трансгрессивно, с конгломератами в основании залегают на древнем интенсивно дислоцированном субстрате, а в пределах Сванетского антиклинория — на разных горизонтах дизской серии девон-триасского возраста. В этих отложениях сосредоточен ряд рудных месторождений, в том числе промышленное арсенопиритовое месторождение, кобальтоносные, медно-пиротиновые оруденения, ртутные, сурьмяные, вольфрамовые месторождения и рудопроявления. Кроме того, с осадочными толщами связаны ценные нерудные полезные ископаемые — мрамор, огнеупорные глины и др. Следовательно, вполне понятен повышенный интерес со стороны многих исследователей к этим отложениям, стратиграфическое изучение которых имеет в Грузии более чем столетнюю историю.

На первом этапе проведенные исследования (Абих, 1865; Фавр, 1875; Сорокин, 1879; Симонович, 1880; Неймайер и Улиг, 1892 и др.) являлись эпизодическими и носили сугубо общий характер. Подразделение нижнеюрско-ааленских отложений из-за крайне редких находок фауны основывалось на литологических особенностях и последовательности залегания. Это приводило исследователей к неправильным выводам, являясь основной причиной расхождения во взглядах на возраст одних и тех же толщ.

Начало систематического исследования стратиграфии нижней юры и аалена Грузии было положено работами И.Г.Кузнецова (1926, 1933, 1937), В.П.Ренгартена (1932, 1937), Н.В.Вассоевича (1932), П.Д.Гамкрелидзе (1933, 1940, 1949), А.И.Джанелидзе (1946), И.Р.Кахадзе (1947) и др.

В последующие годы сборы нового материала по литологии и палеонтологии послужили основой для новых стратиграфических построений. Существенный вклад в расчленение нижнеюрских и ааленских отложений на этом

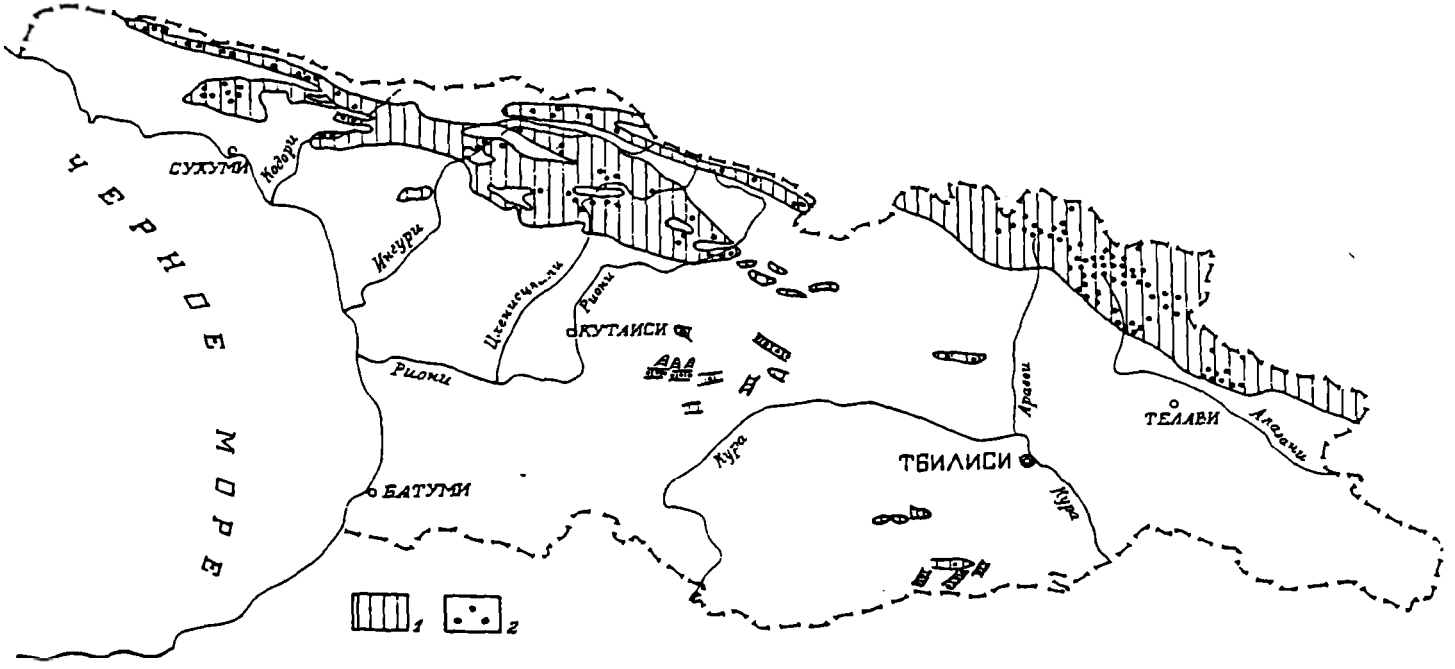

Рис.1. Распространение нижнеюрско-ааленских отложений и фауны аммонитов на территории Грузии: I — выходы отложений нижней юры и аалена; 2 — местонахождение аммонитов

этапе внесли С.Г.Букия (1954), П.И.Авалишвили и др., В.И.Зесашвили (1955, 1964, 1970), Ш.А.Адамия (1958, 1977), К.Ш.Нуцубидзе (1964,-1972), Г.А.Чихрадзе (1967), И.Г.Вашакидзе (1970, 1985), М.А.Беридзе и др. (1972), Е.К.Вахания (1976), Д.И.Панов (1976, 1978) и др.

Начиная с 1965 г. автором предложенной книги велись планомерные работы по детальному стратиграфическому расчленению нижнеюрских и ааленских отложений на основе монографического изучения аммонитовой фауны. В процессе их исследования был получен новый разносторонний материал по стратиграфии, позволивший создать новый вариант унифицированной стратиграфической схемы нижней юры и аалена Грузии. В основу лег материал по многочисленным разрезам нижнеюрских и ааленских отложений Грузии. Однако в работе описываются только стратотипические и типовые разрезы, хотя в некоторых случаях приводится описание и таких, которые имеют особо важное значение для определения возраста слоев, расшифровки стратиграфии и характеристики литофаций. Одновременно производились послойные сборы ископаемой фауны. Главное внимание уделялось изучению аммонитов, хотя с целью уточнения отдельных вопросов стратиграфии определялись и другие группы ископаемых остатков фауны — белемниты, двустворчатые моллюски, брахиоподы и морские лилии.

Разработанная новая стратиграфическая схема нижней юры и аалена Грузии значительно отличается от предшествующих. В ее основе лежит районирование территории по структурно-фациальным зонам. Выделено 12 структурно-фациальных зон, разнящихся вещественным составом, мощностями отложений и полнотой разреза. В определенной степени они отражают палеоструктуры, развивающиеся на территории Грузии в ранней юре и аалене. Зоны объединяют участки с однотипными по своему строению разрезами.

Для каждой зоны составлена местная стратиграфическая схема, отражающая закономерную смену во времени определенных типов пород и содержащихся в них ассоциаций остатков ископаемой фауны.

Новые находки аммонитовой фауны позволили по существу изменить стратиграфические границы ряда свит, а в некоторых случаях впервые установить их принадлежность к определенному уровню общей стратиграфической шкалы. Были пересмотрены и приведены к современному пониманию, отвечающему правилам стратиграфической терминологии и номенклатуры, описания и названия ряда свит. Отложения, выделенные в открытой номенклатуре в качестве толщ или слоев различного состава, включены в свиты с соответствующими географическими названиями.

Палеонтологически обосновано или подтверждено присутствие почти всех ярусов нижней юры и аалена. В их составе большинство аммонитов быстро эволюционирует во времени и относится к руководящим видам. Последовательность смены их комплексов во времени в общих чертах совпадает с таковыми Западной Европы. Это позволило произвести корреляцию местных разрезов с подразделениями общей шкалы и наметить схему зонального расчленения. Выделено и установлено присутствие большинства стандартных зон, а в ряде случаев выделены провинциальные зоны (лоны).

Сопоставление характерных комплексов аммонитов ранней юры и аалена Грузии и смежных территорий Азербайджана и Северного Кавказа

показало, что наряду с имеющимися некоторыми различиями они обнаруживают значительное сходство. Эти комплексы характеризуются смешанным составом. Их представляют в основном североальпийские (среднеевропейские)) формы, а виды, характерные для Средиземноморской области, за исключением *Phylloceras* и *Lytoceras* Дзирульского выступа, встречаются сравнительно редко. Большое сходство аммонитовых комплексов позволяет утверждать, что сопоставляемые территории в ранней юре и аалене составляли одну зоогеографическую провинцию.

Анализ полученных результатов позволил реконструировать историю геологического развития территории Грузии в ранней юре и аалене. Сделана попытка восстановления батиметрического уровня морского бассейна.

ГЛАВА I

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НИЖНЕЮРСКИХ И ААЛЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ

Ряд исследователей (Панов, 1976; Панов, Гущин, 1987; Зесашвили, 1984) с разной степенью детальности осветили вопросы структурно-фациальной зональности нижнеюрских и ааленских отложений Грузии.

Накопившийся в течение последних лет новый фактический материал дал возможность выделить новые зоны и по существу изменить схемы структурно-фациального районирования этих отложений.

Зоны выделены исходя из современной структурной позиции рассматриваемого региона, по изменению характера литофации, продуктов магматической деятельности, мощностей отложений и интенсивности их деформации. Каждой зоне свойственны индивидуальные особенности состава и строения осадочных толш. Они соответствуют определенным палеоструктурам, развивавшимся на территории Грузии в ранней юре и аалене (Панов, 1988), и отражают высокую дифференцированность древних бассейнов.

На южной окраине современной зоны Главного хребта Складчатой системы Большого Кавказа располагается Квишско-Твиберская зона (см.рис.2), отличающаяся неполным разрезом нижнеюрских отложений, представленных лишь верхнеплинсбахскими осадками мощностью до 600 м. Разрез начинается обломочными породами, переходящими выше в глинистые сланцы с примесью песчано-алевритистого материала. Магматические проявления, выраженные субвулканическими образованиями основного и кислого состава, развиты ограниченно.

Более южные выходы нижней юры и аалена совпадают с осевой частью Складчатой системы Большого Кавказа. Они развиты на северном краю Южного склона Главного хребта и на территории антиклинория Бокового хребта. Этот участок в силу своих специфических особенностей формируется в Ненквашско-Архотскую структурно-фациальную зону. Разрез нижней юры-аалена характеризуется здесь большой мощностью (до 6000 м), сильной складчатостью, метаморфизмом и интенсивным проявлением магматизма. В его основании, трансгрессивно перекрывая доюрские образования, залегают синемюрские конгломераты, гравелиты, песчаники и в разной степени метаморфизованные сланцы с лавовыми брекчиями основного состава, альбитофировыми покровами и их туфами. Выше следует другой характерный комплекс плинсбах-раннетоарского возраста, широко развитый по всей протяженности зоны и отличающийся однообразным содержанием глинистых и аспидных сланцев (прослои песчаников крайне редки) с постоянно присутствующими субвулканическими телами и пачками эффузивов толеит-базальтового и, реже, кислого состава. В верхней тоар-ааленской части разреза, несмотря на увеличение количества слоев песчаников, превалирующим компонентом все-таки остаются глинистые сланцы с пластовыми жилами диабаз-порфиритов и вулканогенами кислого и основного состава.

В восточной осевой части Складчатой системы Большого Кавказа обособляется Гуданско-Омалойская зона. В ее пределах вскрываются только плинсбах-ааленские отложения (4500 м), а основание юрского разреза не известно. По содержанию они близки к отложениям предыдущей зоны, но отличаются от них полным отсутствием продуктов подводной вулканической деятельности. Кроме того, резко сокращается количество субвулканических тел.

Гуданско-Омалойская зона по особенностям строения отложений тоара и аалена подразделяется на западную и восточную подзоны.

К югу Гуданско-Омалойской зоны развивалась Иорско-Мацимская зона, которая в современной структуре совпадает с Кахетинской частью Южного склона. Для нее свойственны полнота разреза (мощность 3300 м), постдиагенетические преобразования отложений, интенсивная деформация и активная магматическая деятельность. В низах разреза располагается фациально-изменчивая толща геттанг?-синемюра, сложенная конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками, известняками, череду-

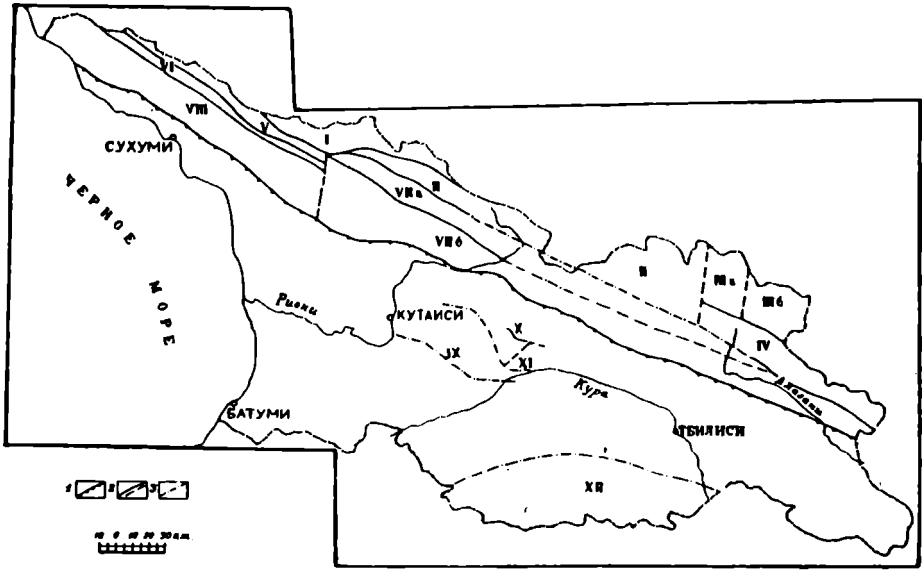

Рис.2. Схема структурно-фациальной зональности нижнеюрских и ааленских отложений Грузии:

I — границы структрных единиц первого порядка; 2 — границы структурно-фациальнах зон и подзон; 3 — границы распространения зон под более молодыми отложениями; I — Квишско-Твиберская зона; II — Ненквашско-Архотская зона; III — Гуданско-Омалойская зона: а — западная подзона, б — восточная подзона; IV — Иорско-Мацимская зона; V — Авадхарско-Клычская зона; VI — Кутыкухско-Сакенская зона; VII — Цхумарско-Коринтская зона: а — северная подзона, б — южная подзона; VIII — Гумиришско-Окумская зона; IX — Кацхско-Молитская зона; X — Чонтско-Гвиргвинская зона; XI — Биджнисско-Цнелисская зона; XII — Локско-Храмская зона

ющимися с глинистыми сланцами, и пачками вулканогенов среднего и кислого состава. Широко развиты также субвулканические тела основного состава. Средняя часть разреза, соответствующая плинсбаху и наиболее нижним горизонтам тоара, характеризуется господством глинистых пород с редкими прослоями эффузивов основного состава и многочисленными пластовыми жилами диабазов. Последние встречаются и в более верхних слоях тоара, где появляются пачки песчаников и песчанисто-глинистого переслаивания. Венчается разрез, главным образом, глинистыми породами ааленского возраста.

В западной части Складчатой системы Большого Кавказа выделяется Авадхарско-Клычская зона. В современной структуре она протягивается параллельно линии водораздельного Главного хребта и включает северный край Абхазской части Южного склона. На всем своем протяжении зона ограничена с севера Главным надвигом. Ее слагают отложения нижней юры в интервале от синемюра до тоара включительно (мощность 2600 м). Здесь, наряду с терригенными, существенную роль играют и вулканогенные образования. Они представлены продуктами подводной вулканической деятельности кислого, реже основного состава. Каждый стратиграфический уровень сопровождается субвулканическими телами.

К Авадхарско-Клычской зоне с юга примыкает Кутыкухско-Сакенская зона, построенная терригенными, карбонатными и вулканогенно-осадочными образованиями. Базальная часть разреза, представленная обломочными и глинистыми породами (400 м), выходит на поверхность лишь в районе Шоудидского выступа палеозойских кристаллических сланцев. Средней части (800 м) разреза соответствуют глинистые сланцы с линзами известняков и вулканогены кислого состава, а также спилитовые пирокластолиты с маломощными пачками глинистых сланцев. Отложения тоара и аалена полностью отличаются от одновозрастных образований смежных зон. Они сложены толщей (1200 м), в низах которой преобладают спилитовые покровы и вулканокластолиты, а выше — авгит-лабрадоровые вулканогены.

На месте современного Сванетского антиклинория и далее на востоке формировалась Цхумарско-Коринтская зона, характеризующаяся уменьшением интенсивности деформации отложений, сокращением продуктов магматической деятельности и почти полным отсутствием проявления вулканизма основного состава. Зона подразделяется на две подзоны: северную и южную. Характер нижней и средней частей разреза обеих подзон аналогичный, лишь в верхней части прослеживается различие, выраженное в увеличении количества песчаников. Для базальной части (400 м) разреза, несогласно перекрывающей образования дизской серии, неотъемлемыми компонентами являются конгломераты, гравелиты, разнозернистые песчаники и глинистые сланцы. Известняки и вулканогены, обычно представленные пирокластолитами кислого состава, играют подчиненную роль. Более верхние горизонты (1200 м), соответствующие плинсбаху и основанию тоара, как и в остальных зонах, отличаются, главным образом, глинистым составом. Значительная часть тоара и ааленский ярус образованы флишоидным чередованием песчаниковых турбидитов, алевролитов, глинистых сланцев и аргиллитов (1500 м).

К северо-западу Цхумарско-Коринтская зона замещается Гумирипшс-

ко-Окумской. Важнейшей особенностью зоны является ослабление степени постдиагенетического преобразования пород, значительное увеличение количества карбонатного материала и субвулканических тел, которые встречаются почти по всей мощности нижнеюрско-ааленского разреза (2900 м). В низах разреза развиты будинированные песчаники, конгломераты, гравелиты, переслаивающиеся с аргиллитами и известняками синемюрского возраста. Последние часто содержатся и в аргилитах плинсбаха. На этом уровне появляются также вулканогенные образования спилит-кварц-кератофирового состава. Тоар и аален построены чередующимися между собой песчаниками и глинистыми породами с небольшими линзами известняков и мелкогалечниковых конгломератов.

На территории Закавказской межгорной области нижнеюрско-ааленские отложения с большим стратиграфическим несогласием перекрывают доальпийский гранитно-метаморфический комплекс и выступают на поверхность в виде отдельных эрозионных останцев. Эта область характеризуется относительно приподнятым положением фундамента, выступающего на поверхность в центральной ее части (Дзирульский выступ).

Выходы нижнеюрских и ааленских отложений южной, юго-западной и северо-западной периферии Дзирульского выступа древних кристаллических пород сгруппированы в Кацхско-Молитскую зону. В основании разреза залегает фациально изменчивая толща (геттанг?) континентального происхождения с продуктами наземной вулканической деятельности кислого состава (мощность от десятков до 700 м). На этой толще с размывом, переходя непосредственно на кристаллические породы, залегают мелководные терригенные отложения синемюра (40-220 м). Выше происходит постепенное обогащение карбонатным материалом. В результате, с верхнего плинсбаха до нижнего аалена включительно господствуют характерные красные органогенные известняки (мощность до 150 м).

Совершенно иного характера рассматриваемые отложения на северо-восточной периферии Дзирульского вытсупа, где они объединяются в Чонтско-Гвиргвинскую зону. Она построена верхнеплинсбахско-ааленской толщей (350 м) терригенных пород.

Отложения нижней юры и аалена, развитые на восточной периферии Дзирульского выступа, обособляются в Биджнисско-Цнелисскую зону. Здесь совместно формировались как фации Кацхско-Молитской, так и Чонтско-Гвиргвинской зоны.

Наконец, последняя структурно-фациальная единица, входящая в состав Складчатой системы Малого Кавказа, выделяется под названием Локско-Храмской зоны, включает в свой состав терригенные образования одноименных выступов древних кристаллических пород. Разрез начинается геттангской толщей (10-240 м) конгломератов и грубозернистых кварцевых песчаников, за которыми следуют мелкозернистые слюдистые песчаники (20-280м) синемюр-раннеплинсбахского возраста. Заканчивается разрез верхнеплинсбахско-ааленской толщей (100-240м), сложенной аргиллитами, переслаивающимися с алевролитами и песчаниками.

Таким образом, обособление площадей распространения однотипных разрезов нижней юры и аалена составляет основу предложенной нами схемы (рис.2) структурно-фациальной зональности. Именно в соответствии с ней ниже приводится детальное описание местных стратиграфических подразделений.

ГЛАВА II

РАСЧЛЕНЕНИЕ НИЖНЕЮРСКИХ И ААЛЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ НА МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПО СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫМ ЗОНАМ

Основной таксономической единицей местных стратиграфических подразделений является свита. Это естественный, генетически целостный комплекс отложений (Степанов, 1958), выделяемый по стратиграфическому положению в разрезе и специфическим особенностям. Свита характеризует определенный этап развития бассейна осадконакопления и указывает на реально существовавшую, отличающуюся от соседней, фациально-палеотектоническую обстановку. Ей своейственны нижняя, верхняя и латеральная границы, с которыми связано резкое изменение состава отложений. Границы могут быть не изохронны, но вдоль них не должны происходить фациальные замещения. Обычно свита отличается устойчивостью основных фациально-литологических и палеонтологических признаков. Своим распространением она ограничена пределами одной структурно-фациальной зоны или ее части, хотя в отдельных случаях и несколькими зонами. Для каждой из структурно-фациальных зон разработана местная стратиграфическая схема, отражающая определенную последовательность свит.

Квишско-Твиберская зона

Наиболее северные выходы нижнеюрских и ааленских отложений выступают в Квишско-Твиберской структурно-фациальной зоне. Здесь они сохранились в виде небольших останцев севернее линии главного надвига в пределах сванетской и абхазской частях Главного хребта Большого Кавказа. В Сванети эти отложения представлены конгломератами, песчаниками и в разной степени метаморфизованными глинистыми сланцами. Грубообломочные породы, развитые в основании глинистых сланцев, Г.А.Чихрадзе выделил в твиберские слои. Позднее, в 1972 г. Ш.Х.Гегучадзе и др. весь комплекс отложений (конгломераты, песчаники и глинистые сланцы) объединили в муашскую свиту. Однако последняя, выступающая значительно южнее, характеризуется совершенно иным содержанием и существенно отличается от них. Это дает нам основание выделить данные отложения в обособленное лито-стратиграфическое подразделение под названием твиберской свиты. Отложения свиты наиболее полно обнажаются на правом берегу ледника Сери, у слияния его с ледником Твибери, где на размытой поверхности древнего кристаллического фундамента трансгрессивно налегают (рис.3):

$J_1^2p_2$ 1. Мелкогалечные конгломераты и светлые крупнозернистые аркозовые песчаники с прослоями и пакетами средне — и мелкозернистых аркозовых песчаников. Галька конгломерата сложена в основном квар-

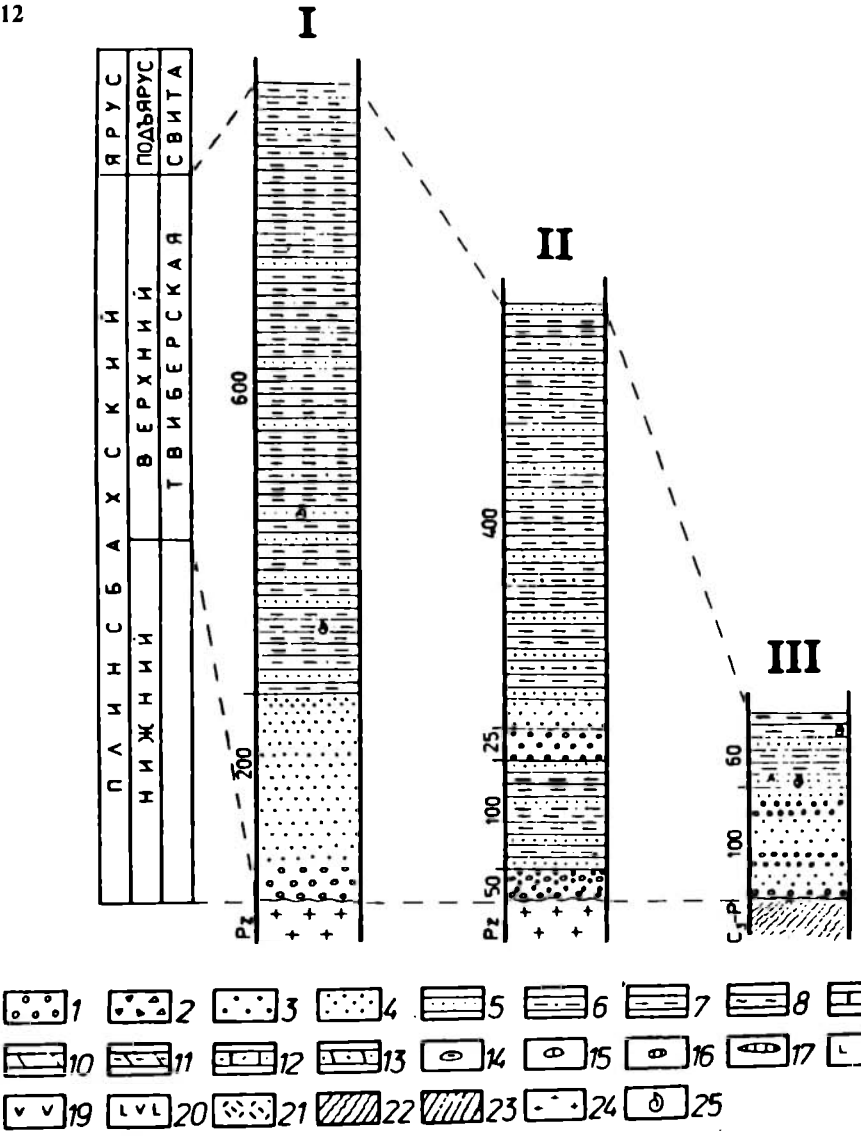

Рис. 3. Сопоставление разрезов нижнеюрских отложений Квишско-Твиберской зоны:

I — ледник Сери; II — ледник Асмаши; III — урочище Квиши; 1 — конгломераты; 2 — брекчии; 3 — гравелиты; 4 — кварцево-аркозовые грубозернистые песчаники; 5 — мелкозернистые песчаники; 6 — алевролиты и алевритистые глинистые породы; 7 — глинистые сланцы; 8 — аргиллиты;
9 — известняки; 10 — мергели; 11 — мергелистые глины; 12 — песчанистые известняки; 13 — песчанистые мергели; 14 — конкреции пирита; 15 — конкреции глинистого сидерита; 16 — известковистые конкреции; 17 — линзы известняка; 18-21 вулканогенные образования: 18 — основного, 19 — среднего, 20 — среднего и основного, 21 — кислого состава; 22 — верхнепалеозойские образования квишской свиты; 23 — образования дизской серии; 24 — палеозойские гранитоиды; 25 — находки аммонитов

цем, хотя довольно часто встречаются и гальки кристаллических пород ..... 200 м

2. Мелкозернитые слюдистые песчаники, переслаивающиеся с алевритистыми сланцами и пластовыми жилами диабаза и альбитофира. В наносах слюдистых песчаников Ш.А.Адамия, О.Д.Хуцишвили, Г.А.Чихрадзе обнаружены *Atractites sp.* и позднеплинсбахский *Arieticeras cf. algovianum* Opp. Здесь же нами найден *Partschiceras* sp.....80 м

3. Полосчатые песчано-алевритистые породы с остатками двустворчатых моллюсков. Отложения пачки секутся 200 метровым интрузивом диорита(?)..... 100м

4. Алевролиты и алевритистые глинистые сланцы.

На левом склоне ледника Дзинал в составе твиберской свиты также встречаются конгломераты (галька представлена преимущественно кварцем, реже, кристаллическими сланцами, филлитами и роговиками), крупно- и мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы.

Несколько иной последовательностью характеризуются отложения, развитые между ледниками Сери и Асмаши, где на гнейсовидных кварцевых диоритах кристаллического ядра трансгрессивно налегают:

$J_1^2p_2$ 1. Чередующиеся между собой крупнозернистые толстослоистые песчаники, гравелиты и конгломераты с галькой кристаллических пород ..... 40-50 м

2. Глинистые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Породы иногда содержат мелкие гальки кварца, придающие им вид пуддинга ..... 80-100 м

3. Глыбовый конгломерат с гальками аспидных сланцев и аркозовых песчаников (размер галек 10 см) ..... 20-25 м

Выше размер галек конгломератов постепенно уменьшается и они переходят в крупнозернистые песчаники, которые в свою очередь сменяются толщей мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев (мощность 350-400 м).

Для некоторых исследователей (Чихрадзе, Гегучадзе и др.) повторное появление в разрезе конгломерата (пачка 3) послужило основанием считать подстилающие его слои (пачки 1,2) аналогами верхнекарбонской квишской свиты, или самыми нижними горизонтами юрской системы. По нашему мнению, отложения, разобщенные конгломератами, по своему составу очень близки и должны представлять одно стратиграфическое подразделение, в данном случае, твиберскую свиту. Что же касается конгломерата, слагающего пачку 3, то он, очевидно, является внутриформационным.

Аналогичные конгломераты, как будет показано далее, часто встречаются в синхронных отложениях соседних районов и своим происхождением скорее всего связаны с местными колебаниями морского дна.

Небольшой выход твиберской свиты прослеживается в истоках р. Долра (урочище Квиши), где она впервые была выделена П.Д.Гамкрелидзе (1963) после обнаружения им здесь слабометаморфизованных образований верхнего карбона.

Отложения твиберской свиты урочища Квиши выполняют мульду синклинальной складки, крылья которой сложены породами Квишской свиты верхнего карбона. У подножья небольшого хребта, ограничивающего с северо-запада Бакский ледник, за отложениями квишской свиты трансг-

рессивно следуют конгломераты, чередующиеся с крупно- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками. Гальки конгломерата представлены преимущественно кварцем и в незначительном количестве ороговикованными породами. Конгломераты и песчаники массивны, мощность отдельных слоев 1,5-2 м. Песчаники переслаиваются выше с маломощными слоями глинистых сланцев с *Amaltheus cf. margaritatus* Montf. и обломками мелких двустворок (Хуцишвили, 1972). Мощность отложений не превышает 110-120 м. В маленькой ложбине, в истоках второго правого притока р.Квиши, за конгломератами и полимиктовыми песчаниками следуют кварцево-слюдистые псамитовые песчаники и алевропелитовые черные глинистые сланцы (140-160 м) с многочисленными представителями *Amaltheus margaritatus* Montf. Из этих отложений Г.А.Чихрадзе указывает на присутствие (совместно с амальтеидами) *Lima cf. hausmanni* Dunk. Общая мощность твиберской свиты в этом районе варьирует в пределах 250-280 м, уменьшаясь в восточном направлении в результате резкого воздымания оси синклинали и постепенного выпадения из разреза верхних горизонтов свиты.

Частые находки *Amaltheus margaritatus* Montf. в отложениях твиберской свиты ур. Квиши и *Arieticeras cf. algovianum* (Opp.), отмеченный в районе ледника Твибери, позволяют отнести твиберскую свиту к верхнему плинсбаху.

Несколько западнее аналогичные отложения встречаются в Абхазии, в окрестностях Клухорского перевала, где образуют тектонический клин, зажатый с севера и с юга докембрийскими и кембрийскими образованиями. Мощность выхода достигает нескольких сот метров. Его слагают аркозовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы.

Ненквашско-Архотская зона

Нижнеюрско-ааленские отложения Ненквашско-Архотской зоны выходят на поверхность южнее линии главного надвига на территории Сванети и Рачи, в междуречье Накра и Риони; затем, минуя южные районы Осетии (р.Ардон, р.Фиагдон и р.Гизельдон), они выступают в верхнем течении р.Терека на Военно-Грузинской дороге и далее на востоке в верховьях р. Ассы и р.Хевсуретской Арагви (Хевсурети).

Первая и наиболее правильная стратиграфическая схема расчленения нижне— и среднеюрских отложений, используемая для Ненквашско-Архотской зоны и не утратившая своего значения до наших дней, разработана В.П.Ренгарненом (1932) в районе Военно-Грузинской дороги. В составе этих отложений им выделяется ряд толщ, обладающих индивидуальной литологической характеристикой, границы которых прослеживаются на одном и том же стратиграфическом уровне и могут картироваться в западном и восточном направлениях. В подошве юрских отложений в верховьях р.Терека обнажается толща конгломератов, гравелитов, кварцитов и в разной степени метаморфизованных сланцев. Она выделена В.П.Ренгартеном (1932) в кистинскую свиту. Отложения свиты здесь контактируют с дарьяльскими гранитоидами, образующими два крупных массива — Дарьяльский и Гвелетский. Они являются крайне восточными выходами гранитоидов Главного хребта.

Процессы ороговикования, гидротермального изменения и милонитизации, развитые в приконтактовых зонах осадочного чехла и гранитоидов в большинстве случаях искажают истинную картину их взаимоотношения. В результате взаимоотношения гранитов с образованиями кистинской свиты толкуются исследователями не однозначно. По мнению некоторых из них (Белянкин, 1924; Ренгартен, 1932 и др.) базальные слои осадочной толщи трансгрессивно залегают на гранитоидных массивах и, естественно, их возраст моложе последних. Другую точку зрения развивают Г.Д.Афанасьев (1958), К.Н.Паффенгольц (1972), В.А. Мельников и др., по данным которых гранитоиды Дарьялского и Гвелетского массивов интрудированы в осадочные толщи более древнего происхождения. По нашему мнению наличие в основании кистинской свиты конгломератов и гравелитов указывает на ее трансгрессивный характер. Однако отсутствие в грубообломочных породах свиты гранитоидного материала (Чихрадзе, 1981) не дает основания предполагать, что во время их седиментации размывались именно гранитоиды, хотя недавно появилась информация, согласно которой в гравелитах бас. р. Кистинка обнаружена галька милонитизированного плагиогранита (Кипиани и др.).

Типовым является разрез свиты, расположенный в уш. р. Кистинка, где на дарьяльские гранитоиды налегают (рис.4):

J_1^1s 1. Кварциты, переслаивающиеся с конгломератами и брекчиями ..... 100 м

2. Глинисто-алевритовые сланцы с линзами графитизированных и углистых сланцев..... .....20-50 м

3. Кварциты с подчиненными пачками глинистых графитизированных сланцев и покровами кератофиров ..... до 400 м

В ущелье первого правого притока р.Кистинка свита, сохраняя свое трехчленное строение, еще более обогащается грубообломочными породами и песчаниками. Здесь в основании свиты выделяются конгломераты с гальками кварца и кварцевые гравелиты (одна галька гравелита представлена милонитизированным плагиогранитом) с маломощными прослоями графитизированных сланцев (мощность пачки 25-30 м), содержащих неудовлетворительно сохранившийся ископаемый остаток двустворчатого, который, по нашим определениям, относится к *Lima cf. hausmanni* Dun. Выше следуют глинисто-алевритовые графитизированные сланцы с линзами углистых сланцев и прослоями кварцитовидных песчаников, реже гравелитов (150 м). Свита венчается переслаиванием кварцитов с графитизированными сланцами.

У восточного погружения Дарьяльского массива, среди глинистых сланцев, кварцитов и гравелитов встречаются лавовые брекчии порфиритов и покровы кератофиров (100 м).

Отложения кистинской свиты, развитые между Дарьяльским и Гвелетским массивами, слагают крупную синклинальную структуру, осложненную мелкими прямыми складками с крутопадающими крыльями.На правом склоне р.Терека, в крыльях синклинальной складки свита тектонически контактирует с гранитоидами. Она представлена графито-андалузитовыми и аспидными сланцами, переслаивающимися с кварцитами и кварцевыми песчаниками. К ней приурочены жилы уралит-лабрадорового диабаза и линзы лавовых брекчий плагиоклазовых порфиритов. На левом берегу р.Терека, милонитизированные гранитоиды Гвелетского массива

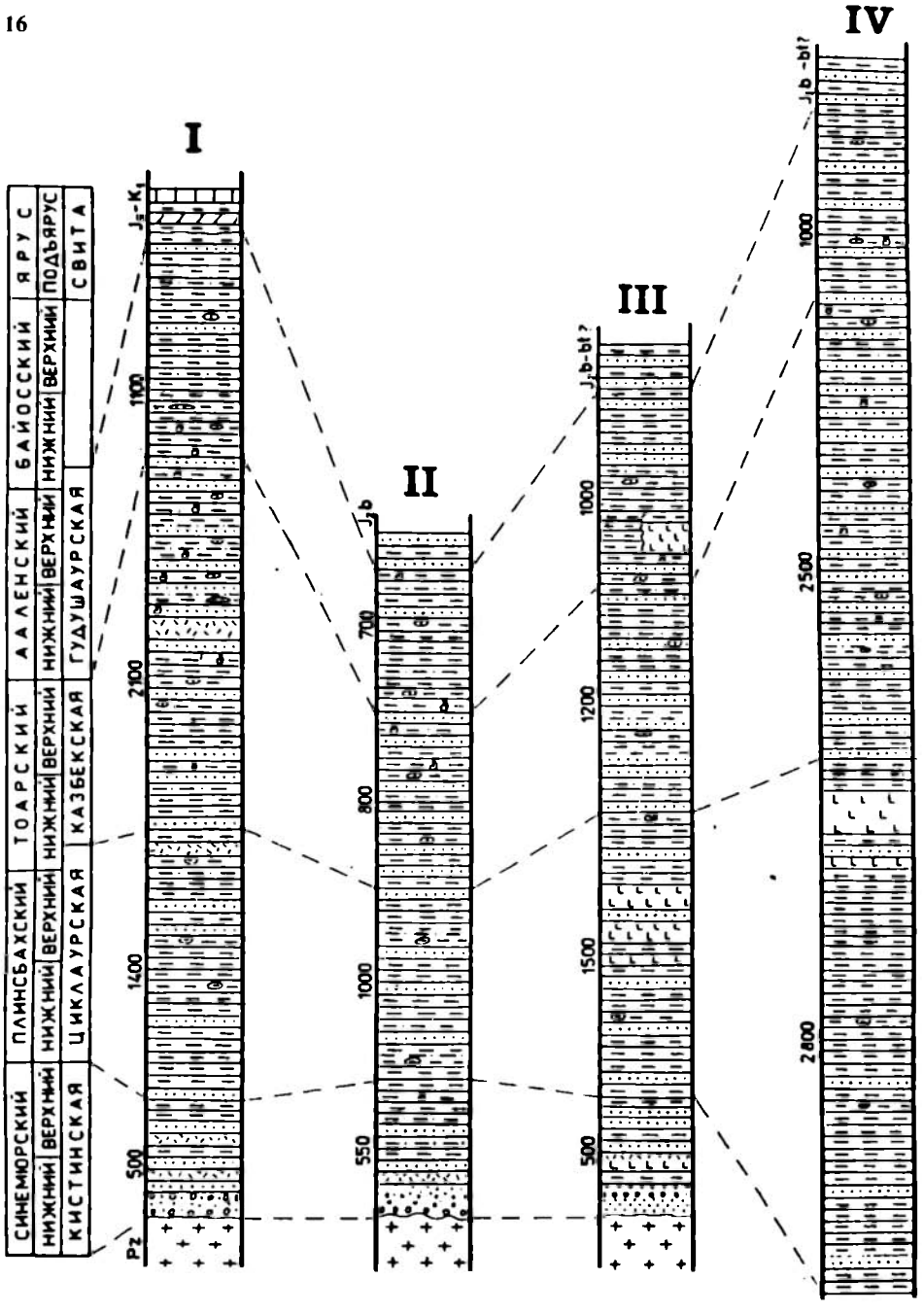

Рис.4. Сопоставление разрезов нижне- и среднеюрских отложений Ненквашско-Архотской зоны:

I — Северная Сванетия; II — Северная Рача; III — Военно-Грузинская дорога; IV — Западная Хевсуретия. Усл.обозн. см. на рис.3

надвинуты на ороговикованные сланцы и темные глинистые сланцы с тонкими прослоями гравелитов и кварцитовидных песчаников (350м). Эти породы и расположенная выше толща (400м) графитизированных глинистых сланцев, содержат многочисленные жилы диабаза.

В андалузитовых сланцах кистинской свиты, выступающей в ущ.р.Девдоракисцкали, Г.А.Чихрадзе собрал плохо сохранившиеся ископаемые остатки, определенные В.И.Зесашвили как *Protocardia sp.*, *Pseudomonites sp.*, *Spondilopecten sp.*, *Chlamys sp.*, *Modiolus psilonatus* Quenst. и *"Rhinchonella" sp.*

Мощность свиты, исчисляемая 400-500 м, установлена В.П.Ренгартеном (1932). Впоследствии эта цифра для обозначений мощности кистинской свиты была принята почти всеми исследователями Кавказа за исключением Д.И.Панова и В.И.Шевченко (1964), которые увеличили ее в истоках р.Геналдон до 1700-1800 м.

Возраст кистинской свиты в районе Военно-Грузинской дороги до сих пор не вполне ясен. Из отмеченных выше форм для стратиграфических выводов можно было бы использовать только геттангскую *Modiolus psilonatus* Quenst, если бы позднее В.И.Зесашвили не переопределил ее как *Modiolus aff. psilonatus* Quenst. В результате стратиграфическая ценность этой формы была доведена почти до нуля. Присутствие в основании разреза кистинской свиты *Lima cf. hausmanni* Dun., которая своим распространением приурочена к нижнему и среднему лейасу, указывает на то, что ее нижняя возрастная граница не выходит за пределы юрской системы. Это предположение подтверждается и фауной двустворчатых моллюсков отмеченной Д.И.Пановым и В.И.Шевченко (1964) в низах кистинской свиты истоков р.Гизельдон. По определениям Г.Т.Пчелинцевой и Л.В.Сибиряковой она представлена ранне- и среднелейасскими видами: *Aequipecten cf. priscus* Schloth., *Avicula yaltaensis* Moiss., *Cardinia aff. copides* Ryckh., *Parallelodon similis* Terq., *Lima* cf. *exaltata* Terq. Верхняя возрастная границы свиты еще менее ясна. Таким образом, возраст свиты из-за недостатка палеонтологического материала определяется совершенно условно. Учитывая небольшую мощность свиты и стратиграфическое положение в разрезе возраст ее ограничивается синемюром.

Западнее, на территории горной Рачи и Сванети синхронные отложения в большинстве случаев перекрыты по главному надвигу кристаллическим фундаментом палеозоя. Лишь в отдельных местах они сохранились в виде небольших выходов грубообломочных пород трансгрессивно залегающих на палеозойских образованиях гранитно-метаморфического комплекса. Конгломераты и нижные горизонты вышележащих глинистых сланцев некоторые исследователи (Гегучадзе и др., Шириашвили и др., Вашакидзе) отождествляют с нижнелейасской „моргоульской свитой," выступающей несколько южнее. Однако, несмотря на определенное сходство, они все-таки заметно отличаются друг от друга наличием или отсутствием тех или иных признаков. Так, например, в отложениях „моргоульской свиты" часто встречаются линзы известняков и растительные остатки, выраженные обломками стволов и кусочками стеблей. Отличаются и их главные компоненты - конгломераты. Гальки конгломератов „моргоульской свиты" состоят из пород дизской серии, в то время как описываемые конгломераты сложены обломками метаморфического комплекса.

Не совсем последователен в своих взглядах В.И.Зесашвили в отношении базальных слоев, развитых в верхней Раче. В 1968 г. он охарактеризовал их под названием зопхитской свиты, позднее (Зесашвили, 1970) — сванетской свиты. В 1976 г. этот исследователь возвращается к своему первоначальному мнению и рассматривает их как образования зопхитской свиты. В 1976 г. Д.И.Панов основание юрского разреза Рачи и Сванети включил в состав кистинской свиты. Несмотря на небольшое различие, выраженное в степени метаморфизма, эти отложения проявляют большое сходство с кистинской свитой и в своем горизонтальном распространении совместно с ней ограничены районами с одинаковой историей формирования пород. В связи с этим, они также рассматриваются нами в составе кистинской свиты.

В Раче самый характерный разрез описываемых отложений расположен в ущ. р.Домбрула, где в трех км от ее слияния с р. Чвешура на породы кристаллического субстрата, выступающего в виде небольшого клина, трансгрессивно налегают (с юга на север):

J_1^1s 1.Конгломераты с хорошо окатанными валунами размером от 5-10 до 25 см, сложенными в основном кварцем, кристаллическими сланцами, микроклиновыми гранитоидами и, редко, диабаз-порфиритами. Цементирующий материал представлен кварц-аркозовыми песчаниками. Кверху размер и количество обломков уменьшается, и конгломераты переходят в гравелиты и грубозернистые песчаники ..... 80-100 м

2. Светлые полосчатые пелитовые и псаммитовые туфы альбитофировсго состава ..... 40 м

3. После небольшого перерыва следуют алевритовые и алевритистые глинистые сланцы, почти черные, часто переслаивающиеся с тонкослоистыми более светлыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Такое чередование пород с разным гранулометрическим содержанием придает им полосчатый характер. Имеются пластовые жилы порфиритов и диабаз-порфиритов мощностью от 20 см до 5 м ..... 130-150 м

С севера надвинуты метаморфические породы палеозоя.

Южнее клина кристаллического субстрата на водоразделе рр.Чвешура-Порхишула (хр.Домбисцвери) описанные базальные пачки не прослеживаются. Они, видимо, перекрываются древними гранитно-метаморфическими породами, и разрез юры здесь начинается более молодыми менее метаморфизованными сланцами.

Кистинская свита без существенных изменений прослеживается в ущ.р.Часахтоми (вблизи от ее слияния с р.Зопхитура) в крыльях антиклинальной складки с древними гранитоидами в своде. В северном крыле антиклинали свита начинается конгломератами, гравелитами и кварцитоидными песчаниками. Между слоями гравелитов и песчаников встречаются зеленовато-серые филитизированные сланцы и пелитовые туфы альбитофира (30-35). Выше следуют псаммитовые и пелитовые альбитофировые туфы мощностью 15 м. Значительную, верхнюю часть (200 м) свиты слагают алевритистые глинистые сланцы с тонкими прослоями алевролитов и маломощными пластовыми жилами диабазов. В южном крыле антиклинали свита имеет такую же последовательность, но в отличие от северного крыла, слагающие ее туфы характеризуются полосчатой текстурой и секутся диабазовыми телами.

На левом берегу р.Зопхитура (верховья) и на водораздельном хребте Бодураши (разделяет р.Зопхитура от р.Риони) грубообломочная базальная часть кистинской свиты выпадает из разреза, и крупно-зернистые гранитоиды Главного хребта непосредственно соприкасаются с ее более верхними горизонтами. Они в основном представлены полосчатыми глинистыми сланцами мощностью 500-550 м. На хр.Бодураши отложения свиты секутся 1-1,5 метровыми жилами уралитового диабаза.

Западнее Эденского гранитоидного массива, в верховьях р.Риони, в основании свиты вновь появляются кварцитовидные гравелиты, песчаники и альбитофировые туфы, выше переходящие в алевритистые глинистые сланцы с полосчатыми участками и секущими телами диабаза.

В восточной части исследованного района, начиная от верховьев р.Чвешура до водораздела рр.Чанчахи-Мамихдон включительно, подошва Кистинской свиты, выраженная грубообломочными породами, нигде не вскрыта. По всей этой территории разрез ее сравнительно однороден. Возникает впечатление, что здесь свита сложена исключительно алевритистыми и алевритовыми глинистыми сланцами, переслаивающимися с тонкослоистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Глинистые сланцы часто отличаются полосчатой текстурой, что обусловлено чередованием пород разного гранулометрического содержания. Непременным элементом свиты являются пластовые и реже секущие жилы уралит-лабрадорового диабаза, под воздействием которых породы на отдельных участках изменены, уплотнены и окварцованы.

В Сванети основание свиты характеризуется грубообломочными породами, но в отличие от описанных аналогов они сложены обломками мелких размеров. В районе наиболее типичного развития, в верховьях бас. р.Маншуры, свита имеет трехчленное строение:

J_1^1s 1.Мелкогалечные конгломераты с галькой кварца и метаморфических пород. Конгломераты переслаиваются с крупнозернистыми песчаниками ..... 35 м

2. Мелкозернистые слюдистые песчаники ..... 90 м

3. Глинистые сланцы часто песчано-алевритистые с прослоями мелкозернистых песчаников ..... 250-300 м

В истоках левого притока р.Долра, на юго-западном склоне горы Мазер базальные грубообломочные слои выражены кварцевыми гравелитами (3,5 м), которые в опрокинутом на юг разрезе, следуют за интенсивно дислоцированной толщей (аналоги квишской свиты). Выше гравелиты сменяются слюдистыми песчаниками и сланцами с субвулканическими телами диабазов.

На хребте, расположенном между ледниками Чалаат и Гул (юго-восточный склон горы Ушба), за палеозойскими кристаллическими сланцами следуют алевритистые сланцы с прослями алевролитов и мелкозернистых песчаников (мощность 400-500 м). Породы часто метаморфизованы, доведены до филлитов и ороговикованы. Наблюдаются пластовые жилы альбитовых порфиритов, а также диоритовый интрузив в кровле толщи. Нижняя часть этих отложений считается аналогом квишской свиты верхнего карбона, а верхняя относится к нижнему лейасу. Однако вышележащая толща по обнаруженному нами богатому комплексу фауны датируется поздним тоаром. Поэтому в отмеченных измененных отложениях естест-

венно допустить присутствие нижнего тоара и, возможно, домера. Более древних образований, по видимому, здесь нет: они или перекрыты надвинутыми с севера палеозойскими породами Главного хребта или же не отлагались вообще. Нижний лейас в данном разрезе выделялся на основании синемюрского *Coroniceras sp.* (определение К.Ш.Нуцубидзе), найденного на правом склоне ущ. р.Гуличала (Чихрадзе, 1967). Отложения, содержащие отмеченную форму, по простиранию непосредственно увязываются с таковыми, обнажающимися на левом склоне р.Гуличала, где встречены характерные формы верхнего тоара. Это обстоятельство ставит под сомнение достоверность определения указанного аммонита.

На южном склоне горы Хелар кистинская свита прослеживается в полном своем составе. Внизу это мелкогалечные конгломераты и разнозернистые толстослоистые аркозовые песчаники (35 м), в верху — мелкозернистые слюдистые песчаники и глинистые сланцы с пластовыми жилами диабазов. Приблизительно такой же последовательностью отложений характеризуется свита на южном склоне хребта Лакчхилда, где на древний кристаллический комплекс налегают:

J_1^1s 1. Аркозовые песчаники с прослоями конгломератов (состоит из гальки кварца и реже гранитов) ..... 50-60 м

2. Чередование песчаников и глинистых сланцев с покровами альбитофиров и их туфов, а также жилами диабазов ..... 200 м

Выше залегают глинистые сланцы с прослоями песчаников и пластовыми жилами диабазов и порфиритов.

Общая мощность Кистинской свиты составляет обычно 500 м, сокращаясь до 200 м на правобережье р.Чанчахи (севернее Мамисонского перевала).

Единственным руководящим ископаемым остатком (если не учесть ошибочно определенный *Coroniceras*), известным в породах свиты, является *Echioceras sp.*, найденный Ш.Х.Гегучадзе в уш. р.Мацанцара (левый приток р.Ноцарулы). Вертикальный диапазон распространения данного аммонита ограничивается верхним синемюром, но так как он обнаружен в 200 м от основания, то нижнюю часть свиты логичнее отнести к нижнему синемюру.

Кистинская свита выше совершенно постепенно переходит в толщу с несколько различным соотношением глинистых сланцев и песчаников. Изменение состава отложений главным образом выражено в увеличении роли глинистых сланцев. Слои песчаников и алевролитов встречаются редко. Местами тонкие слои алевролитов чередуются с глинистыми сланцами, образуя полосчатые породы. Характерной ее особенностью считается присутствие в ней вулканогенных пород и пластовых тел диабазов и порфиритов, многократно переслаивающихся со сланцами. Толща известна под названием циклаурской свиты, выделенной В.П.Ренгартеном (1932) в окр. с.Цдо (Циклаури) по Военно-Грузинской дороге.

Типичный разрез циклаурской свиты расположен между сс.Гвелети и Циклаури. Здесь, по данным Г.А.Чихрадзе (1979) и нашим наблюдениям, прослеживаются:

$J_1^{2+3}p\text{-}t_1^1$ 1. Плотные ороговикованные сланцы с редкими тонкими прослоями мелкозернистых кварцитовидных песчаников с пластовыми и реже секущими телами лабрадоровых диабазов мощностью от 0,5 до нескольких десятков метров. Сравнительно редко встречаются плагиоклазовые порфириты. В результате тектонического воздействия

субвулканические тела будинированы и рассланцованы.....350-400 м

2. Темные аспидные сланцы на отдельных участках слабо ороговикованные, с единичными прослоями алевролитов и окварцованных мелкозернистых песчаников. Толща насыщена небольшими пластовыми телами диабазов..... 200 м

3. Аспидные сланцы с редкими прослоями кварцитовидных алевролитов и покровами вариолитовых шаровых лав. Породы содержат пластовые жилы диабаз-порфиритов ..... 150 м

Перерыв в обнажении..... 300 м

4. Глинистые сланцы, местами ороговикованные, с прослоями окварцованных песчаников и покровами спилитов, а также субвулканическими телами маломощных (О,5-2 м) спилитовых диабазов..... 250 м

5. На значительной территории от р.Сакацети до р.Гергетисцкали встречаются четвертичные лавы горы Казбек. Лишь на левом берегу р.Терек в нескольких обнажениях выступают аспидные сланцы типа кровельных с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и субвулканическими телами альбитовых диабазов и плагиоклазового порфирита..... 500 м

Анализируя описанный разрез можно прийти к выводу, что его нижняя часть (толщи 1,2) мощн. 600 м представлена аспидными сланцами с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Значительное место в строении этой части разреза занимают также пластовые и секущие жилы диабазов, под воздействием которых породы часто изменены и ороговикованы. В средней части (толщи 3,4) разреза лавовая и субвулканическая формация преобладает над осадочными породами. Здесь среди глинистых сланцев появляются вариолитовые сферические лавы диабазов и покровы спилитов без пирокластического материала. В верхних горизонтах мощностью 500 м основную роль вновь играют аспидные сланцы, среди которых песчаники встречаются в виде единичных прослоев. Отложения, соответствующие пачке 5, Г.А.Чихрадзе и Я.Р.Кипиани и др. причисляются к казбекской свите. Наши наблюдения не подтверждают их мнение. В литологическом отношении они стоят значительно ближе к циклаурской свите, чем к более молодой казбекской. Поэтому правильнее рассматривать в составе циклаурской свиты. Общая мощность свиты 1500 м.

Аналогичные отложения, развитые в Раче и Сванети, И.Р.Кахадзе (1947) рассматривал в свите аспидных сланцев. По В.И.Зесашвили в Раче они представляют сланцевую, а в Сванети — муашскую свиту. В дальнейшем большинство исследователей в районе распространения этих отложений выделяли муашскую свиту. Однако, под названием муашской свиты нами описываются менее метаморфизованные отложения, выступающие южнее. Они отличаются от северных выходов более редким содержанием субвулканических тел, карбонатностью и присутствием линз мергелей. Данные отложения по своему содержанию очень близки к циклаурской свите и скорее всего совмесно с ней представляют одну и ту же литостратиграфическую единицу.

Выходы циклаурской свиты в Раче прослеживаются в верховьях р.Риони и во всех речных долинах ее левых притоков, а также в притоках р.Чанчахи. Для наглядности ниже приводится описание разреза на водо-

раздельном хребте рр.Чанчахи и Мамихдон, где на 200 метровой толще кистинской свиты согласно залегают:

$J_1^{2+3}p\text{-}t_1^1$ 1. Глинистые сланцы и алевритистые сланцы с тонкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Имеются окварцованные участки..... 120 м

2. Глинистые сланцы, местами полосчатые, чередующиеся с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Встречаются пластовые жилы диабазов мощностью от 0,5 до 3 м и выветрелые гнезда пирита ..... 200 м

3. Глинистые сланцы, иногда слюдисто-песчанисто-алевритистые, с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Редко встречаются и полосчатые разновидности, содержащие конкреции пирита и маломощную жилу диабаз-порфирита..... 300 м

Западнее, в верховье р.Бубисцкали мощность свиты возрастает до 800-1000 м. В ее составе господствуют глинисто-сланцевые породы. Заметно реже встречаются алевролиты и мелкозернитые песчаники, представленные в виде тонких прослоев мощностью 4-5 см. К западу от р.Бубисцкали роль песчанисто-алевролитовых пород несколько увеличивается, хотя глинистые сланцы опять-таки значительно преобладают над ними. На водораздельном хребте Молиса в отложениях циклаурской свиты появляются глинистые конкреции, обогащенные пиритом. Точно оценить мощность свиты на этом участке довольно сложно из-за мелкой складчатости. По приблизительным подсчетам она не должна превышать 800 м.

На хр. Домбисцвери в циклаурской свите отмечается мелкообломочный пудинговый конгломерат, сложенный 1-2 см хорошо окатанными гальками псамитолитов и алевролитов. Конгломерат, очевидно, является внутриформационным.

Строение разреза циклаурской свиты по р.Зопхитура (приток р.Риони) и водораздельному хребту Бодураши в целом аналогично вышеописанным выходам. Здесь развиты темные глинистые сланцы, местами полосчатые, с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, а также конкрециями пирита. Западнее Эденского гранитоидного массива, на водоразделе рр.Риони-Цхенисцкали, число прослоев песчаников и алевролитов в составе свиты сокращается.

В Сванети полную последовательность циклаурской свиты можно проследить по р.Местиачала. Здесь среди глинистых сланцев часто встречаются пластовые жилы и реже дайки спилитовых диабаз-порфиритов, альбитов и кварцевых альбитофиров, имеющих иногда лавовую природу. Пространственно и, по-видимому, генетически с этими вулканитами связаны ороговикованность, окварцованность и пиритизация глинисто-песчанистых пород. Разрез свиты здесь имеет такой вид (разрез составлен нами совместно с Г.П.Лобжанидзе):

$J_1^{2+3}p\text{-}t_1^1$ 1. На левом берегу р.Мурквам (левый приток р.Местиачала), в 150 м выше от места ее пересечения туристической тропой, с палеозойскими кварцевыми диоритами контактирует пачка измененных слабокарбонатных, глинистых сланцев с тонкими прожилками кварца .....5-7 м

2. Жила зеленовато-сероватого измененного альбитового порфирита ..... 8 м

3. Алевритистые глинистые сланцы, местами окварцованные с маломощным (1,5) будинированным альбитовым порфиритом ..... 25 м

Перерыв в обнажении ..... 250 м

4. Алевритистый пелитолит с прослоями песчано-алевритовых глинистых сланцев и мелкозернистых слюдисто-плагиоклаз-кварцевых песчаников ..... 8 м

Перерыв в обнажении ..... 200 м

5. Слабоалевритистые и алевритистые глинистые сланцы с ороговикованными породами (36 м) в основании и пластовыми телами сильно измененных порфиритов (1,2-14 м) ..... 130 м

6. Темные до черного цвета аспидные и глинистые сланцы с пластовыми будинированными жилами альбитовых порфиритов (0,5-1,5 м).В верхней части появляются светлые полосчатые мелкозернистые слюдисто-кварцевые песчаники ..... 40 м

7. Пластовое тело, в нижней части которого порода представлена среднезернистым зеленовато-серым сильно измененным авгитплагиоклазовым диабазом, в средней части — более мелкозернистой спилитвариолитовой разновидностью, а в верхней сильно измененным порфиритом, содержащим ксенолиты глинистых сланцев ..... 20 м

8. Алевритистые глинистые сланцы, в основном аспидовидные, местами полосчатые с микрополосчатыми алевролитами (42 м) в кровле. В сланцах наблюдаются выветрелые гнезда кристаллов пирита и пластовые жилы диабаза и сильно измененного порфирита (1-5 м) ..... 125 м

9. Алевритистые и слабоалевритистые глинистые сланцы, раскалывающиеся на тонкие пластинки. В основании пачки внедрены среднезернистый плагиоклазово-пироксеновый диабазовый порфирит мощностью 1,5 м. В верхней части прослеживается секущее тело альбитита (3-4 м), а также пластовая жила мелкозернистого диабаза (0,5 м). Глинистые сланцы секутся жилами кварца разной ориентации..... 130 м

10. Алевритистые глинистые сланцы, местами полосчатые, с редкими тонкими прослоями слюдисто-кварцево-плагиоклазового мелкозернистого песчаника в основании пачки. Встречаются маломощные пластовые жилы диабаза (0,5-2 м) и измененного порфирита (1-3 м), а также прожилки кварца с включениями кристаллов пирита ..... 170 м

11. Ориентировочно-чешуйчатые пелитолиты, включающие лавы кварцевых альбитофиров (0,5-1,5 м) и секущие тела диабаза ..... 60 м

12. Алевритистые и слабоалевритистые глинистые сланцы с микрополосчатыми и измененными участками. Среди глинистых сланцев имеются пластовые и секущие жилы кварцевого альбитофира с ксенолитами глинистых сланцев и секущимися жилками кварца. Часто встречаются кристаллы и выветрелые гнезда пирита, а также маленькие рудные жилки.....170 м

В данном разрезе общая мощность циклаурской свиты — до 1400 м. В ее составе сосредоточено наибольшее количество глинистых сланцев и субвулканических тел. Мелкозернистые песчаники играют подчиненную роль и встречаются в виде отдельных пластов.

Описанные отложения слагают северное крыло крупной Местиа-Накринской синклинали (Гамкрелидзе, 1963), являющейся в пределах Верхней Сванети крайне северной структурной складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Указанное крыло нередко осложнено складками более низкого порядка и разрывами взбросово-надвигового характера с перемещением масс с севера на юг. В разрезе по водораздельно-

му хребту между рр.Гуличала и Пушкуери, южнее вершины Гульба на опрокинутые к югу ороговикованные алевритисто-глинистые сланцы взброшены с севера палеозойские кристаллические сланцы антиклинория Главного хребта. Восточное продолжение этого (гульбинского) разрыва некоторыми исследователями предполагается в глинистых отложениях бас. р.Местиачала, допуская при этом принадлежность северного приподнятого блока разрыва к антиклинорию Главного хребта, а южного блока — к складчатой системе Южного склона. Существование такого разрыва в исследованной нами левосторонней части ущ. р.Местиачала не замечается, поэтому всю нижнеюрскую серию этого разреза правильнее включить в состав складчатой системы Южного склона. Нарушение, по которому низы обнаженной части циклаурской свиты данного разреза находятся в соприкосновении с взброшенными с севера палеозойскими кварцевыми диоритами Главного хребта (русло среднего течения р.Мурквам левой ветви р.Местиачала), хорошо известно и описано под названием Квиши-Твиберского продольного разлома (Гамкрелидзе, 1963).

Несколько западнее, на обоих берегах р.Гуличала и склонах ее водораздельного хребта с р.Пушкуери мощность циклаурской свиты сокращается до 150-200 м. Большая ее часть, по видимому, перекрыта по надвигу кристаллическим комплексом Главного хребта. На этих участках она представлена алевритовыми глинистыми сланцами и алевролитами, часто ороговикованными и окварцованными с пластовыми жилами альбитовых порфиритов. Местами породы доведены до филлитов.

Восточнее, в верховьях р.Твибери, р.Халдесчала и в истоках р.Ингури циклаурской свите соответствует толща (мощность 500-700 м) алеврито-хлоритовых глинистых сланцев с редкими прослоями окварцованных мелкозернистых песчаников и маломощными диабазовыми телами.

К востоку от Военно-Грузинской дороги в пределах Западной Хевсурети аналогичные отложения характеризуются значительно большей мощностью, достигающей более 2600 м. Наиболее полно они развиты в ущ. р.Ассы и ее правого притока р.Цкаростави, где нами, совместно с М.А.Беридзе, Т.В.Гиоргобиани и др. составлен детальный структурно-литологический разрез.

$J_1^2p_1$ 1. В северном крыле Биснинской антиклинали (800 м выше устья р.Бисны — правый приток р.Ассы) обнажаются аспидные сланцы с незначительным количеством мелкозернистых песчаников ..... 200 м

2. Южное крыло антиклинали с осложненной замковой частью, сложенное аспидными сланцами, ширина выхода 360 м.

3. Участок мелких складок, сложенных переслаиванием аспидных сланцев, иногда песчано-алевритистых, с мелкозернистыми песчаниками..... 620 м

4. Аспидные сланцы с крайне редкими прослоями плотных песчаников и 2 дайками диабазов мощн. 5 м. Последняя дайка проходит по мульде крупной Биснинской синклинали ..... 360 м

5. В южном крыле Биснинской синклинали аспидные сланцы на отдельных участках переслаиваются с мелкозернистыми песчаниками. Породы секутся 5 дайками диабазов мощ. от 3 до 6 м . Ширина выхода 1090 м.

6. Крупная Ковгринская антиклиналь, ядро которой сложено в основном аспидными сланцами с редкими прослоями песчаников, появляющихся в верхних горизонтах пачки. Встречаются 3 будинированные

дайки диабазов мощн. от 2 до 5 м ..... 250 м

7. В опущенном крыле этой антиклинали, осложненной небольшой синклиналью и антиклиналью выступают аспидные сланцы с 9 дайками диабазов мощн. от 1,5 до 3 и 7 м. Только на одном участке имеется переслаивание аспидных сланцев с песчаниками (50 м) ..... 520 м

8. Сплошной выход аспидных сланцев с 15 диабазовыми дайками от 2 до 9 м..... 640 м

9. Аспидные сланцы, местами переслаивающиеся с песчаниками. Породы прорваны 8 дайками диабазов (от 1 до 4 м)..... 300 м

10. В строении небольшой асимметричной синклинали с крутым северным и более пологим южным крылом принимают участие аспидные сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников и 17 дайками диабазов (мощн. от 1 до 6 м) ..... 370 м

11. Аспидные сланцы с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, прорванные 8 дайками диабаза (мощн. от 1 до 5 м)..... 400 м

В верхней части толщи прослеживается мощная зона разлома (80 м), состоящая из ряда разрывных нарушений с общим северным падением. Сланцы между поверхностями разрыва интенсивно смяты. Зона проходит в замковой части Амгинской антиклинали.

$J_1^{2+3}P_2$-t_1^1 12. В опущенном южном крыле этой антиклинали выходят аспидные сланцы с прослоями песчаников в нижней части (90 м) и 3 дайками диабазов мощн. 1,5 и 2 м..... 220 м

13. Исключительно аспидные сланцы с 8 дайками диабазов. Мощность одной из них достигает 15 м..... 755

14. Аспидные сланцы, секущиеся 9 дайками диабазов мощностью от 1,5 до 20 м. Здесь проходят несколько разломов с амплитудой более 100 м. К ним приурочены жилы кварца ..... 600 м

15. Среди глинистых сланцев появляются незначительные прослои мелкозернистых песчаников. Породы секутся 2 дайками мощн. 5 м..... 260 м

16. Глинистые сланцы, содержащие ряд диабазовых даек мощн. от 0,2 до 8 м ..... 610 м

17. Глинистые сланцы с двумя выходами базальтовых пиллоулав с секущими субвулканическими телами диабазов. Ширина первого выхода 45 м, второго 230 м. Встречаются единичные прослои песчаников. В южном краю толщи глинистые сланцы выполняют мульду небольшой сильно сжатой синклинали. Ширина выхода 625 м.

18. Зона смятия и мелкой складчатости, сложенная глинистыми сланцами и ограниченная разломами с севера и юга ..... 210 м

Выше идут отложения казбекской свиты.

Описанные в разрезе толщи смяты в систему узких сильно сжатых складок, рассеченных частыми параллельными поверхностями кливажа, что затемняет действительную картину слоистости и значительно препятствует установлению истинной мощности отложений. По видимому, истинная мощность нижней части свиты (толщи I-II), сложенной аспидными сланцами, содержащими редкие прослои песчаников, около 1000 м. Мощность верхней части (толщи 12-18), представленной исключительно однообразными аспидными сланцами, более 1600 м. В кровле свиты появляется своеобразный комплекс вулканогенных пород спилит-диабазового состава, мощность которых не должна превышать 200 м (общая мощность свиты 2800 м).

В связи с отсутствием палеонтологической характеристики, возраст свиты до последнего времени остается дискуссионным. Автор циклаурской свиты В.П.Ренгартен (1932) считал ее лейасской, хотя позднее (1937), не *приводя каких-либо дополнительных данных*, предполагал отнести свиту к среднему лейасу. И.Р.Кахадзе (1947), опираясь на аналогии с отложениями Дагестана, возраст циклаурской свиты определил как средний лейас. В то же время нижнюю ее границу он опустил в более древнюю часть ранней юры — в нижний лейас. В.А.Мельников (1967) свиту увязал с синемюрскими отложениями рр.Риони, Цхенисцкали и Ингури и ошибочно датировал ранним лейасом.

Д.И.Панов, В.И.Шевченко (1964) отнесли ее к верхнеплинсбахскому подъярусу. Наряду с этим, сопоставляя верхние горизонты свиты с разрезами Северной Осетии и Восточного Кавказа, где нижний тоар составляет глинистая фация, они допустили присутствие в верхней части циклаурской свиты и нижнего тоара. Согласно Г.А.Чихрадзе (1979), свита является плинсбахской, а по данным И.Г.Вашакидзе верхняя подсвита кистинской свиты и циклаурская свита охватывают весь плинсбахский ярус.

Судя по тому, что циклаурская свита залегает непосредственно на отложениях кистинской свиты, верхний возрастной диапазон которой, по нашему мнению, не выходит за пределы синемюра, ее можно отнести к плинсбахскому ярусу. Однако, присутствие раннетоарских аммонитов в близких по составу отложениях (ацгарская и муашская свиты) соседних районов позволяет предположить, что верхняя граница свиты, вполне возможно, поднимается в нижний тоар.

Стратиграфически выше, над циклаурской свитой залегает толща, в составе которой заметно возрастает количество слоев песчаников. Она образована неравномерным чередованием алевритовых глинистых сланцев, местами полосчатых и мелкозернистых песчаников с максимальной мощностью слоев в 2 м. Толща выделена В.П.Ренгартеном (1932) в казбекскую свиту по одноименному районному центру, расположенного в ущ. р.Терек. В качестве стратотипа казбекской свиты ниже приводится разрез по левому склону ущ. р.Терек от горы Казбеги до с.Арша.

J_1^3t 1. Глинистые сланцы и алевритистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность слоев песчаников от 15 см до 1 м и более. В верхних горизонтах встречаются выветрелые гнезда пирита и жилки кварца. Ширина выхода 350 м.

2. Глинисто-алевритистые сланцы, переслаивающиеся с тонко-, средне- и толстослоистыми плагиоклазово-кварцевыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Оба элемента ритма содержат кристаллы и выветрелые гнезда пирита, а также жилки кварца. Ширина выхода 350 м

3. Глинистые сланцы с прослоями разнослоистых песчаников. На отдельных участках песчаники сгущаются (8м) и преобладают над сланцами. Последние пронизаны жилками кварца. Ширина выхода 450 м.

Перерыв, совпадающий с ущ. р.Паншетисцкали ..... 250 м

4. Глинистые сланцы, часто полосчатые с тонкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников .....120 м

На расстоянии 250-300 м встречаются четвертичные лавы Казбега.

5. Глинистые сланцы ..... 20 м

Перерыв в обнажении ..... 100 м

6. Чередование глинистых сланцев с песчаниками, которые в верхней части становятся толстослоистыми ..... 200 м

Мелкая складчатость, развития в отложениях описанного разреза, значительно затрудняет установление их мощности. Учитывая частое повторение отдельных слоев в складках, можно предположить, что истинная мощность казбекской свиты в разрезе не менее 1000 и не более 1200 м.

Аналогичные отложения, развитые в Западной Хевсурети, П.И.Авалишвили и др. описывались как верхнелейасская сланцево-песчаниковая свита. В 1977 г. Г.А.Чихрадзе и позднее нами совместно с Т.В.Гиоргобиани, Д.П.Закарая (1983) они были охарактеризованы под названием хахматской свиты тоар-раннеааленского возраста. В 1982г. И.Г.Вашакидзе выделил их в качестве хевсуретской свиты тоарского возраста. В дальнейшем Я.Р.Кипиани и др., а также нами (Топчишвили, 1991) эти отложения рассматриваются в составе казбекской свиты. На территории Западной Хевсурети полоса выхода казбекской свиты значительно расширяется, достигая свыше 12 км. Ее взаимоотношение с развитой севернее циклаурской свитой затушевано проходящим здесь разломом крупного масштаба, прослеживаемого на востоке за пределами Грузии. Отложения, расположенные южнее регионального разлома, выступают как на северном, так и южном склонах Главного хребта. Характерный разрез отложений казбекской свиты можно проследить в ущ. рр.Цкаросцкали и Хевсуретской Арагви. Здесь, за отложениями циклаурской свиты, через зону тектонического нарушения, следуют:

$J_1^3t_1^2$-t_2^{1+2} 1. Глинистые сланцы, на отдельных участках переслаивающиеся с мелкозернистыми тонкослоистыми песчаниками (2-8см). Местами породы полосчатые. В верхних горизонтах встречаются конкреции сидерита, среди которых некоторые отличаются крупными размерами. В южной окраине выхода проходит разлом, к которому приурочены смятые в мелкие складки глинистые сланцы (170 м). Описанные породы слагают крупную Горгусскую синклиналь. Ширина выхода 950 м.

В правом притоке р. Цкаростави нами найдены *Mytilocermus amygdaloides* (Goldf.) и *M. gryphoides* (Schloth.).

2. Глинистые сланцы со сравнительно частыми прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность слоев песчаников не превышает 8-10 см, хотя один слой достигает и 2 м. Породы секутся двумя дайками диабазов мощн. 1,5 и 20 м. Эти отложения принимают участие в строении Цкалшуиской синклинали ..... 590 м

$J_1^3t_2^3$ 3. На южном крыле складки выходят глинистые сланцы, иногда песчано-алевритистые, с прослоями песчаников и двумя дайками диабазов мощностью не превышающей 1,5 м. В верхних слоях нами обнаружены *Pleydellia cf. subcompta* (Bran.) и *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) ... 480м

4. Переслаивание глинистых сланцев, песчано-алевритистых сланцев и мелкозернистых песчаников ..... 320 м

$J_1^3t_2^{1+2}$ 5. В основном глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников ..... 140 м

6. 380 метровая толща глинистых сланцев, выполняющая ядро узкой антиклинальной складки. За сланцами на расстоянии 50 м следует переслаивание песчаников и глинистых сланцев с дайкой диабаза мощн. 1 м ... 430 м

$J_1^3t_2$ 7. Переслаивание глинистых сланцев, часто песчано-алевритистых и полосчатых, с песчаниками ..... 890 м

В верхней части толщи, не доходя до перевала Колотанисгеле породы отличаются флишоидным чередованием.

Зона разлома с сильно смятыми и раздробленными глинистыми сланцами и песчаниками. Выше расположены отложения гудушаурской свиты:

$J_2^1a_1$ 8. Крупная синклинальная складка, сложенная глинистыми сланцами и подчиненными прослоями песчаников. Сланцы, часто слюдисто-алевритистые, содержат конкреции сидерита. Выходы пород совпадают с гребневой частью Главного Кавказского хребта. На северном и южном подступах перевала Колотанисгеле нами найдены *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. cinctus* (Goldf.). Несколько западнее, в истоках р.Цирцлованисцкали, в аналогичных отложениях нами обнаружены *Leioceras opalinum* (Rein.). Ширина выхода описанных отложений 800 м.

Вновь появляются отложения казбекской свиты:

9. На расстоянии 400 м переслаивание глинистых сланцев и песчаников, затем глинистые сланцы (150 м) ..... 550 м

Ниже повторяются слои гудушаурской свиты:

10. Глинистые сланцы с тонко- и среднеслоистыми редкими прослоями песчаников ..... 330 м

В нижних горизонтах, обнажающихся в истоках р. Эсачо (верховья р.Хевсуретской Арагви), нами найден *Leioceras sp.*

Отложения казбекской свиты:

$J_1^3t_2^3$ 11. Глинистые сланцы и песчано-алевритистые сланцы, часто полосчатые, переслаивающиеся с песчаниками. На отдельных участках фиксируются пачки песчаников мощностью 10 м ..... 710 м

12. Монотонное переслаивание глинистых сланцев и песчаников. Породы местами характеризуются полосчатостью. По ущ. р.Устамале (верховья р.Хевсуретской Арагви) нами найден *Mytiloceramus gryphoides* (Schloth.), *M. minimus* (Kakh.) и *Pleuromya goldfussi* Roll. Несколько южнее в этой толще, в ущ. р. Эсачо нами обнаружена *Dumortieria cf. bleicheri* Ben..... 700 м

$J_1^3t_2^{1+2}$ 13. Глинистые сланцы и песчано-алевритистые сланцы с прослоями песчаников и сидеритовыми конкрециями. В ущ. р.Эсачо нами обнаружены *Denckmannia sp.*, *Mytiloceramus cinctus* (Goldf.) и *M.guenstedti* (Pčel.) ..... 700 м

Несколько восточнее (севернее с.Атабе) П.И.Авалишвили и др. отмечена *Crammoceras thouarsense* (d'Orb.).

14. Глинистые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками. Часто песчаники сгущаются и образуют 10-метровые пачки. В ущ. р.Горшаглисцкали нами обнаружены *Haugia sp.* и *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), а в ущ. р. Эсачо — *Mytiloceramus gryphoides* (Schloth.) ..... 500 м

$J_1^3t_2^3$-$J_2^1a_1$ 15. Глинистые сланцы и полосчатые сланцы с прослоями песчаников и конкрециями сидеритов. Эти отложения принимают участие в строении антиклинальной и синклинальной складок ..... 760 м

16. Глинистые сланцы, слагающие ядро крупной Хителейской антиклинали ..... 300 м

17. Глинистые сланцы, неравномерно переслаивающиеся с песчанниками ..... 1120 м

18. Глинистые сланцы с прослоями песчаников ..... 1200 м

19. Чередование глинистых сланцев с тонкослоистыми полосчатыми мелкозернистыми песчаниками. Глинистые сланцы содержат конкреции сидерита разной формы и величины. Выход с юга ограничен зоной разлома (70 м), проходящей у слияния рр.Блосгеле и Хевсуретской Арагви.....250 м

Затем на расстоянии 100 м отмечается переслаивание глинистых сланцев, полосчатых сланцев и темно-серых песчаников (мощность слоев 5-25 см).

Выше слудеют отложения гудушаурской свиты.

Как видим, в основании разреза (толща I) преобладают глинистые сланцы; песчаники встречаются сравнительно редко. Выше, в отложениях толщ 2,3 и 4 количество песчаников постепенно возрастает. Нередко они переслаиваются с глинистыми сланцами. В верхних горизонтах толщи 3 найдена *Pleydellia cf. subcompta* (Bran.), указывающая на присутствие в вмещающих ее слоях самой верхней части тоара. Слои, непосредственно подстилающие эти фауносодержащие отложения, стратиграфическим положением соответствуют более нижним уровням верхнего тоара, и, по - видимому, частично нижнему тоару. Это предположение в некоторой степени подтверждается наличием *Denckmannia sp.*, *Haugia sp.* и *Grammoceras thouarsense* (d'Orb), обнаруженных в южных частях разреза (толщи 13, 14). Кровля тоара выступает также на южном склоне Главного хребта в толщах 11, 12 с *Dumortieria cf. bleicheri* Ben. Повторение в разрезе одновозрастных слоев указывает на то, что отложения казбекской свиты сложены в разнопорядковые складки, затрудняющие установление их действительной мощности. По нашему определению она равна 2500 м.

В Сванети отложения, соответствующие казбекской свите, в 1966 г. Г.А.Чихрадзе выделил под названием гулской свиты в объеме тоарского и ааленского ярусов. Впоследствии нижнюю часть этих отложений Ш.Х.Гегучадзе и др. обособили в ладжанурскую свиту тоарского возраста, а верхнюю — в сорскую свиту (тоар-аален). И.Г.Вашакидзе здесь выделил собственно гулскую и зесхоискую свиты и определил их возраст тоар- ааленом. В вертикальном разрезе рассматриваемые отложения имеют более или менее постоянный характер, без существенных изменений в соотношении с количеством основных компонентов (глинистых сланцев и песчаников) и по содержанию наиболее близки к отложениям казбекской свиты, в составе которой мы будем их рассматривать.

Относительно полный разрез казбекской свиты, изображающий непрерывную последовательность слоев (от основания до кровли), на одном участке не прослеживается. Нижние горизонты свиты, хорошо охарактеризованные фаунистически, почти непрерывно обнажаются в бас. р.Местиачала.

В верхнем течении р.Шумулдитвиби (левый приток р.Местиачала) в средней и верхней частях толщи глинистых сланцев и песчаников, имеющей мощность свыше 600 м, на разных уровнях были нами обнаружены *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. dubius* (Sow.), *Posidonia buchi* Roem., *P. daghestanica* (Uhl.), *Maconiceras sp.*, *Hildoceras cf. sublevisoni* Fuc. и *H.sp* (Топчишвили, Лобжанидзе, 1977), среди которых все три формы аммонитов являются руководящими для верхней части нижнего тоара. Учитывая этот, впервые установленный факт, а также то, что в сланцевой серии Южного склона Большого Кавказа увеличение песчанистого материала, как правило, совпадает с началом позднего лейаса, возраст нижней толщи казбекской свиты следует отнести к нижней части нижнего тоара.

В верховье ущ. р.Гуличала (на хребте, расположенном между ледниками Чалаат и Гул) нижним горизонтам свиты соответствует часть алевролитовых сланцев с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников (породы местами метаморфизованы и окварцованы) с пластовыми жилами альбитовых порфиритов.

По-видимому, к данной подсвите относятся кварцево-альбитофировые туфобрекчии мощностью в 130-150 м, развитые на правом склоне р.Гуличала. В кровле вулканогенной толщи породы представлены тектонической брекчией, в которой большие глыбы и обломки альбитовой туфобрекчий разных размеров сцементированы с сильно раздробленными и перемятыми глинистыми сланцами. Восточнее вулканогенные образования, постепенно сокращаясь в мощности, переходят в ущ. р.Гуличала и полностью скрываются под наносами ледников. К западу они также быстро исчезают, появляясь вновь в урочище Шихра.

В ущ. р. Маншура этой части казбекской свиты соответствуют песчано-алевритистые глинистые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками. Таким же составом она характеризуется в верховьях р. Ингури, где прослеживаются ее отдельные неполные выходы.

Общая мощность нижней части свиты исчисляется в пределах 800-1000 м. В наиболее полном и характерном виде верхняя часть казбекской свиты развита на левом склоне р. Гуличала (в окр. горы Гул). Здесь составленный нами разрез имеет следующую последовательность слоев:

$J_1^3t_2$ 1. Рассланцованные алевритовые глинистые сланцы и слюдистые алевролиты с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Породы содержат уплощенные пелитовые и карбонатные конкреции, а также небольшие линзы песчанистых известняков. В сланцах нами обнаружены *Mytiloceramus sp., M. amygdaloides* (Gold.), *Polyplectus sp. Pseudogrammoceras sp* ..... 120 м

2. Темно-серые алевритовые глинистые сланцы, переслаивающиеся со сланцевыми алевролитами, которые часто переходят в мелкозернистые слюдистые песчаники (мощность слоев 3-20 см). Последние иногда слабокарбонатны и отличаются полосчатой текстурой. Встречаются разноформенные конкреции и остатки ископаемой фауны *Polyplectus sp., Harpoceras subplanatum* (Opp.), *Grammoceras sp., G. cf. striatulum* (Sow.), *Pseudogrammoceras sp., P. cf. saemanni* (Dum.), *P. subregale* Pin., *P. fallaciosum* (Bayle), *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.) ..... 200 м

3. Алевритовые глинистые сланцы и пелитовые алевролиты с конкрециями такого же состава. В верхней части появляются неяснослоистые слюдистые песчаники и жилы альбитофира светлого цвета мощностью 1 м. Нами собраны *Lytoceras sp., Pseudogrammoceras sp., P. cf. muelleri* (Denck.), *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.) ..... 150 м

4. Диабаз-порфирит с ксенолитами глинистых сланцев. В контактовых зонах породы изменены ..... 25-30 м

5. Рассланцованные алевритовые и алевритистые глинистые сланцы с пластовыми жилами альбитофира и диабаз-порфирита мощностью от 1 до 12-15 м. Пластовые жилы часто содержат ксенолиты глинистых сланцев. Встречаются ороговикованные участки. Несколько западнее, вблизи от русла р.Гуличала, на уровне этой пачки имеются пелитовые конкреции

разных форм и ископаемые остатки — *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M .cinctus* (Goldf.) *M .dubius* (Sow.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *Grammoceras sp.* ..... 200 м

По видимому, с этой толщи или, возможно, с подстилающих слоев Г.А.Чихрадзе отмечает находки *Pseudogrammoceras sp. (ex gr. fallaciosum* Bayle), *P. sp.* (aff. *regale* Buck.?), *Tatrophylloceras cf. chonomphalum* Vač., *Thysanoceras cf. cornicopiae* (Y. et B.). Определение К.Ш.Нуцубидзе.

6. Темно-серые алевритовые глинистые сланцы с относительно редкими прослоями мелкозернистых слюдистых песчаников. Местами сланцы обогащены песчанистым материалом..... 200 м

7. Алевритовые и алевритистые глинистые сланцы с прослоями сланцевых алевролитов и песчаников, слюдисто-плагиоклазово-кварцевого состава (в подчиненном количестве) ..... 200 м

Все описанные выше толщи залегают согласно и связаны между собой постепенными переходами. Большинство из них прослеживается по простиранию. В основном они представлены алевритовыми глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников и конкрециями разных форм и содержания: конкреции карбонатные, пелитовые и, реже, пирит-сидеритовые. В нижней части разреза глинистые сланцы содержат линзы песчанистых известняков и реже прослои карбонатных песчаников. Встречаются несколько пластовых жил альбитофира и диабаз-порфирита. В контактовой зоне породы изменены. Почти по всей мощности верхней подсвиты (1100 м) содержатся ископаемые остатки, большинство из которых являются руководящими и без всякого сомнения указывают на присутствие во вмещающих их слоях верхнего тоара.

Несколько западнее, в верховье р.Долра в глинистых сланцах с прослоями тонкослоистых алевролитов встречены ископаемые остатки фауны, которые по нашим определениям представляют собой *Pleydellia sp.*, *P.aalensis* (Ziet.), *Dumortieria exigua* Buck. *D . mactra* (Dum.), *D. bleicheri* Ben.

В ущ. р.Местиачала верхние горизонты казбекской свиты обнажаются с частыми перерывами. Они представлены темно-серыми алевритистыми, реже, песчанистыми, местами полосчатыми глинистыми сланцами с прослоями слюдистых плагиоклазово-кварцевых алевролитов и мелкозернистых песчаников. По всей мощности (550 м) видимой части этих отложений встречаются маломощные (0,2-3 м) сильно будинированнные пластовые тела альбититов, измененных альбитофиров и реже спилитовых диабаз-порфиритов, а также многочисленные прожилки и отдельные скопления кварца, нередко обогащенные рудными минералами. В глинистых сланцах с прослоями мелкозернистых песчаников, развитых в окр. горы Тетнульд, А.Гварамадзе обнаружил *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle).

В Раче отложения казбекской свиты слагают толщу со значительным преобладанием глинистых сланцев. В одних местах песчаники полностью исчезают, замещаясь глинистыми сланцами, в других — чередуются с ними.

Наиболее хорошо фаунистически обоснованный разрез казбекской свиты расположен на водоразделе рр. Чанчахи-Мамихдон, где он имеет следующую последовательность:

J_1^3t 1. Глинистые сланцы и алевритистые глинистые сланцы с тонкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, местами породы

полосчатые. Встречаются лепешковидные конкреции и измененные жилы диабаза мощн. 0,6-1,5 м ..... 300 м

2. Однообразные глинистые сланцы, редко переслаивающиеся с алевролитами, местами переходящими в мелкозернистые песчаники. Породы содержат конкреции и зеленовато-серые 2-4 метровые пластовые жилы диабазов, мощность которых кверху возрастает до 25-30 м. Они изменены, их контакты с глинистыми сланцами уплотнены и осветлены. Из этих отложений В.И.Зесашвили отмечает *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.). ..... 220 м

Продолжение разреза прослеживается на самом верхнем серпантине магистральной дороги, ведущей к Мамисонскому перевалу и далее в Северную Осетию.

3. Глинистые сланцы темные слабоалевритистые с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, а также остатками ископаемой фауны, впервые обнаруженные здесь В.И. Зесашвили (1964): *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. cf. dubius* (Sow.), *Posidonia sp.*, *Partschiceras sp. (ex gr. partschi* Stur.), *Lytoceras sp. ind.* В этих отложениях нами найдены *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M, quenstedti* (Pčel.)..... 12-14 м

Западные выходы казбекской свиты через речные долины Бубисцкали, Ноцарула, Чвешура, Зопхитура, Риони и их водоразделов непрерывно протягиваются до Лечхумского хребта. Здесь отдельные части разреза несколько отличаются друг от друга по наличию или отсутствию тех или иных разностей пород. Например, в ущ. р.Зопхитура в верхних горизонтах свиты вначале значительно возрастает количество алевролитов и мелкозернистых песчаников, а затем их число резко сокращается, и в составе толщи господствуют глинистые сланцы. На водораздельном хребте рр.Риони-Цхенисцкали количество псамит-алевролитового материала вновь увеличивается. Севернее горы Хваца, на хр.Молиса, в отложениях свиты Ш.Х.Гегучадзе и др. найдены *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) и *M. cinctus* (Goldf.). Позднее ими же в верховьях р.Риони (близ устья р.Джаматасгеле) была зафиксирована находка позднетоарского *Grammoceras sp.* (*ex gr. thouarsense* d'Orb.). В этих отложениях, развитых в балке Гонасру (справа впадает в ущелье р.Зопхитура), В.И.Зесашвили (1968) обнаружена *Posidonia buchi* Roem.

Мощность отложений казбекской свиты здесь обычно исчисляется 700-800 м, хотя на водораздельном хребте рр. Чанчахи и Мамихдон она сокращается до 500-550 м.

Заканчивая характеристику отложений казбекской свиты, следует отметить, что соотношение глинистых сланцев и песчаников в составе свиты не имеет строго закономерного характера. Часто эти два элемента ритма по простиранию замещают друг друга. В результате в одном случае преобладают пачки глинистых сланцев, в другом — песчаников. Находки руководящих форм аммонитов уверенно свидетельствуют о ее принадлежности к значительной части тоарского яруса.

Следующая гудушаурская свита выделена в 1932 г. В.П.Ренгартеном по правому притоку р.Терек. Она представлена толщей однообразных глинистых сланцев с крайне редкими прослоями песчаников и конкрециями с примесью железистого карбоната.

И.Р.Кахадзе (1947) не счел возможным выделить в отдельности каз-

бекскую и гудушаурскую свиты, ибо последняя в сущности отличается от казбекской лишь меньшим содержанием песчаников. По его мнению в сланцах гудушаурской свиты также встречаются обогащенные участки песчаников, не отличимые от казбекской свиты.

Глинистые сланцы гудушаурской свиты в действительности местами замещаются отдельными слоями и маломощными пачками песчаников, но их количество по сравнению с песчаниками казбекской свиты настолько незначительно, что они совершенно не препятствуют разграничению этих свит. В настоящее время присутствие гудушаурской свиты в местной стратиграфической схеме полностью подтверждается рядом работ и принимается по сути дела почти всеми геологами. Лишь И.Г.Вашакидзе на месте распространения данной свиты выделил уканапшавскую и мнадонскую свиты и определил их возраст соответственно ааленом и байосом. Однако ранг этих подразделений завышен, а целесообразность введения их в региональную схему сомнительно, ибо они своим содержанием полностью совпадают с выделенной ранее гудушаурской свитой. Один из разрезов, отражающий более или менее полную последовательность отложений гудушаурской свиты можно проследить по левобережью р.Терека от с.Арша до с.Пхелше и с.Хуртиси. Здесь на расстоянии 700-800 м выступают прерывистые выходы глинистых сланцев. Для них характерно присутствие многочисленных кварцевых жил и глинисто-карбонатных конкреций, среди которых некоторые отличаются довольно большими размерами. От ущ. р.Ткаршетисцкали в составе свиты появляются кварцево-плагиоклазовые песчаники. В основании они представлены толстыми слоями (35 м). Затем песчаники становятся тонкослоистыми, хотя на отдельных участках встречаются и толстослоистые их разновидности. Мощность этой песчано-сланцевой толщи очевидно достигает 100 м. Выше опять развиты в основном глинистые сланцы с незначительным количеством мелкозернистых песчаников и мелкими конкрециями пелитолита с кристаллами пирита (мощность 250-300 м).

В ущ. р.Гудушаурской Арагви (Сносцкали) на месте выделения свиты картина повторяется. На значительной площади до Квенамского перевала (Бурсачирского) встречаются рассланцованные хрупкие глинистые сланцы с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и конкрециями пелитолитов. Из этих отложений в долине Гудушаурской Арагви отмечается (Канделаки, Кахадзе и др.) белемнит, принадлежащий к роду *Mesoteuthis* Bayle или даже *Megateuthis* Liss. (определение Г.Я.Крымгольца). Возраст первого рода ограничивается домером — верхним ааленом, второго — верхним ааленом-батом. Следовательно, ни в первом, ни во втором случае невозможно точно датировать вмещающие белемнит отложения.

Несколько восточнее, в районе Чаухского массива к отложениям гудушаурской свиты приурочены толеитовые базальты: спилитовые пиллоулавы, брекчии пиллоулав и гиалокластолиты. В глинистых сланцах, развитых непосредственно под вулканогеннами, А.М.Гавашели (1973) указаны находки *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *Posidonia buchi* Roem., *P. daghestanica* (Uhlig), *Lytoceras sp.*, *Leioceras cf. opalinum* (Rein.).

В ущ. р.Хевсуретской Арагви, свиту можно подразделить на три толщи. Нижняя толща сложена глинистыми сланцами, местами полосчатыми, с

редкими прослоями тонкослоистых песчаников (до 3 см) и также редкими конкрециями сидерита (250м). Средняя толща (1100 м) представлена глинистыми сланцами с конкрециями и линзовидными слоями сидеритов. Между этими толщами, у слияния рр.Хевсуретской Арагви и Гуданисчала, прослеживаются массивные песчаники мощн. 6 м. В верхней толще (300 м) среди глинистых сланцев с крупными конкрециями появляются отдельные слои песчаников. В отложениях средней толщи, в окр. с.Гули найден *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.).

Отложения гудушаурской свиты, как уже отмечалось при описании казбекской свиты, обнажаются также севернее, в истоках р.Эсачо и в пригребневой части Главного Кавказского хребта (истоки р.Цирцлованисцкали), где они принимают участие в строении двух синклинальных складок. В этих выходах нами найдены *Leioceras sp.* и *L. opalinum* (Rein.).

Мощность свиты по ущ. рр.Терек и Хевсуретской Арагви составляет 1000 м и более.

В Сванети аналогичные отложения прослеживаются в субширотном направлении, вдоль северного борта опрокинутого на юг и выполненного верхнеюрско-нижнемеловым флишем синклинория. Одни исследователи (Чихрадзе, 1979; Вашакидзе) относили их к байос-батской жибианской свите, а другие (Гегучадзе и др., Шириашвили и др.) — к синхронной талахианской свите. Детальный анализ этих отложений нас убедили в том, что они очень близки к гудушаурской свите и должны быть объединены именно с ней.

Относительно полный разрез, показывающий основной характер отложений гудушаурской свиты, обнажается на левом берегу р.Гуличала, где за казбекской свитой следуют:

J_2a-b_1 1. Темно-серые, местами сильно выветрелые и рассланцованные, глинистые сланцы с обнаруженными (Топчишвили, Лобжанидзе, 1977) *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *Leioceras cf. opalinum* (Rein.) ..... 100 м

2. Глинистые сланцы с прослоями рассланцованных алевролитов. В большом количестве, особенно в нижней половине, содержит маленькие конкреции сферических форм.В верхних горизонтах имеется маленькая линза брекчиевидного известняка ..... 120 м

3. Темно-серые выветрелые листоватые глинистые сланцы иногда алевритистые, распадающиеся на тонкие пластинки. Здесь нами обнаружены *Mytiloceramus pseudoinconstans* Kakh. и *M. nunuae* (Kakh.) ..... 160 м

4. Ломкие тонколистоватые глинистые сланцы с прослоями рассланцованных алевролитов. В нижней части встречаются уплощенные конкреции пелит-алевролитов ..... 150-160 м

5. Темно-серые тонколистоватые глинистые сланцы. В кровле появляются слои мелкозернистых слюдистых песчаников. Нами найдена *Pleuromya sp.* ..... 100 м

Перерыв в обнажении ..... 50 м

6. Тонколистоватые глинистые сланцы с тремя пластовыми жилами диабаз-порфирита и альбитового порфирита (мощн. 1-25 м). Приконтактовые зоны ороговикованы ..... 150 м

7. Листоватые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников. На

отдельных участках мощность слоев песчаников равна 10-15 см..... 300 м

За слоями последней толщи следуют породы карбонатной свиты, представленные (в низах) слабокарбонатными сланцами с прослоями песчанистых известняков и мергелей. Общая мощность гудушаурской свиты составляет 1100 м.

В Раче отложения казбекской свиты также достаточно четко, без следов перерыва, перекрываются толщей, сложенной преимущественно глинистыми сланцами. В.И.Зесашвили (1970) выделил ее в качестве мамисонской свиты байосского возраста. По нашему мнению, толща своим стратиграфическим положением в разрезе и характерным литологическим особенностям идентична с гудушаурской свитой, поэтому мы включаем ее в состав последней. Для полного представления характера отложений нами приводится разрез гудушаурской свиты в районе Мамисонского перевала.

J_2a-b_1 1. Глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов и мелкими пелитовыми конкрециями. В одной из них нами обнаружен хорошо сохранившийся *Costileioceras costosum* (Quenst.)..... 50 м

2. На расстоянии 100 м осыпь диабаз-порфиритов и темных глинистых сланцев.

3. Глинистые сланцы с линзами пирит-сидеритовых пелитолитов. Встречаются микрослои алевролитов, которые, чередуясь со сланцами, образуют полосчатую породу ..... 150 м

Перерыв в обнажении ..... 100 м

4. Рассланцованные тонколистоватые глинистые сланцы с плотными конкрециями и линзами пелитолитов, иногда карбонатных ..... 120 м

5. На расстоянии 80 м такие же породы с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников.

6. В 40-45 м не доходя до Мамисонского перевала, среди глинистых сланцев, встречается 1 м слой среднезернистого карбонатного песчаника аркозово-кварцевого состава. На самом перевале выступают черные тонколистоватые сланцы.

7. Черные глинистые сланцы, раскалывающиеся на тонкие пластинки с редкими прослоями и линзами песчаников .....120 м

Выше следуют отложения талахианской свиты.

Гудушаурская свита почти без изменений прослеживается в западном направлении до Вацисцверского перевала включительно. На отдельных участках в ее породы внедрены пластовые жилы диабаз-порфиритов. Мощность некоторых из них превышает 50 м (водораздел Цицхварга-Ноцарула, р.Риони, гора Вацисцвери). Очевидно присутствие этих диабазов послужили К.И.Чичинадзе (1945) и И.Р.Кахадзе (1947) основанием для выделения здесь диабазового или спилитового горизонта. Согласно К.И.Чичинадзе, диабазы, развитые в урочище Талахиани и на горе Вацисцвери являются продуктами подводного излияния и образуют 8-10 покровов, разобщенных пачками глинистых сланцев, согласно залегающими между ними. Впоследствии мнение о эффузивном характере диабазов не подтвердилось. Исследования М.А.Беридзе, В.И.Зесашвили показали, что все диабазы, встречающиеся на уровне гудушаурской свиты, представляют собой субвулканические силловые тела спилитового состава.

Мощность свиты варьирует в пределах 600-700м. *Leioceras cf. opalinum* (Rein.) и *Costileioceras costosum* (Quenst.), найденные нами в основании

свиты (Сванети и Рача) указывают на принадлежность вмещающих их слоев к нижнему аалену. Видимо, из верхних слоев свиты бас. р.Риони отмечается находка Ш.Х.Гегучадзе *Partschiceras cf. abichi* (Uhlig) в 1965 г. Стратиграфический диапазон данного аммонита ограничен верхним байосом (Безносов, 1958), хотя И.Р.Кахадзе (1943) предполагает, что он встречается и в нижнем байосе. Если это так, то отложения гудушаурской свиты должны охватывать весь аален и основание байосского яруса.

В нижне- и среднеюрском седиментационном цикле Ненквашско-Архотской зоны наиболее молодой является толща, сложенная глинистыми сланцами и песчаниками. Глинистые сланцы хрупкие, переслаивающиеся с ними песчаники в основном плагиоклазово-кварцевые и мелко-, средне- и крупнозернистые. Характерная особенность песчаников — наличие флишевых фигур на нижней поверхности слоев. С отдельными пачками глинистых сланцев и песчаников связаны кремнистые и глинисто-сидеритовые конкреции.

Первоначально толща была выделена В.П.Ренгартеном (1927) в свиту Кератхеви по одноименной балке, соединяющейся с ущ.р.Гудамакарской Арагви. Позднее, по неизвестной причине, им же была переименована (Ренгартен, 1932) в бурсачирскую свиту и отнесена к средней юре. В бас. р.Гудамакарской Арагви, в уш. р.Бурсачири, где расположен стратотип свиты, В.П.Ренгартен указывал на согласный переход ее в верхнеюрский карбонатный флиш. Совершенно иначе трактуется им (1937) взаимоотношение флишевых отложений с подстилающими в ущ. р.Терек. Здесь между ними он проводит разлом, вдоль которого выпадает из разреза бурсачирская свита и с верхнеюрским карбонатным флишем непосредственно контактируют отложения гудушаурской свиты.

Судя по данным А.В.Пейве (1941), отложения бурсачирской свиты макроскопическими признаками не отличаются от палеонтологически охарактеризованных ааленских отложений южного и северного склонов Центрального Кавказа. В связи с этим возраст свиты им определяется ааленом.

И.Р.Кахадзе (1947), сопоставив отложения бурсачирской свиты с сорскими сланцами, пришел к выводу, что они полностью идентичны и синхронны. Однако, ввиду того, что свита согласно переходит непосредственно или через млетскую свиту в верхнеюрские отложения, он допустил в ней присутствие и средней юры.

Несмотря на то, что свита в целом довольно выдержана и представляет собой вполне самостоятельное стратиграфическое подразделение, до недавнего времени ее отдельные части принимались за совершенно разновозрастные и самостоятельные свиты. Например, О.И.Шириашвили, И.Г.Вашакидзе, Д.А.Кикошвили и др. в ущ.р.Трусо отделили от гудушаурской свиты комплекс отложений, который объединили в шеварденскую свиту и определили ее возраст поздним ааленом-средней юрой. Несколько позднее эти же авторы в бас. р.Черной Арагви, в пределах бурсачирской свиты выделили две самостоятельные свиты: нижнюю шеварденскую (верхний аален-низы средней юры) и верхнюю собственно бурсачирскую (средняя юра). В бас. р.Терек И.Г.Вашакидзе вобше отрицает присутствие бурсачирской свиты, и соответствующие ее отложения включает в шеварденскую свиту батского возраста. В 1983 г. Я.Р.Кипиани и др. используют шеварденскую свиту в таком же стратиграфическом диапазоне, а подстилающие ее отложения включают в

бурсачирскую свиту (верхний аален-байос). В действительности мы имеем дело с одной и той же бурсачирской свитой, и выделение из нее какой-либо части выглядит весьма искусственно.

В 1977 г. Г.А.Чихрадзе бурсачирскую свиту подразделил на две толщи. Нижнюю толщу глинистых сланцев с отдельными пачками карбонатных песчаников он выделил в канобскую свиту и отнес ее к байосскому ярусу. Верхнюю толщу с прослоями карбонатных песчаников, песчанистых известняков и мергелей он датировал батом. В дальнейшем Г.А.Чихрадзе (1979) отмеченные толщи правильно включил в состав бурсачирской свиты и определил ее возраст как поздний аален-бат включительно.

Для характеристики вышеуказанных образований, не вникая в детали, в общих чертах нами приводится разрез, прослеживаемый на левом склоне р.Терека. Здесь, в районе с.Хуртиси, на расстоянии 250-300 м развиты толстослоистые плагиоклазово-кварцевые песчаники. Мощность отдельных их слоев достигает 3 м. Они отличаются хорошо выраженными флишевыми фигурами на нижних поверхностях напластования. К югу количество песчаников заметно уменьшается и на расстоянии 600-700 м среди глинистых сланцев встречаются сравнительно редкие прослои слабокарбонатных песчаников. От с.Каноби до с.Коби бурсачирскую свиту слагают глинистые сланцы, переслаивающиеся с тонко—, средне— и толстослоистыми карбонатными песчаниками. В одних местах песчаники почти исчезают, в других чередуются со сланцами, образуя пачки флишоидного типа (ширина выхода около 1300 м). Породы содержат линзы песчанистых известняков и на отдельных уровнях удлиненные и уплотненные конкреции глинистого сидерита. Эти отложения отделяются от флишевых образований верхней юры крупным Тибским разрывом.

В отложениях бурсачирской свиты встречены *Posidonia sp.* и проблематики *Helminthopsis labyrintica* Heer, *Gyrophyllites multiradiatus* Heer, *Palaeodiction textum* Heer, *Chonodites divaricatus* Heer и *C. bollensis* Heer (Ренгартен, 1932). В ущ. р.Бакурхеви (левый приток р.Гудамакарской Арагви) у с.Сакерпо отмечаются также плохо сохранившиеся остатки двустворок *Spondilopecten sp. ind.* и *Chlamys sp. ind.* (Вашакидзе, 1970).

В ущ.р.Хевсуретской Арагви отложения бурсачирской свиты имеют более широкое распространение. Они начинаются в 1 км южнее с.Гелисваке, где проходит разлом, ограничивающий их от подстилающих слоев гудушаурской свиты, и заканчиваются вблизи устья Пшавской Арагви. Здесь они по региональному разлому контактируют с отложениями карбонатного флиша. Свита представлена переслаиванием разнослоистых песчаников местами слабокарбонатных с глинистыми сланцами. Большая часть свиты сложена двухкомпонентным терригенным флишем. Часто для песчаников характерны косая слоистость и флишевые фигуры. В верхней части свиты имеются кремнистые и сидероплазитовые конкреции мелких размеров. В указанном ущелье мощность свиты составляет до 1000-1200 м.

Возраст свиты определяется услово, исходя из косвенных данных. Она согласно залегает на ааленско-нижнебайской гудушаурской свите и подстилает карбонатный флиш верхней юры. Благодаря столь определенному стратиграфическому положению в разрезе ее можно отнести к значительной части байоса и, возможно, частично бату.

В Раче между отложениями гудушаурской свиты и карбонатным

флишем располагается толща (350м), представленная чередованием разнослоистых аркозово-кварцевых песчаников с глинистыми сланцами. В верхних горизонтах песчаники и глинистые сланцы карбонатны. Имеются конкреции больших размеров и линзы известковисто-песчанистых пелитолитов и песчано-алевритовых мергелей. В низах толщи отмечено (Чичинадзе, 1945) присутствие рассланцованных туфов и туфогенных песчаников. Наличие туфогенных прослоев позволили К.И.Чичинадзе выделить ее в талахианский горизонт, который позднее В.И.Зесашвили и Ш.Х.Гегучадзе перевели в ранг свиты. Стратиграфический объем свиты понимается не однозначно. Если первый исследователь свиту отнес к бату, то второй включил в ее состав и байосский ярус. Отложения талахианской свиты расположены на одном и том же стратиграфическом уровне с близкой по составу бурсачирской свитой, поэтому она также относится нами к значительной части байоса. Присутствие же в ней батского яруса из-за своей небольшой мощности ставится нами под сомнение.

По р. Зопхитура и верховьях р.Риони талахианская свита полностью выпадает из разреза, и подстилающие ее отложения непосредственно соприкасаются с разными горизонтами карбонатной серии. Вообще вопрос о взаимоотношении верхнеюрского карбонатного флиша с образованиями средней юры в течении многих лет трактовался по-разному. Одни (Кузнецов, 1931, 1933, 1937; Залеский, Кузнецов, 1940; Левченко, 1940; Мефферт, 1934) считали границу между ними тектонической, допуская присутствие надвига. Другие (Пейве, 1945; Маркозия) предполагали, что карбонатный флиш трангрессивно залегает на подстилающих отложениях и исключали возможность присутствия в разрезе большей части средней и верхней юры — от байоса до кимериджа включительно. Почти параллельно развивалось мнение (Дзоценидзе, Маркозия; Тогонидзе, Шония; Чичинадзе; 1945; Кахадзе, 1947; Зесашвили, 1964; Чихрадзе, Гегучадзе и др.), согласно которому переход между этими формациями совершенно постепенный.

Анализ описанного материала показывает, что наиболее молодые образования средней юры в Раче резко сокращаются в мощности и местами выпадают из разреза, а в Сванети отсуствуют вообще. Все эти факты подтверждают мнение о наличии здесь крупного тектонического нарушения, выраженного в надвигании с севера отложений средней юры на толщу карбонатного флиша. В результате вдоль линии надвига происходит выклинивание отдельных горизонтов средней юры.

Гуданско-Омалойская зона

Западная подзона

В западной подзоне Гуданско-Омалойской зоны нижнеюрско-ааленские отложения обнажаются в верховьях рр.Аргун, Андаки и в бас. р.Гуданисчала, занимая часть территории Бокового хребта, Главного хребта Большого Кавказа и его Южного склона. Наиболее древние образования юры здесь представлены плинсбахскими глинистыми сланцами, алевролитовыми сланцами с подчиненными прослоями алевролитов и мелко-

зернистых песчаников. По данным И.Р.Кахадзе (1947), они являются нижне- и среднелейасской циклаурской свитой. В 1964 г. В.В.Шелховский, А.А.Нырков, Е.И.Каданер эти отложения выделили в шатильскую свиту и отнесли к плинсбаху. В дальнейшем для большинства исследователей они представляют циклаурскую свиту. Однако как уже отмечалось для циклаурской свиты характерны многочисленные субвулканические тела и наличие вулканогенных образований. В рассматриваемых отложениях всего несколько раз встречаются дайки диабазов, а вулканогены отсутствуют вообще. Кроме того, для них характерно увеличение песчано-алевритистого материала и частое присутствие полосчатых пород. Исходя из сказанного, мы считаем целесообразным принять их за образования шатильской свиты.

В ущ. рр.Аргун и Андаки отложения шатильской свиты слагают ядро крупной антиклинальной структуры. От места слияния этих рек (по ущелью р.Аргун) до слияния р.Аргун и р.Шатилисцкали обнажаются темные аспидные сланцы и алевритистые глинистые сланцы, местами полосчатые, с редкими тонкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, иногда среднеслоистых. Далее до развалин с.Качу и несколько южнее на расстоянии 750-800 м встречаются исключительно аспидные сланцы и их полосчатые разновидности. Выше до устья р.Георгицминда среди аспидных сланцев вновь появляются слои песчаников мощностью от 2-5 до 40 см, которые впоследствии совершенно исчезают и свита, не доходя 300 м до р.Тяхи (левый приток р. Аргун), представлена только однообразными глинистыми сланцами. Дайки диабазов, которые так интенсивно развиты в ущ. р.Ассы, здесь встречаются три раза. Восточнее, в ущ. р.Андаки (не доходя до с.Муцо) фиксируется лишь одна дайка диабаза. В этом ущелье, в основании шатильской свиты, на расстоянии 2000 м выделяются аспидные сланцы с редкими прослоями мелкозернистых часто кварцитовидных песчаников. В средней части свиты, в окр. с.Муцо прослеживаются однообразные аспидные сланцы (640 м), а в верхних горизонтах — аспидные сланцы и песчано-алевритистые глинистые сланцы с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Породы часто отличаются полосчатой текстурой. Из верхней части свиты П.И.Авалишвили и др. отмечают находку *Mytiloceramus substriatus* (Münst. in Goldf.), на основании которой содержащие ее отложения относятся к домеру. Однако стратиграфический диапазон указанного вида охватывает от верхнего плинсбаха до аалена включительно (Нуцубидзе, 1966) и делать точные стратиграфические выводы, базируясь на нем, не оправданно. На принадлежность определенной части шатильской свиты к верхнему плинсбаху указывают *Arieticeras cf. bertrandi* (Kill.) и *A. cf.algovianum* (Opp.), обнаруженные В.В.Шелховским и др. в районе р.Шатили. Нижние горизонты свиты, исходя из их стратиграфического положения (подстилают домерские образования), соответствуют нижнему плинсбаху. Верхние горизонты, видимо, включают в свой состав частично и нижний тоар, аналогично с циклаурской свитой, с которой описанные отложения непосредственно увязываются. Мощность свиты 2500 м.

Выше шатильская свита переходит в отложения казбекской свиты (рис. 5). Взаимоотношение между ними тектоническое, поэтому не исключено, что самые нижние горизонты казбекской свиты по проходящему здесь раз-

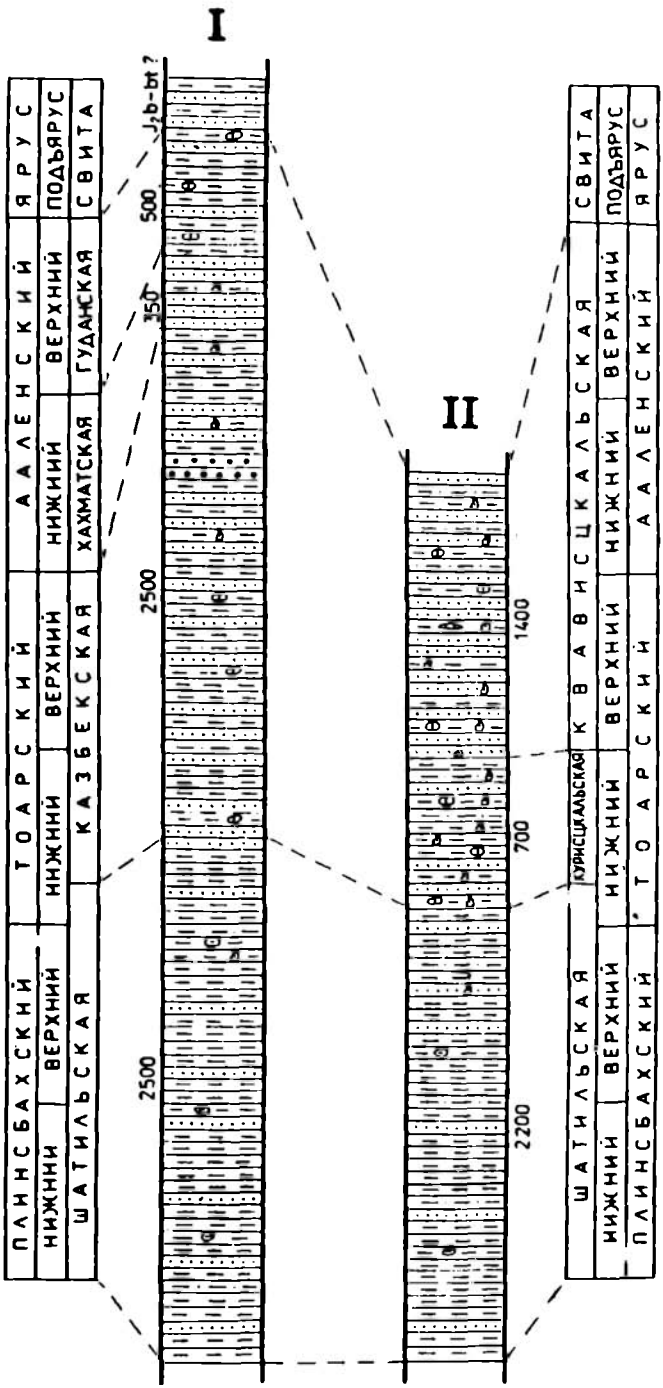

Рис. 5. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений Гуданско-Омалойской зоны:

I — западная подзона; II — восточная подзона. Усл. обозн. см. на рис. 3

лому перекрыты шатильской свитой. В ущ. р.Аргун, южнее левого притока р.Тяхи, на расстоянии 2000 м выступает значительная часть казбекской свиты. Она представлена глинистыми сланцами, часто полосчатыми от примеси алевритистого материала и переслаивается с тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками (2-5 см). Местами мощность слоев песчаников возрастает и достигает 0,5-1 м. Встречаются мелкие уплотненные конкреции с кристаллами пирита. Эти осадки подстилают толщу (1200 м) глинистых сланцев и разнослоистых песчаников с раннеааленским аммонитом. Очевидно здесь она выполняет мульду синклинальной складки. В южном крыле синклинали наиболее древние слои казбекской свиты обнажаются между с.Чечкети и с.Лебаискари (ущ. р.Аргун), где они сложены глинистыми сланцами, переслаивающимися с разнослоистыми песчаниками и 4 слоями конгломератов мощностью от 0,6 до 2 м (480 м). Далее к югу количество слоев песчаников заметно сокращается, хотя местами они все-таки чередуются с глинистыми сланцами (420 м). С последними связаны мелкие сидеритовые конкреции, которые часто увеличиваются в размерах и переходят в линзы. По всей мощности выхода содержатся *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. dubius* (Sow.), *M. amygdaloides* (Goldf.) и *M. samebensis* (Kakh.), а в северной окраине выхода, в окр. Тамарисцихе П.И.Авалишвили и др. отмечают присутствие раннетоарского *Dactylioceras* sp. К югу от Лебаискари количество песчаников вновь возрастает. Они переслаиваются с глинистыми и песчано-алевритистыми сланцами (длина выхода 300 м). Породы содержат многочисленные остатки двустворчатых моллюсков, среди которых нам удалось определить *Mytiloceramus tsiplavakensis* (kakh.).

Выше по течению р.Аргун на расстоянии 300 м глинистые сланцы в значительной степени преобладают над песчаниками, которые встречаются в виде редких прослоев. Глинистые сланцы содержат сидеритовые конкреции и *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Coldf.), *M. cinctus* (Coldf.), *M. fuscus* (Quenst.), *M. minimus* (Kakh.), *M. liasicus* (Kakh.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M.pseudoinconstans* (Kakh.), M. *dubius* (Sow.).

Наконец, до пер. Датвис-Джварисгеле обнажаются прерывистые выходы (1800 м) глинистых сланцев, часто песчано-алевритистых, переслаивающихся с тонко-, средне- и толстослоистыми песчаниками. Встречаются уплощенные конкреции сидерита и многочисленные ископаемые остатки. В 250-300 м от основания описываемых отложений, нами совместно с В.Патарашвили и И.Г.Вашакидзе, найдены *Dumortieria gundershofensis* (Haug), *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. dubius* (Sow.), *M. pseudoinconstans* (Kakh.) и *Posidonia daghestanica* (Uhl.). Позднее, ближе к руслу р.Аргун, нами собраны *Dumortieria brancoi* Ben., *D. radiosa* (Seeb.) и *D. pseudoradiosa* Bran.

К северу от слоев с раннетоарским аммонитом казбекскую свиту представляют глинистые сланцы и песчано-алевритистые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками. Последние главным образом тонкослоисты, но среди них попадают и средне- и толстослоистые разновидности. Мощность выхода 1800 м. В южной окраине выхода появляется слой конгломерата (5 м), окатанный материал которого представлен кварцево-плагиоклазовыми пес-

чаниками, глинистыми сланцами и глинисто-карбонатными конкрециями. У с. Кистани Г.А.Чихрадзе найдены *Tatrophylloceras* sp. (ex gr. *tatricum Pusch) и Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.). Несколько южнее нами собраны *Mytiloceramus cinctus* (Goldf) и *M.nunuae* (Kakh.).

Во втором правом притоке р.Гуданисчала обнажаются пачки с различным соотношением глинистых сланцев и песчаников. Почти повсеместно они содержат остатки митилоцерамусов, представленных *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. dubius* (Sow.), *M. polyplocus* (Roem.). В верховьях данного притока в 500 м южнее горы Кистанистави нами обнаружены позднетоарская *Pleydellia subcompta* (Bran.) и *Posidonia buchi* Roem. В окр. горы Кистанистави встречены *Mytiloceramus gryphoides* (Schloth.), *M. quenstedti* (Pčel.) и *M. cf. tshalensis* (Kakh.).

Восточнее отложения казбекской свиты без существенных изменений в количественном соотношении глинистых сланцев и песчаников через хр. Кхомагисмта переходят в ущ. р.Андаки. На правом берегу р.Чанчахисцкали, выше с.Хахабо, в пласте конгломератовидного песчаника В.Н.Крестниковым, В.И.Кожевниковым были найдены тоарский *Mesoteuthis conoidea* (Opp.), тоар-раннеааленский *M. cf. tripartita* (Schloth.) или тоарский *M. cf.triscissa* (Jan.) и *Dactyloteuthis sp.* В этом же ущелье обнаружены *Dumortieria cf.tabulata* Buck., *D. moorei* (Lyc.), *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldfuss).

В районе Главного Кавказского хребта собраны остатки аммонитов, которым из-за плохой сохранности дано только родовое определение. Эти аммониты нами сгруппированы в следующие роды: *Grammoceras sp.* (окрестности оз. Копалисцкали, Андакский перевал и верховья р.Бролисхеви), *Pseudogrammoceras sp.* (р.Боркилосхеви) и *Pleydellia sp.* (окрестности перевала Андаки).

В среднем течении р. Пшавской Арагви, среди песчанистых образований бурсачирской свиты, выступает небольшой выход казбекской свиты. Взаимоотношение между ними тектоническое. По данным В.И.Крестникова, В.И.Кожевникова в окр. с.Уканапшави свита содержит позднетоарский *Dumortieria mactra* (Dum.).

Отложения казбекской свиты сильно дислоцированы и слагают ряд складок, осложненных вторичными складками, вследствии чего ширина их выхода значительно увеличивается. Истинная мощность свиты, видимо, не должна превышать 2500 м.

Большинство аммонитов, найденных в отложениях свиты, подтверждают ее тоарский возраст.

Стратиграфически выше следует (см.рис.5) толща с резким преобладанием слоев песчаников. Для толщи в 1977 г. Г.А.Чихрадзе предложил название хахматская свита. В ее составе господствуют средне- и толстослоистые, мелко- и среднезернистые кварцево-плагиоклазовые песчаники. Некоторые слои песчаников содержат обломки глинистых сланцев и флишоидные фигуры, которые нередко отличаются косослоистой текстурой. Глинистые сланцы встречаются в подчиненном количестве в виде прослоев и отдельных пачек. К свите приурочены конкреции, сложенные уплотненным глинистым материалом. Центральная часть некоторых из них заполнена пиритом и глинистым сидеритом. В одной из конкреции

Г.И.Чихрадзе нашел аммонит, который определен нами как *Leioceras opalinum* (Rein.) В отложениях толщи нами обнаружены два плохо сохранившихся аммонита *Calliphylloceras sp.* и позднетоарско-ааленский *Erycites sp.* В средне- и толстослоистых песчаниках с прослоями глинистых сланцев, развитых на перевале Датвис-Джварисгеле, И.Г.Вашакидзе собраны остатки митилоцерамусов и *Costileioceras cf. costosum* (Quenst.). Этот раннеааленский вид нами также найден в глинистых сланцах, выступающих в мульде синклинальной складки несколько севернее, у слияния рр.Гуросцкали и Аргун. Из сборов, сделанных П.И.Авалишвили и др. южнее с.Хахмати, К.Ш.Нуцубидзе определила *Leioceras cf. opalinum* (Rein.). Таким образом, значительная часть аммонитов из хахматской свиты указывает на ее раннеааленский возраст. Мощность свиты 350 м.

К югу от хахматской свиты, продолжая ее согласно, но по резкой литологической границы обнажается гуданская свита (нижний аален, Чихрадзе, Кокрашвили). Она состоит из глинистых сланцев и алевритистых глинистых сланцев с редко переслаивающимися песчаниками, в основном тонкослоистыми, полосчатыми. Для свиты характерно наличие сидеритовых конкреций разных форм и размеров. Крупные конкреции достигают 0,5 м в диаметре. Южнее с.Гудани (на склонах р.Гуданисчала), в глинистых сланцах нами собраны *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. fuscus* (Quenst.) и *M. liasicus* (Kakh.). В районе горы Цахале, в верховьях р.Ликоки отложения свиты содержат *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. dubius* (Sow). и *M. quenstedti* (Pčel.). Мощность свиты составляет 500 м.

Определение возраста гуданской свиты сопряжено с некоторыми трудностями, связанными с тем, что все ископаемые остатки фауны, содержащиеся в ней, отличаются широким стратиграфическим диапазоном. Поэтому основным критерием для датировки свиты может служить ее стратиграфическое положение. Она расположена между нижнеааленской хахматской свитой и байос-батской бурсачирской свитой. Следовательно, гуданская свита должна включать в себя верхний аален и, возможно, самые нижние горизонты байоса.

Восточная подзона

Нижнеюрско-ааленские отложения в восточной подзоне Гуданско-Омалойской зоны обнажаются на территории Тушети, в бас. рр.Пирикита Алазани и Тушетис Алазани.

В 1940 г. В.М.Пац, проводивший геолого-съемочные работы в Тушети, в основании обнаженной части нижнеюрско-ааленского разреза, установил присутствие полосчатой, песчано-сланцевой и сланцевой свит, определив их возраст как ранний и средний лейас. В монографии И.Р.Кахадзе (1947) они рассматриваются в составе циклаурской свиты (нижний лейас-плинсбах), а П.И.Авалишвили и др. включают их в сланцевую свиту (нижний лейас-плинсбах). Детальный, всесторонний анализ этих отложений показывает, что по составу, положению в разрезе и возрасту они почти не отличаются от шатильской свиты. Поэтому предпочтительно рас-

сматривать их в составе последней. Для подтверждения этого мнения приводится описание разреза шатильской свиты от западных окр. с.Шенако по направлению горы Шавиквиша:

J_1^2p-t_1 1. Темно-серые глинистые сланцы и аспидовидные сланцы, раскалывающиеся на маленькие щепки. В средней части пачки появляются мелкозернистые слюдистые песчаники (2 см). Местами породы полосчатые ..... 80 м

2. Рассланцованные глинистые сланцы и полосчатые глинистые сланцы. Всего один раз встречаются мелкозернистые песчаники (I-I,5 см) .....80 м

Перерыв в обнажении ..... 200 м

3. Темно-серые, почти черные глинистые сланцы и их полосчатые разновидности с редкими прослоями песчаников. На свежем изломе песчаников наблюдаются жилки кварца. Последние имеются и в глинистых сланцах ..... 150 м

4. Глинистые сланцы, иногда аспидные. Часто встречаются тонкие прослойки алевролитов, из-за чего породы становятся полосчатыми. Глинистые сланцы иногда окварцованы, содержат жилки кварца с максимальной мощностью 50 см ..... 260 м

5. Глинистые сланцы с редкими прослоями мелкозернистых песчаников (2-15 см) ..... 150 м

Перерыв в обнажении ..... 50 м

6. Вначале, на протяжении 40 м, темные ломкие глинистые сланцы, затем появляются прослои (2-6 см) мелкозернистых песчаников и алевролитов..... 110 м

7. Глинистые сланцы и полосчатые глинистые сланцы с крайне редкими прослоями песчаников, обогащенных чешуями слюды. Породы секутся жилками кварца..... 450 м

8. Темно-серые, местами почти черные глинистые сланцы, на отдельных участках сланцы отличаются полосчатой текстурой. Встречаются отдельные слои песчаников (1-10 см) и кварцевые жилы с максимальной мощностью 1 м..... 600 м

Перерыв в обнажении ..... 150 м

9. Глинистые сланцы с тонкими прослоями алевролитов и слюдистых песчаников. Последние содержат гнезда от выпавших кристаллов пирита ..... 140 м

Перерыв в обнажении ..... 300 м

10. Глинистые сланцы, аспидные сланцы и полосчатые сланцы. Слои (2-8 см) мелкозернистых песчаников встречаются редко. В кровле толщи мощность слоев песчаников увеличивается до 20 см. ..... 350 м

11. Аспидные сланцы с крайне редкими прослоями песчаников и многочисленными жилками кварца..... 300 м

12. Глинистые сланцы со сравнительно частыми прослоями мелкозернистых слюдистых песчаников (мощность некоторых слоев достигает 30-40 см) ..... 200 м

Несколько восточнее, в верховьях р.Андийское Койсу в ядре антиклинальной структуры выступают самые древние породы шатильской свиты. Они представлены главным образом глинистыми сланцами, часто аспидными с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и окварцованными участками. Породы содержат единичные маломощные (до 1-1,5 м) дайки диабазов.

Более верхние горизонты шатильской свиты приурочены к водоразделу бас. рр.Тушетис Алазани и Пирикита Алазани, слагая значительную часть Пирикительского Хребта. Они представлены глинистыми сланцами, местами песчанистыми и аспидными с прослоями песчаников. Несмотря на то, что на отдельных участках происходит увеличение количества слоев песчаников, тем не менее по отношению к сланцам они занимают второстепенное место. Отложения по простиранию не выдержаны. Глинистые сланцы иногда становятся полосчатыми и постепенно переходят в песчаники или наоборот, слои песчаников выклиниваются, замещаясь сланцами. Многочисленные трещины, развитые в этих породах, выполнены безрудными кварцевыми жилами, в редких случаях несущими слабое оруденение пирита и халькопирита. В окр. с.Бочорма, в пределах Пирикительского хребта, среди глинистых сланцев появляются три тонких слоя, точнее линзы внутриформационного конгломерата, мощностью от 5 до 20 см.

С юга рассматриваемые отложения ограничены крупным региональным разломом, по которому они надвинуты на разные горизонты (от тоара до нижнего аалена включительно) вышележащих свит.

В окр. сс.Хахабо, Дочу и Бегела в составе свиты количество песчаников заметно возрастает. Эти песчанистые отложения, имея форму линзы, выклиниваются на востоке у с.Хахабо, а на западе — в основании водораздельного хребта рр.Тушетис Алазани и Ларованисцкали. В.М.Пац, считая увеличение песчанистого материала характерным признаком для верхнего лейаса, отнес эти отложения к бежитинской свите. Такого же мнения придерживался В.Н.Крестников (1944) в вопросе их возраста. П.И.Авалишвили и др. объединили их в сланцево-песчаниковый горизонт и на основании *Arieticeras* sp. (*cf. algovianum* Opp.), найденного на хр.Макратела, определили возраст данных отложений поздним плинсбахом. В этих отложениях, развитых в ущелье правого притока р.Цоватисцкали, нами обнаружен космополитный вид *Posidonia buchi* Roem., который встречается от тоара (Myczyński, 1973) до келловея включительно. Указанный вид нами найден также юго-восточнее, в 2,5 км от р.Хисос Алазани, где шатильскую свиту представляют глинистые сланцы с подчиненными прослоями песчаников и конкрециями пирита.

Таким образом, можно считать, что верхняя часть шатильской свиты принадлежит верхнему плинсбаху-нижнему тоару. Высказанное предположение подтверждается аммонитовой фауной, собранной И.Д.Филимоновым (1938) в соседнем районе, в бас. р.Андийской Койсу. Здесь наибольшая средняя часть аналогичных отложений содержит позднеплинсбахские *Arieticeras algovianum* (Opp.), *A. bertrandi* Kil., *A. cf. retrorsicostatum* (Opp.), *Fuciniceras bonarelli* Fuc. и др., а в верхней встречаются уже раннетоарский *Harpoceras ex gr.* (Y. et B.) и др. Что касается нижних горизонтов свиты, то они связаны с вышележащими слоями верхнего плинсбаха согласным и постепенным переходом и стратиграфическим положением в разрезе более всего соответствуют нижнему подъярусу плинсбаха.

Мощность свиты обычно составляет 2000-2200 м.

На породах шатильской свиты согласно (см.рис.5), в большинстве случаев не по резкой литологической границе, залегает песчано-сланцевая толща (песчано-сланцевая свита, тоар-аален, П.И.Авалишвили и др.; хевсурская свита, тоар и укана-пшавская свита, аален, Вашакидзе; песчано-

сланцевая толща, тоар-аален, Топчишвили, 1979). Она слагает пригребневую часть Главного хребта и его северный склон, выступая в долинах рр.Тушетис Алазани, Орицкали и Хисос Алазани, а также в пределах Пирикительского хребта на перевале Ларовани.

Песчано-сланцевая толща сильно дислоцирована. Она сложена в целый ряд крупных структур, осложненных вторичными складками, препятствующими установлению действительной последовательности слоев. Тем не менее сравнительно частые находки ископаемых остатков, представленных в основном характерными аммонитами, и литологический характер толщи позволяют придать ей двучленнное деление.

Нижние горизонты толщи выделяются нами в курисцкальскую свиту, название которой происходит от одноименной реки, впадающей слева в р.Тушетис Алазани. Стратотипический разрез свиты имеет следующую последовательность:

$J_1^3t_1$ 1. Глинистые сланцы и алевритисто-песчанистые глинистые сланцы с конкрециями сидерита ..... 70 м

2. Глинистые сланцы и алевритистые глинистые сланцы с прослоями тонкослоистых песчаников ..... 80 м

3. Тонкорассланцованные глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников и конкрециями глинистого сидерита ..... 150 м

4. Глинистые сланцы с конкрециями сидерита ..... 80 м

5. Тонкорассланцованные глинистые сланцы с *Hildaites serpentinus* (Rein.) ..... 100 м

6. Глинистые сланцы и полосчатые сланцы, переслаивающиеся с тонкослоистыми песчаниками.

Аммонит свидетельствует о принадлежности вмещающих его слоев к нижнему тоару. В ущелье восьмого левого притока р.Тушетис Алазани, в ядре маленькой антиклинальной складки обнажаются глинистые сланцы, часто песчанистые и полосчатые, с прослоями (2-25 см) и пакетами мелкозернистых песчаников мощностью 260 м. В песчанистых сланцах нами найдены раннетоарский *Catacoeloceras sp.* и *Posidonia buchi* Roem. Очевидно, восточным продолжением отмеченной структуры являются глинистые сланцы с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников, развитые несколько восточнее, на левом берегу р.Кодорисгеле, где нами собраны раннетоарский *Dactylioceras sp. ind.*, тоарский *Mesoteuthis cf. sulcata* (Quenst.), *Homomya sp.*, *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) и *M. dubius* (Sow.).

В южном крыле Тушетис Алазанской антиклинали, на правом склоне одноименного ущелья (у слияния с ней шестого правого притока), в глинистых сланцах с единичными прослоями песчаников и многочисленными конкрециями глинистого сидерита нами обнаружены раннетоарские *Hildoceras sp.* и *Collina gemma* Bon., встречающиеся в нижнем и верхнем тоаре, а также тоар-ааленский *Calliphylloceras cf. nilssoni* (Heb.) и *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. dubius* (Sow.), *M. cinctus* (Goldf.), *Posidonia buchi* Roem., *P. daghestanica* (Uhlig).

В песчанистых глинистых сланцах, развитых в восемнадцатом правом притоке р.Тушетис Алазани, нами найден Hildoceras sp., а у подножья р.Самкурисцвери, в истоках р.Сакароцкали — раннетоарский *Orthildaites orthus* Buck. Аналогичные отложения, развитые в ущ. р.Орицкали (правый приток р.Тушетис Алазани), содержат *Catacoeloceras sp.*

В глинистых сланцах, обнажающихся в самой северной части Тушети, в окр. пер.Кериго, нами обнаружен (Топчишвили 1979) раннетоарский *Hildoceras sp.*

Севернее Банского перевала отложения курисцкальской свиты слагают крылья второй, более южной антиклинальной структуры. Здесь, в тонкоритмичном чередовании темных глинистых сланцев и мелкозернистых кварцево-плагиоклазовых песчаников, найдены аммониты, которые по нашим определениям, представлены *Harpoceras falcifer* (Sow.) и *H. mulgravium* (Y. et B.), что свидетельствуют о принадлежности содержащих их пород к нижнему тоару. Западнее, в районе Сацхврехорхи П.И.Авалишвили и др. отмечается раннетоарский *Dactylioceras sp. (ex gr. commune* Sow.). Ими же в окрестностях Кабадия найден характерный аммонит нижнего тоара — *Hildoceras bifrons* (Brug.).

Из сказанного следует, что на основании характерных форм аммонитов в состав курисцкальской свиты входит значительная часть нижнего тоара. Общая мощность свиты 600-700 м.

Слои, развитые над курисцкальской свитой, объединяются нами в квависцкальскую свиту. В ее составе меняется соотношение глинистых сланцев и песчаников, что выражено в увеличении числа слоев песчаников. Ниже приводится описание стратотипического разреза по уш. р.Квависцкали:

$J_1^3t_2^2$ 1. Чередование мелкозернистых плотных средне— и толстослоистых песчаников (до 40 см) с темно-серыми глинистыми сланцами. Вверх по разрезу они переходят в ломкие, местами песчанистые глинистые сланцы; значительно уменьшается количество и мощность слоев песчаников. Конкреции очень редки. В самых верхних слоях нами найдены *Polyplectus cf. discoides* (Ziet.), *Grammoceras sp.* и *Posidonia sp.* ..... 150 м

2. Темно-серые глинистые сланцы, иногда обогащенные песчанистым материалом, чередуются с тонкими прослоями песчаников. На отдельных участках количество слоев песчаников возрастает и они господствуют над сланцами. В таких случаях мощность слоев песчаников варьирует в пределах от 10 до 45 см. Конкреции глинистого сидерита в основном лепешковидной формы. Слои глинистых сланцев содержат *Polyplectus discoides* (Ziet.) и *Mytiloceramus dubius* (Sow.) ..... 120 м

3. Пачка в основном состоит из глинистых сланцев и средне— и толстослоистых песчаников, обогащенных чешуями слюд. Породы часто имеют полосчатую структуру..... .....230 м

4. Темно-серые глинистые сланцы с примесью алевритового материала и тонкими (1-2см), реже более толстыми (10-12 см) прослоями песчаников. По количеству песчаники значительно уступают сланцам. Встречаются конкреции сферической и лепешковидной форм. В верхних горизонтах нами найдены *Harpoceras cf. subplanatum* (Opp.), *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. striatulum* (Sow.), *G. penestriatulum* Buck., *Pseudogrammoceras sp.* и *Mytiloceramus cinctus* (Goldf.) ..... 110 м

$J_1^3t_2^1$ 5. Глинистые сланцы с прослоями тонко- и среднеслоистых песчаников. Нами обнаружена *Haugia cf. variabilis* (d'Orb.) ..... 80 м

$J_1^3t_2^2$ 6. Сильно рассланцованные выветрелые хрупкие глинистые сланцы, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками (3-10 см). Для сланцев

характерно наличие тонких быстро выклинивающихся алевролитовых слоев, которые придают им полосчатое строение. Нередки конкреции глинистого сидерита. По данным П.И.Авалишвили и др., породы содержат *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *M. quenstedti* (Pčel.), *M. dubius* (Sow.) ..... 450 м

$J_1^3t_2^1$ 7. Глинистые и песчано-алевритистые сланцы с подчиненными прослоями тонкослоистых мелкозернистых слюдистых песчаников. Пачка содержит разноформенные конкреции глинистого сидерита ..... 200 м

J_2^1a 8.Глинистые сланцы, переслаивающиеся с песчано-алевритистыми сланцами и полосчатыми глинистыми сланцами. Мелкозернистые песчаники представлены тонкими прослоями (2-4 см). Конкрецианосные слои встречаются сравнительно редко..... 500 м

9. Глинистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов (2-5 см). В верхней части песчаники толстослоистые (0,5-1 м).....180 м

10. Глинистые сланцы, местами песчано-алевритистые с тонко— и среднеслоистыми песчаниками. Толща обильно содержит конкреции глинистого сидирита.....250 м

Почти все аммониты, найденные в описанном разрезе, указывают на их принадлежность к средней части верхнего тоара. Присутствие же в пачке 5 *Haugia cf. variabilis* (d'Orb.) говорит о том, что ее слои являются базальными для верхнетоарского подъяруса. По-видимому, слои, слагающие пачку 7, где не встречены ископаемые остатки фауны, своим стратиграфическим положением в разрезе должны соответствовать кровле тоарского яруса, а вышележащие слои — ааленскому ярсу.

Западнее, в ущелье второго левого притока р.Тушетис Алазани, среди глинистых сланцев и тонкослоистых песчаников появляются две линзочки известняка длиной 50-70 см. В глинистых сланцах нами обнаружены позднетоарские *Pleydellia cf. aalensis* (Ziet.), *P. sp.*, *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldf.) и *Posidonia buchi* Roem.

Приблизительно в 2 км от устья этого притока (в восточном направлении), на правом берегу р.Тушетис Алазани, в глинистых сланцах с прослоями (мощностью до 15 см) песчаников и конкрециями глинистого сидерита нами совместно с тоар-ааленскими *Lytoceras cf. ceraris* (Men.), собраны *Grammoceras sp.* и *Pseudogrammoceras sp.*

В районе хр. Буркистея в отложениях квависцкальской свиты найдены аммониты, которые определяются как *Polyplectus sp.*, *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G . cf. quadratum* (Haug) и *Pseudogrammoceras sp.*

Восточнее, в восьмом левом притоке р.Тушетис Алазани тонко—, средне— и толстослоистые песчаники переслаиваются с песчано-алевритовыми глинистыми сланцами, содержащими сферические конкреции глинистого сидерита и ископаемые остатки — не определимые до вида аммониты *Phylloceras sp.* ind., *Calliphylloceras sp.* ind., *Tatrophylloceras sp.*, *Lytoceras sp.*, *Polyplectus sp.* и двустворчатые моллюски, представленные *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. dzirulensis* (Kakh.).

На левом склоне р.Тушетис Алазани отмечаются находки ранне -и позднетоарского *Harpoceras cf. subplanatum* (Opp.), позднетоарского *Calliphylloceras cf. supraliasicum* (Pomp.), *Thysanoceras sp.* (*aff. cornucopiae* Y. et B.) и *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.).

По правобережью р.Тушетис Алазани (в южном крыле антиклинали) в

составе нижней части квависцкальской свиты часто встречаются маленькие линзочки известняков длиной 50-70 см. Также часто глинистые сланцы переслаиваются с песчаниками (до 15-35 см), которые периодически сгущаются и преобладают над сланцами. Отсюда нами собраны *Calliphylloceras nilssoni* (Heb.), *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. penestriatulum* Buck., *Pleydellia sp.*, *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M dubius* (Sow.), *M. cf. tshalensis* (Kakh.), *Posidonia buchi* Roem. и *P. cf. daghestanica* (Uhlig).

На правом берегу р.Тушетис Алазани и по ущ. р. Сакаросцкали, О.И.Шириашвили, П.И.Авалишвили и др. указываются находки аммонитов, определенные В.И.Зесашвили как *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. cf. quadratum* (Haug), *Pseudogrammoceras cf. fallaciosum* (Bayle), *Pseudolioceras lythense* (Y.et B.). В верховьях одного из правых притоков р.Сакаросцкали в составе квависцкальской свиты присутствуют *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.) и *Pseudogrammoceras thushethicum* Topch. Почти все отмеченные выше аммониты достоверно обосновывают возраст вмещающих их отложения поздним тоаром.

Глинистые сланцы с тонкими прослоями песчаников и разноформенными конкрециями глинистого сидерита развитые в верховье р.Хисосхеви (правый приток р.Хисос Алазани) также содержат (Топчишвили, 1979) позднетоарский *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.). Несколько западнее, в районе горы Пицрисцвери к аналогичным отложениям приурочены *Grammoceras cf. subquadratum* Buck., *G. sp.* и *Pseudogrammoceras* cf. *fallaciosum* (Bayle), а в окр. горы Энчо они содержат позднетоарский *Hammatoceras cf. insigne* (Schub.).

К северо-западу, на водораздельном хребте Руани, в районе перевала Ларовани, нижняя часть свиты представленная глинистыми сланцами, песчанистыми сланцами и песчаниками с линзами известняка (600 м), некоторыми исследователями причислялась к более древним образованиям и относилась к плинсбахскому ярусу. Однако нами (Топчишвили и др.1974) в этих отложениях обнаружены *Polyplectus cf. discoides* (Ziet.) и *Pseudogrammoceras cotteswoldiae* Buck., а также *Lytoceras sp. ind*, *Harpoceras cf. subplanatus* (Opp.), *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *M. quenstedti* (Pčel.) и *M. cf. falgeri* (Esch.), указывающие на принадлежность вмещающих их отложений к верхнему тоару.

Верхняя часть квависцкальской свиты по литологическим признакам мало чем отличается от подстилающих слоев, хотя в ее составе несколько сокращается количество песчаников. Она выступает на незначительной территории в виде полос с максимальной шириной не более 1,5 км. Северная полоса проходит в принадвиговой зоне, где отложения шатильской свиты с севера надвинуты на квависцкальскую свиту. Южная полоса прослеживается на хребтах Сакорне-Гвелисмта, водоразделе Сакароцкали — Вакисдзирисцкали и в районе горы Садзрохе. Все выходы данных отложений приурочены к мульдам синклинальных складок.

В глинистых сланцах и песчано-алевритовых сланцах с редкими прослоями песчаников, обнажающихся в верхнем течении р.Самрули (северная полоса), нами собраны ааленский *Homaloteuthis cf. subbreviformis* (Liss.) и *Posidonia buchi* Roem. Выше устья указанного ущелья О.И.Шириашвили, П.И.Авалишвили и др. отмечается (в осыпи) аммонит, который В.И.Зесашвили

определил как позднеааленскую форму *Ludwigia sp.ind.* На левом берегу р.Тушетис Алазани (приблизительно в 700-800 м от устья р.Квависцкали), в мульде синклинальной складки выступают сильно рассланцованные глинистые сланцы, местами песчанистые с прослоями тонкослоистых песчаников с мелкими конкрециями глинистого сидерита. Песчанистые сланцы содержат довольно интересную фауну, среди которой особого внимания заслуживают: *Grammoceras fluitans* (Dum.), встречающийся от зоны Dumortieria levesquei верхнего тоара до зоны верхнего аалена — Ludwigia murchisonae включительно, ааленский *Leioceras sp.* и *Costileioceras cf. costosum* (Quenst.), приуроченный к нижнему аалену. В аналогичных отложениях, только с конкрециями значительно больших размеров, развитых в шестом правом притоке р.Тушетис Алазани (южная полоса), нами обнаружены *Costileioceras cf. subcostosum* (Buck.), *Mytiloceramus gryphoides* (Schloth.), *M. quenstedti* (Pčel.), *Posidonia buchi* Roem. и *P.cf. daghestanica* (Uhlig). Несколько севернее в этом же ущелье в отложениях квависцкальской свиты встречен *Leioceras sp.* Эти два выхода ааленских отложений приурочены к синклинальным структурам сопряженными между собой антиклинальной складкой. Видимо, северную синклинальную складку слагают также глинистые сланцы и песчаники, развитые восточнее, на правом берегу р.Тушетис Алазани, где найден *Costileioceras costosum* (Quenst.), глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников с *Costileioceras sp.*, встречающиеся в восемнадцатом правом притоке р.Тушетис Алазани, приурочены уже к южной синклинальной складке. В ущ. р.Орицкали рассматриваемые отложения охарактеризованы двустворчатыми моллюсками *Astarte cf. opalina* Quenst., *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) и *Posidonia buchi* Roem. В крайне восточной части Гуданско-Омалойской зоны, в окр. горы Садзрохе в квависцкальской свите встречен позднеааленский *Costileioceras subcostosum* (Buck.).

Таким образом, значительная часть аммонитов из отложений квависцкальской свиты является руководящей и достоверно указывает на ее принадлежность к верхнему подъярусу тоара и ааленскому ярусу. Мощность свиты достигает 1400 м.

Иорско-Мацимская зона

Иорско-Мацимская зона охватывает область выходов нижнеюрско-ааленских отложений Горной Кахети от истоков р.Иори до р.Мацими.

В основании нижнеюрско-ааленского разреза здесь в верховьях рр.Алазани, Стори, Лопота и по хр.Спероза широко развита фациально изменчивая толща, которая по составу резко отличается от вышележаших отложений. Она сложена разнозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, переслаивающимися с пачками глинистых сланцев, вулканогенными и карбонатными породами.

В течение многих лет толща не имела единого наименования, а ее стратиграфия была лишена существенной палеонтологической основы и сводилась к построению условных, часто противоречащих друг другу схем, вплоть до того, что некоторые исследователи принимали разные ее части за совершенно самостоятельные разновозрастные свиты.

По данным В.И.Славина, конгломераты, кварциты и кварцсерицитовые

сланцы ущ.р.Стори, относились к палеозою. Все остальные породы (глинистые сланцы с альбитофирами и их туфами), в том числе и конгломераты вторичного происхождения, причислялись к нижней юре. Такое решение мотивировалось степенью метаморфизованности пород и литологическим сходством с палеозойскими отложениями смежных районов. К палеозою были отнесены и породы хребта Спероза, описанные А.В.Бухникашвили как „катаклазированные и раздробленные древние граниты", превращенные в аркозы.

Л.А.Варданянц (1932), проводивший геологические исследования в бас. р.Дидхеви, к палеозою отнес мраморы, конгломераты и кварциты. Породами юрского возраста он считал альбитофировые туфы ущ.р.Сиптисхеви и глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников. В более поздней работе (1940) кварциты рассматривались им уже как самые нижние горизонты юрской системы.

Согласно Н.Б.Вассоевичу (1932), мраморы ущ. р.Цописгорисхеви (правый приток р.Лопота) и окаймляющие их слюдисто-хлорито-кварцевые глинистые сланцы, являлись палеозойскими образованиями. Однако он не исключал, что определенная часть метаморфических пород, возможно, принадлежит и к юре.

В 1940 г. В.М.Пац полностью разделил мнение В.И.Славина о раннеюрском возрасте вторичных конгломератов, альбитофиров и их туфов. В палеозойском комплексе пород им объединялись первичные конгломераты и мраморы ущ. р.Лопоты.

В.Н.Крестников (1947) палеозойскими образованиями считал метаморфические сланцы и мраморы бас. рр.Лопота и Дидхеви, а грубозернистые и вулканогенные образования хр.Спероза и ущ. р.Стори — наиболее древними членами юрского разреза. В дальнейшем он изменил свое мнение и совместно с В.Н.Робинсоном (1955) определил их возраст палеозоем.

В работах П.И.Авалишвили и др., проводивших в течение многих лет геологическую съемку в Кахети, приводится много интересных данных о грубообломочно-вулканогенных и карбонатных отложениях хр.Спероза, ущ. рр.Стори, Дидхеви и Лопота. По мнению этих исследователей, каждый из выходов этих отложений представляет собой обособленную стратиграфическую единицу и должен иметь собственное географическое наименование. Возраст данных отложений ими трактуется условно триасом - ранним лейасом, хотя в отдельных случаях они его опускают и в поздний палеозой.

Н.И.Цибовский, сопоставив отложения ущ. р.Стори с дизской свитой Сванети, отнес их к триасу.

В 1966 г. М.П.Пруидзе отложения, развитые на хр. Спероза и в ущ. р.Стори, выделил в одноименные свиты и впервые на основании синемюрского аммонита *Arnioceras sp.*, найденного им в известняках района хр.Спероза, отнес их к базальной части юрской системы. Позднее он в соавторстве с Д.В.Горгошидзе назвал толщу по составу преобладающих пород песчано-вулканогенной.

Естественно, что указанные разногласия в определении возраста толщи могли быть разрешены только дополнительными палеонтологическими находками. За последнее время появился новый материал, позволяющий в

какой-то степени уточнить возраст толщи. Но прежде чем перейти к поставленной задаче, следует отметить, что несмотря на некоторые различия в литологическом составе пород данной толщи, они все же достаточно однородны для того, чтобы объединить их в единое стратиграфическое подразделение. В 1970 г. мы предложили назвать толщу сторской свитой.

Отложения сторской свиты, фаунистически относительно хорошо охарактеризованные, можно проследить в правых притоках р.Хораджо (левый приток р.Алазани). По самому восточному притоку к северу от с.Чхатана нами составлен разрез с использованием данных М.П.Пруидзе и Д.В.Горгошидзе. В периклинальной части опрокинутой на юг крупной Сперозской антиклинали наблюдается следующая последовательность отложений (северное крыло антиклинали):

J_1^1h-s 1. Чередование черных глинистых сланцев и полосчатых сланцев с тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками ..... 100 м

2. Светло-серые толстослоистые средне— и крупнозернистые песчаники и гравелиты с редкими прослоями глинистых сланцев. Среди песчаников встречаются кварцево-калевошпатовые и аркозовые разности .....50 м

3. Темные, почти черные глинистые сланцы, часто полосчатые, переслаивающиеся с тонкослоистыми мелкозернистыми и толстослоистыми крупно- и грубозернистыми песчаниками..... 50 м

4. Светло-серые толстослоистые средне- и крупнозернистые песчаники, местами переходящие в гравелиты и внутриформационные мелкогалечные конгломераты (до 0,6-1,5 м). Галька грубообломочных пород состоит из песчаников и глинистых сланцев. В пачке часто встречаются прослои полосчатых песчано-алевритистых глинистых сланцев..... 150 м

5. Туфобрекчии серовато-зеленого цвета среднего состава ..... 8-10 м

6. Брекчия-конгломерат, переслаивающийся с гравелитами и грубозернистыми песчаниками..... 14-16 м

7. Серовато-зеленые туфобрекчии среднего состава ..... 25-27 м

8. Сильно измененные, рассланцованные породы серого цвета с прослоями грубозернистого песчаника ..... 20-25 м

9. Рассланцованные кератофиры с двумя пластовыми жилами диабазов (4-5м) ..... 35 м

10. Глинистые сланцы и полосчатые глинистые сланцы с тонкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников ..... 40 м

11. Измененные, массивные породы, по-видимому туфы (35-40 м). Выше сменяются также измененными, карбонатизированными брекчиевидным и породами (20 м). Почка содержит полосчатые глинистые сланцы..... 60 м

12. Рассланцованные туфы ..... 20 м

13. Черные глинистые сланцы, часто полосчатые, с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. В верхней части пачки появляются зеленовато-серые туфобрекчии мощностью 3 м ..... 50 м

14. Темно-серые полосчатые глинистые сланцы с прослоями и линзами серых известняков и карбонатных сланцев..... 200 м

Приблизительно в 150 м от основания известковистой толщи нами найдены плохо сохранившиеся двустворчатые и синемюрский *Euasteroceras sp.ind.* В осыпи этих отложений взяты членики криноидей и позднесинемюрские *Echioceras ? sp. ind.*, *Paltechioceras sp. ind.*, а также раннесине-

мюрский *Arietites sp.* Прослои и линзы известняков прослеживаются и несколько западнее, где их мощность значительно уменьшается, достигая 15-18 м. Они содержат *Euasteroceras sp.* и *Paltechioceras cf. elicitum* Buck. (Топчишвили, 1971).

Н.Г.Химшиашвили (1974) из коллекции Д.В.Горгошидзе и М.П.Пруидзе, а также из собственных сборов, произведенных в известняках верховьев р. Хораджо (севернее с.Чхатаны), определены: геттангский *Ectocentrites sp. ind.* раннесинемюрские *Arietites bisulcatus* (Brug.), *A. s. lato gen. et sp. ind.*, синемюрские *Coroniceras sp. ind.*, *Arnioceras sp. ind.*, *Vermiceras aff. spiratissimum* (Quenst.), *V. sp. ind.*, позднесинемюрский *Echioceras cf.zieteni* (Quenst.), раннеплинсбахские *Jamesonites sp. ind.*, *Coeloceras sp.ind.*Кроме этих форм им определены *Pentacrinus laevisutus* Pomp., *Gervillia sp. ind.*, *Chlamys sp. ind.*, *Lima sp. ind.*, *Pinna aff. opalina* Quenst., *Gastropoda gen. et sp. ind.* и *Encrtnus sp. ind.*

Как видно из иллюстраций, приведенных в книге Н.Г.Химшиашвили (1974), указанные выше аммониты очень плохой сохранности, поэтому не следовало некоторым из них придавать видовое определение.

Очевидно, автору лучше было воздержаться от определения геттангского и раннеплинсбахских аммонитов, поскольку они лишены большинства характерных признаков, а необоснованное включение этих форм (слишком неудовлетворительной сохранности) в роды *Ectocentrites*, *Jamesonites* и *Coeloceras* приведет к большим ошибкам в стратиграфических выводах.

Возвращаясь к вышеописанному разрезу можно заключить, что в его нижней песчано-грубообломочной части (видимая мощн. 350 м) преобладают песчаники с маломощными пачками глинистых сланцев и прослоями конгломератов. В верхней вулканогенно-известковистой части (видимая мощн. 480 м) появляется вулканогенный материал андезитового и андезито-дацитового состава, в котором имеются пачки полосчатых глинистых сланцев с отдельными слоями песчаников и конгломератов. В кровле, где количество глинистых сланцев увеличивается, встречаются прослои и линзы известняков с остатками ископаемой фауны. Среди последних аммониты указывают на принадлежность известняков к синемюру от его нижнего подъяруса до верхнего включительно. Однако фауна, позволяющая судить о возрасте отложений, определена лишь из верхней части разреза; более нижние его горизонты, представленные грубообломочными и вулканогенными образованиями, палеонтологически не охарактеризованы. Тем не менее, их совершенно согласный переход в синемюрские слои показывает, что они являются базальной формацией, возраст которой не должен выходить за пределы ранней юры. Скорее всего, они соответствуют синемюру и частично даже геттангу.

В южном крыле Сперозской антиклинали полосчатые глинистые сланцы с линзами и прослоями известняков уже не встречаются. Возможно, они выпадают из разреза из-за тектонических нарушений или фациально замещаются черными глинистыми сланцами со слабовыраженной полосчатостью.

В верховьях р.Алазани, на водораздельном хребте Сперозa сторская свита развита аркозовыми и аркозово-граувакковыми песчаниками, с редкими пачками глинистых сланцев и пластовыми жилами авгит-плагиоклазовых диабазов. Восточнее, в ущ. р.Самкурисцкали (левый приток р.Алазани) в составе свиты, количественная роль глинистых сланцев увеличивается. Появляются прослои конгломератов и конгломерат- брекчии с обломками порфиритов, глинистых сланцев и кварцитов, а также линзы серых известняков.

В 1971 г. В.А.Мельниковым и др. на южном склоне хр.Спероза, в обломке известняка, были найдены остатки двух маленьких брахиопод. Одна из них определена Т.А.Грунт как позднепермская *Uncinunellina fimorensis* (Bayr.). На основании данной формы карбонатная толща была отнесена к верхней перми, а подстилающие ее аркозовые песчаники, гравелиты, альбитофиры и др. породы — к нижней перми и верхнему карбону (Мельников и др., 1973). Однако это мнение о возрасте рассматриваемых отложений мы не разделяем, т.к. в аналогичных породах верховьев р.Хораджо присутствует сравнительно богатая фауна синемюрских аммонитов. Как известно, все выходы известняков, развитые на хр.Спероза, занимают четко определенное положение в разрезе и находятся в одинаковых стратиграфических соотношениях с подстилающими и перекрывающими отложениями. Исходя из этого, нам кажется, что принадлежность брахиоподы к верхнепермскому виду не соответствует действительности и использование ее для стратиграфических выводов нецелесообразно.

К востоку сторская свита погружается на протяжении 4-5 км, перекрываясь аспидовидными сланцами. Далее, в ущ. р.Стори она вновь выходит на поверхность, слагая ядро Сперозско-Сторского антиклинория. Выход этих отложений является восточным продолжением таковых хребта Спероза и, вероятно, на глубине, под глинистыми сланцами Накеральского хребта, непосредственно увязывается с ними. Ширина выхода не превышает 4 км.

В пределах этой, довольно сложной структуры, опрокинутой на юг, выступают толстослоистые кварцевые, реже, аркозовые песчаники, переслаивающие с полосчатыми, нормальными и измененными глинистыми сланцами. Гранулометрический состав песчаников часто меняется. В результате они переходят в грубозернистые разности, местами в гравелиты и грубообломочные конгломераты. В составе отложений р.Стори значительно увеличивается количество глинистых сланцев, мелкозернистых песчаников и особенно субвулканических тел диабаза. Вулканогенные отложения, слагающиеся альбитовыми порфиритами, играют сравнительно подчиненную роль.

Севернее прослеживается второй небольшой выход сторской свиты, принимающий участие в строении Торгвайской антиклинали. В ядре этой структуры (севернее Торгвайского моста) развита толща грубозернистых кварцево-плагиоклазовых песчаников, гравелитов с линзами конгломератов и маломощными пачками глинистых сланцев. Галька грубообломочных пород сложена песчаниками и глинистыми сланцами. Выше появляются туфобрекчии альбитовых порфиритов (12 м), к которым приурочены несколько прослоек (до 10 см) известняков. Видимая мощность всей толщи 180 м. За толщей в южном направлении следуют глинистые сланцы с полосчатыми и карбонатными разновидностями и линзами известняков (видимая мощность 250 м). В 50 м от основания обнаружен сильно деформированный аммонит, который, вероятнее всего, принадлежит к синемюрскому роду *Paracoroniceras*. В этих отложениях у Торгвайского моста имеются находки *Lima juliona* Dovn., *Oxytoma oppeli* Roll., *Partschiceras sp.* (*aff. partschi* Stur.) и синемюрского *Oxynoticeras sp.*

Исходя из возрастных границ указанных выше аммонитов, за исключением *Partschiceras*, вмещающие их отложения должны быть отнесены к синемюру.

Таким образом, сопоставив данные отложения с породами хребта Спероза и верховьев р.Хораджо, можно убедиться в том, что несмотря на увеличение количественной роли мелкозернистых пород в ущ. р.Стори, существенных изменений между ними не наблюдается. Они занимают одинаковое стратиграфическое положение и являются синхронными образованиями.

Восточнее самые древние образования юрского разреза развиты в бас. р.Дидхеви в ядре крупной антиклинальной складки, быстро погружающейся в северо-западном и юго-восточном направлениях под более молодыми отложениями. В составе отложений по р.Сиптисхеви (исток р.Дидхеви), также как в вышеотмеченных районах, основная роль принадлежит грубообломочным образованиям (200 м). Однако в отличие от них, здесь заметно возрастает количество вулканогенного материала, представленного альбитофировыми туфами (130-150 м). Помимо этого, в верхней части свиты появляются линзы белых мраморовидных известняков, чередующихся с полосчатыми глинистыми сланцами.

Последний выход сторской свиты имеется в бас. р.Лопота. Затем, восточнее, отложения этой свиты скрываются под аспидными сланцами среднего лейаса и больше нигде не встречаются. В верховьях р.Лопота, в южном крыле антиклинальной структуры нижнюю часть свиты составляют грубозернистые толстослоистые песчаники и гравелиты, переслаивающиеся с глинистыми сланцами и пелитовыми известняками (200 м), а верхнюю — полосчатые мраморы, мраморизованные известняки и пелитоморфные известняки чередующиеся с аспидными полосчатыми глинистыми сланцами (160 м). Как к нижней части, так и к верхней, приурочены выходы измененных альбитофиров (альбитовые порфириты). Мощность первого выхода 20, второго 50 м. Как видим, отложения р.Лопоты проявляют большое сходство с синхронными образованиями западных районов. Исключение составляют карбонатные породы, количество и мощность которых на данном участке значительно возрастает. Здесь они неоднократно чередуются с ороговикованными и нормальными глинистыми сланцами.

Согласно некоторым исследователям выходы сторской свиты ограничены с обеих сторон разрывами, представляя собой выжатые кверху тектонические клинья. По нашим наблюдениям, как северный, так и южный контакты сторской свиты с более молодыми отложениями — согласные и, следовательно, никаких нарушений регионального характера здесь не имеется, хотя не исключено присутствие маленьких подвижек в приконтактовых зонах, в результате чего, возможно, происходит выклинивание отдельных пачек.

Вопрос о взаимоотношении с более древними отложениями остается открытым, т.к. они пока нигде не вскрыты. О характере этих отложений можно судить лишь по переотложенному материалу в основании свиты.

По-видимому, истинная мощность свиты варьирует в пределах 600-700 м.

Несмотря на недостаточно хорошую обнаженность, сложность тектоники и редко встречающуюся фауну, выходы сторской свиты все же удается увязать между собой. Не взирая на небольшие колебания в характере фации и некоторое различие в мощностях отдельных пачек, отложения сторской свиты на всей изученной территории в общем довольно схожие.

Фауна, датирующая вмещающие породы синемюром, найдена в верхней части свиты. Однако, принимая во внимание согласный переход этих

отложений в нижележащие и стратиграфическое положение последних, нам кажется, что подстилающие отложения должны соответствовать нижнему синемюру и, по всей вероятности, верхним горизонтам геттанга.

Выше, совершенно согласно залегает толща (рис.6), сложенная аспидными и глинистыми сланцами с резко подчиненными прослоями песчаников и субвулканическими телами диабазов. Местами характер толщи нарушен незначительными проявлениями продуктов эффузивного вулканизма. Отложения толщи изучались немалым количеством исследователей.

В 1931 году В.И.Славин отложения, развитые в бас. рр.Стори, Дуруджи и Бурса, объединил в свиту глинистых сланцев и песчаников, возраст которой определил ранней юрой. Л.А.Варданянц (1932), на основании сопоставления с аналогичными отложениями Северной Осети, включил их в сланцево-диабазовую свиту нижнего и среднего лейаса. В работе Н.В.Вассоевича (1932) глинистые сланцы кровельного и аспидного типа выделены под названием сепорской свиты. Глинистые сланцы с редкими тонкими песчанистыми прослойками он назвал полосчатой свитой, а глинистые сланцы с прослоями песчаников — кадорской свитой. Глинистые сланцы с дайками диабазов и порфиритов им объединены в диабазовую серию (возраст средне- или раннелейасский). Судя по данным В.Н.Крестникова (1944), глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников бас. р.Алазани являются восточным продолжением циклаурской свиты, выделенной В.П.Ренгартеном. Такого же мнения придерживался И.Р.Кахадзе (1947), считавший эти отложения аналогами циклаурской свиты. В дальнейшем одни исследователи (Эдилашвили, Авалишвили и др.) эти отложения рассматривали (по преобладающей породе в толще) как сланцевую свиту, другие (Шириашвили и др., Вашакидзе) включили их в сепорскую свиту, причем возраст последней ими понимается не однозначно. Если по И.Г.Вашакидзе она охватывает весь плинсбахский ярус, то по О.И.Шириашвили и др. — только его верхний подъярус.

Сопоставив данные отложения с образованиями циклаурской свиты, мы пришли к заключению, что оба этих комплекса почти идентичны и лишь незначительно отличаются друг от друга. В связи с этим толщу глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников и многочисленными диабазовыми телами Горной Кахети мы также считаем образованиями циклаурской свиты.

В западной части зоны отложения циклаурской свиты по всей мощности прорезаны рр.Алазани, Самкурисцкали и Стори. Они слагают хребты Накерала, Тбатанис и частично хр.Спероза. Здесь циклаурская свита представлена глинистыми сланцами, редко переслаивающимися с песчаниками. Местами сланцы более метаморфизованы, приближаются к типу аспидных. Они целыми пачками (мощность несколько десятков метров) встречаются в истоках р.Муцусхеви и в ущ. р.Хораджо. Граница песчаников со сланцами обычно резкая, но иногда переход между ними совершенно постепенный. Чередование сланцев темного цвета с прослоями светлых песчаников придает породе полосчатый облик. В свите часты пластовые жилы и дайки диабазов, мощность которых в бас. рр.Алазани и Стори достигает значительных размеров. В приконтактовых зонах сланцы ороговикованы и окварцованы, в результате они значительно светлее обыч-

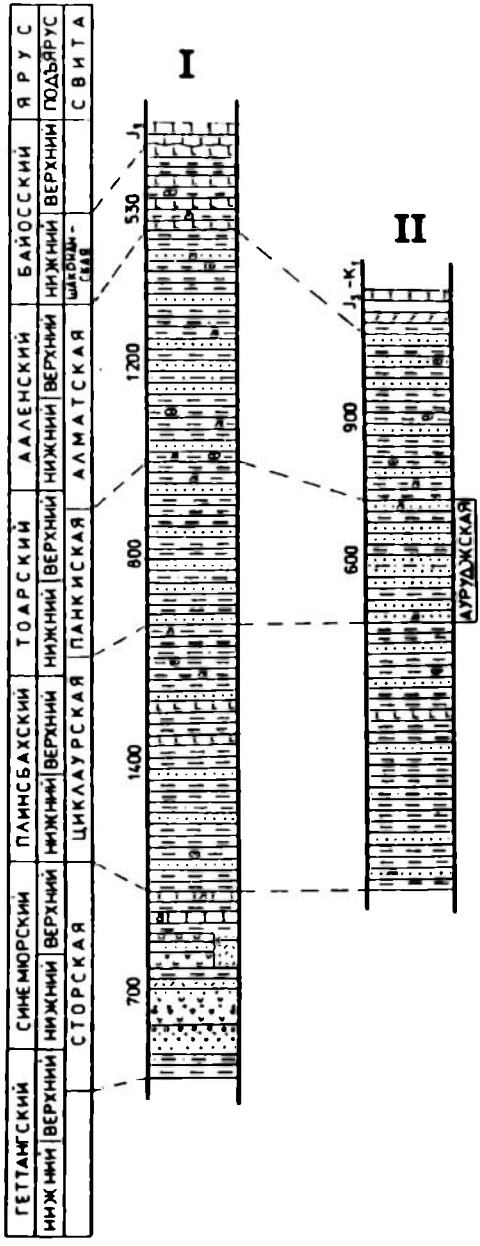

Рис.6. Сопоставление разрезов нижне- и среднеюрских отложений Иорско-Мацимской зоны:

I — междуречье Иори-Лопота; II — междуречье Инцоба-Мацими. Условные обозн. см. на рис.3

ных сланцев. Имеются следы эффузивного вулканизма, выраженного подушечными лавами спилитов и спилитовых порфиритов. Их выходы приурочены к ущ. р.Стори, где мощность одного выхода 50, второго 25-30 м. В ущ. р.Хораджо, в глинистых сланцах (полосчатые) с пиритовыми стяжениями и мелкими конкрециями П.И.Авалишвили и др. отмечают находку *Mytiloceramus ventricosus* (Sow.). Несколько южнее, вдоль дороги Хадори-Биркиани, отложения циклаурской свиты слагают сильно дислоцированную толщу с множеством мелких складок. На левом берегу р.Квочадала (правый приток р.Алазани), в отложениях толщи нами собраны *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. gryphoides* (Schl.), *M. samebensis* (Kakh.) и *M. cinctus* (Goldf.). Глинистые сланцы, часто полосчатые, с прослоями и пачками (до 15 м) мелкозернистых песчаников, развитые в ущ. р.Стори, у слияния с р. Свиана содержат позднеплинсбахские *Amaltheus subnodosus* (Y. et B.), *A.n. sp. ? aff. subnodosus* (Y. et B.), *A. striatus* How. (Химшиашвили, 1974).

В районе горы Кочара отложения свиты охарактеризованы находками *Pentacrinus cf. goniogenos* Pomp., *Mytiloceramus cf. tsiplavakensis* (Kakh.) и *Unio cf. shabarovi* Tcher., а на хр.Барбниласхе — *Pentacrinus cf. laevisutus* Pomp. В полосчатых глинистых сланцах, перекрывающих известняки с синемюрскими аммонитами (верховье р.Хораджо) нами обнаружен *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.).

Анализ приведенной выше фауны показывает, что криноидеи и двустворчатый моллюск *Unio cf. shabarovi* Tcher. позволяют установить наличие плинсбахского яруса. Более точные выводы можно сделать на основании представителей амальтеид, свидетельствующих о принадлежности вмещающих их отложений к верхнему плинсбаху. Аммониты взяты несколько выше средней части циклаурской свиты. Ниже остается толща глинистых сланцев значительной мощности, которая по-видимому, должна охватывать и более древние горизонты плинсбахского яруса. Широкое развитие митилоцерамусов в отложениях циклаурской свиты лишний раз убеждает нас в том, что они в Грузии опускаются и в средний лейас, хотя в отдельных случаях их скопление (окрестности с.Хадори), возможно, связано с началом тоарского яруса.

Далее на восток циклаурская свита прослеживается в бас. рр.Дидхеви, Лопота и Инцоба. Здесь она в основном представлена глинистыми сланцами. Часто встречаются пачки аспидовидных разностей, представляющих собой кровельные сланцы. Особенно большое скопление этих отложений наблюдается в ущ. рр.Инцоба-Сепора. В нижних горизонтах свиты породы отличаются полосчатой текстурой. Песчаники встречаются как в виде отдельных слоев, так и отдельных пачек. Свита насыщена пластовыми жилами и секущими дайками диабазов с сопутствующими им зонами ороговикованных пород.

В районе урочища Кипручеби (ущ.р.Лопоты) встречаются породы, принимаемые некоторыми исследователями за „метаморфические сланцы и милонитизированные граниты“ раннепалеозойско-докембрийского возраста. Согласно Ш.А.Адамия (1968) эти породы представляют собой ороговикованные и контактно метаморфизованные кварц-серицит-хлоритовые сланцы с диабазами и порфиритами. Нередко они чередуются с нормальными сланцами и песчаниками и по простиранию полностью

замещают друг друга, указывая, тем самым, на синхронность и поэтому должны рассматриваться в составе циклаурской свиты. Ископаемые остатки фауны на этом участке распространения свиты не известны, но споро-пыльцевый комплекс, описанный Б.Д.Карашвили из основания циклаурской свиты в бас. р.Челти (гора Похало) указывает на ее плинсбахский возраст.

Восточнее, в междуречье Челти и Шорохеви однообразные аспидные и аспидовидные сланцы с конкрециями и стяжениями пирита, абсолютно лишены магматических пород. Их отсутствие послужило основанием М.М.Алиеву и В.М.Пацу отметить в этом районе два крупных сдвига, обусловливающих смещение отложений с дайками диабазов к северу в сторону Дагестана. Мы полностью разделяем мнение И.Р.Кахадзе (1947), согласно которому здесь имеется та же свита, но без диабазовых тел.

Субвулканические тела вновь появляются в ущ.рр. Кабали, Баисубани, Ниносхеви и Лагодехисхеви, где свита перенасыщена пластовыми жилами и дайками диабаз-порфиритов. На отдельных участках диабазы занимают господствующее положение и значительно преобладают над основным компонентом свиты — глинистыми сланцами. Вблизи контактов глинистые сланцы почти всегда осветлены и ороговикованы. Песчаники встречаются редко. Иногда в песчаниках имеются приплюснутые гальки глинистых сланцев. На водораздельном хребте рр.Баисубани-Ниносхеви и в ущ. р.Шромисхеви отложения циклаурской свиты охарактеризованы подушечными лавами основного состава.

В истоках р.Лопота в отложениях циклаурской свиты П.И.Авалишвили отмечает находку позднеплинсбахского *Amaltheus sp. (aff. margaritatus* Montf.), а несколько восточнее, в районе пер.Кадори нами обнаружен раннетоарский *Harpoceras sp.*

Таким образом, аммониты найденные в отложениях циклаурской свиты, позволяют отнести ее к верхнему плинсбаху и к самой нижней части тоарского яруса. Наряду с этим, нами допускается в нижних ее горизонтах присутствие и нижнеплинсбахского подъяруса.

Свита сильно дислоцирована, собрана в мелкие складки, вследствие чего видимая мощность ее сильно увеличена и достигает нескольких тысяч метров. Очевидно, истинная мощность циклаурской свиты в Иорско-Мацимской зоне не должна превышать 1400 м.

В перекрывающих циклаурскую свиту отложениях значительно возрастает роль песчаников (см.рис.6), особенно в восточной части зоны, где они группируются в толщу (600 м), известную под названием дуруджской свиты (Чихрадзе, 1976). В стратотипическом разрезе свита выступает южнее слияния рр.Тетри и Шави Дуруджи до правого притока р.Дуруджи — р.Сайалаго. Она представлена главным образом толстослоистыми среднезернистыми, местами массивными песчаниками (мощность слоев до 10 м) с прослоями и пачками (до 20 м) глинистых сланцев. Характерно, что песчаники этой свиты содержат обломки глинистых сланцев, иногда достигающих большого количества, в результате чего порода приобретает облик конгломерата. На отдельных участках песчаники карбонатны со слабо выраженными флишевыми фигурами. Восточнее отложения дуруджской свиты через ущ. р.Бурса переходят в бас. р.Аванисхеви. Здесь они отличаются трехчленным делением. Нижняя толща состоит из глинистых слан-

цев, часто песчанисто-алевритистых и полосчатых, переслаивающихся с песчаниками (ритмичное чередование). Мощность 150-160 м. В составе средней (мощность 200-220 м) появляются толстослоистые и массивные песчаники. В верхней толще (250 м) количество слоев песчаников несколько сокращается. На хр. Сакунтрушо Т.В.Копадзе найдены *Mytiloceramus dubius* (Sow.), *M. quenstedti* (Pčel.), *Patella sp.*, *Pentacrinus sp.*, *Modiolus sp.*, *Discohelix sp.* и *Peronoceras sp.*

В бас. р.Шорохеви три выхода толстослоистых песчаников (160, 150 и 120 м) отделены друг от друга пачками черных полосчатых глинистых сланцев мощн. 50-60 м. Отложения дуруджской свиты почти без изменения прослеживаются в междуречье Ареши-Мацими и затем на востоке за пределами Грузии хорошо увязываются с аналогичными отложениями губахской свиты. В бас. р.Челти (к западу от стратотипа) свита по количественному соотношению пород подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита характеризуется равномерным чередованием глинистых сланцев и толстослоистых песчаников, хотя местами это соотношение меняется и первый элемент преобладает над вторым (мощн. 200 м). В верхней подсвите (мощн. 250-300 м) ведущими становятся толстослоистые песчаники (до 5-6 м). В ущ. р.Инцоба толстослоистые среднезернистые песчаники с обломками глинистых сланцев выступают в верхней части свиты. Подстилающие их слои в основном сложены глинистыми сланцами, сравнительно редко переслаивающимися с тонкослоистыми песчаниками. Севернее с.Алмати в 50-метровой пачкке серых толстослоистых песчаников нами обнаружен позднетоарский аммонит — *Catulloceras sp.*

Таким образом, *Peronoceras sp.* и *Catulloceras sp.*, найденные соответственно в основании и кровле свиты, дают возможность допустить присутствие в ее составе значительной части тоарского яруса.

В северо-западном направлении, в бас. р.Дидхеви толстослоистые и массивные песчаники фациально замещаются толщей глинистых сланцев. Песчаники в ней занимают второстепенное место и встречаются лишь в виде отдельных прослоев и маломощных пачек.

Для более детальной характеристики этих отложений приводится разрез, составленный нами в ущ. р.Алазани несколько южнее слияния с ней р.Хвачадала.

$J_1^3t_1$-t_2^2 1. Темно-серые глинистые сланцы, переслаивающиеся со средне- и толстослоистыми песчаниками ....20 м

Перерыв в обнажении ..... 180 м

2. Сильно рассланцованные листоватые сланцы..... 150 м

3. Глинистые сланцы с прослоями разнослоистых песчаников.....30 м

4. Глинистые сланцы с несколько диабазовыми телами (до 50-60 м).....260 м

5. Чередование глинистых сланцев и тонкослоистых мелкозернистых песчаников ..... 30 м

6. Глинистые сланцы ..... 45 м

Перерыв в обнажении ..... 120 м

7. Глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников; иногда породы полосчатые ..... 150 м

8. Однородные глинистые сланцы ..... 110 м

Перерыв в обнажении ..... 150 м

9. Глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников 25м

Верхние горизонты, развитые в верховьях р.Бацара (правый приток р.Алазани), содержат *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.).

На водораздельном хребте рр.Бацара и Толошисхеви Т.В.Копадзе из верхней части толщи были обнаружены аммониты, которые по нашим определениям представляют *Grammoceras cf thouarsense* (d'Orb.) и *Pseudogrammoceras cf. saemanni* (Dum.).

Северо-западнее, в районе летних пастбищ Тбатана в основании толщи прослеживается увеличение песчаников (мощн. слоев 3-4 м и более), хотя на этом уровне отдельные пачки и слои песчаников встречаются и восточнее, в ущельях правых притоков р.Квачадала.

Как видим, в рассматриваемой толще, в отличие от дуруджской свиты, доминируют глинистые сланцы. Песчаники хотя и встречаются, но по сравнению с глинистыми сланцами играют весьма незначительную роль. Вероятнее всего эти отложения представляют собой вполне обособленную лито-стратиграфическую единицу названную нами панкисской свитой (название ущ.верхнего течения р.Алазани).

Указанные выше находки *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.) и *Pseudogrammoceras cf. saemanni* (d'Orb.) говорят о позднетоарском возрасте верхних горизонтов панкисской свиты. Прямыми палеонтологическими данными для обоснования возраста более низкой части свиты мы не располагаем, но, учитывая ее значительную мощность и стратиграфическое положение в разрезе, считаем, что она опускается и в нижний подъярус тоара.

В 1984 году О.И.Шириашвили и др. на уровне нижнего тоара выделили шорохевскую свиту. Верхний тоар, которому соответствует, по их мнению, дуруджская свита к северо-западу от рр.Челти-Дуруджи (согласно этим исследователям), смыт эрозией или срезан надвигом, проходящим между шорохевской и вышележащей свитой ааленского возраста. Однако, развивая эту идею, они не учли то обстоятельство, что верхний тоар здесь уже давно фаунистически обоснован и исчезновение дуруджской песчаниковой свиты в северо-западном направлении обусловлено фактором фациального замещения.

Панкисская свита, минуя ущ. р.Илто, в полном составе выступает в бас. р.Иори, где ее нижнюю, значительную часть (500 м) слагают глинистые и аспидовидные сланцы с резко подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Выше происходит увеличение количества и мощности слоев песчаников. В этой средней части (110-120 м) развиты толстослоистые и массивные песчаники, разделенные прослоями глинистых сланцев. Песчаники средне- и крупнозернистые, местами переходят в мелкогалечные конгломераты. Кровля (150 м) свиты отличается ритмичным чередованием глинистых сланцев и тонкослоистых песчаников, содержащих по р. Илто *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.).

Отложения панкисской свиты смяты в изоклинальные складки, затрудняющие определение ее истинной мощности. Скорее всего мощность свиты должна равняться 800 м.

Следующую лито-стратиграфическую единицу представляют глинистые сланцы и аргиллитоподобные сланцы с подчиненными прослоями песчаников и многочисленными конкрециями глинистого сидерита. Песчаники часто косо-

слоистые, железистые и слюдистые. Эти отложения названы Н.Д.Вассоевичем (1932) алматской свитой по одноименному селению, расположенному на правом склоне ущ. р.Инцоба. Им же впервые в отложениях свиты найдены ископаемые остатки фауны, определенные В.Ф.Пчелинцевым как *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *M. quenstedti* (Pčel.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. dubius* (Sow.) и *Posidonia buchi* Roem. По этим находкам Н.Б. Вассоевич определил возраст свиты тоаром-ааленом. В дальнейшем И.Г.Вашакидзе свиту отнес к ааленскому ярусу, а О.И.Шириашвили и др. ее возраст ограничили ранним ааленом.

Приводим разрез алматской свиты, составленный нами на правом склоне ущ. р.Инцоба (окр.с.Алмати), в районе расположения стратотипа, где на отложениях дуруджской свиты (после 500 м перерыва) залегают:

$J_2^1a_1$ 1. Сильно рассланцованные песчано-алевритистые глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников и разноформенными конкрециями глинистого сидерита. В глинистых сланцах собраны *Mytiloceramus liasicus Kakh., M. quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M.cinctus* (Goldf.), *M. tshalensis Kakh., Calliphylloceras sp.* и *Tatrophylloceras cf. tatricum* (Pusch)...130 м

2. Глинистые сланцы с линзами песчано-алевритистых сланцев, которые местами переходят в мелкозернистые песчаники. Почти во всех слоях пачки и конкрециях глинистого сидерита встречены *Mytiloceramus cf. pseudoinconstans* Kakh., *M. liasicus* (Kakh.), *M. quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. samebensis* Kakh., *M. nunuae* Kakh., *Posidonia cf. buchi* Roem., *Pleuromya sp., Phylloceras sp., Tatrophylloceras cf. tatricum* (Pusch.), *Pseudolioceras sp., Leioceras opalinum* (Rein.), *Costileioceras costosum* (Quenst.), *C.sp*.....54 м

$J_2^1a_2$ 3. Аргиллитоподобные глинистые сланцы с редкими прослоями тонкослоистых песчаников и частыми конкрециями глинистого сидерита. В основании толщи собраны *Mytiloceramus liasicus* (Kakh.), *M. quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M.cinctus* (Goldf.), *M. samebensis* (Kakh.), *Phylloceras sp., Calliphylloceras, sp., C. nilssoni* (Heb.), *Tatrophylloceras cf. tatricum* (Pusch), *Lytoceras sp.* (ex gr. rasile Vač.), *Ludwigia sp. ind* ..... 110-130 м

Выше на протяжении почти 1,5 км обнажения не встречаются и лишь в ущ. р.Болия (правый приток р.Инцоба) выступают снова:

4. Аргиллитоподобные глинистые сланцы желтоватого оттенка, местами обогащенные песчанистым материалом. Породы содержат конкреции глинистого сидерита и остатки двустворчатых *Mytiloceramus polyplocus* (Roem.), *M. quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. substriatus* (Münst.), *M. samebensis* Kakh. и *Posidonia cf. buchi* Roem.

После перерыва в 200-250 м обнажаются карбонатные образования верхней юры-нижнего мела.

В глинистых сланцах с прослоями алевролитов и песчаников, развитых в ущ. р.Болия в 500 м к северу ст карбонатных отложений, И.Г.Вашакидзе обнаружены аммониты и двустворчатые. По нашим определениям это *Costileioceras costatum* (Horn), *C.sp., Ludwigia bradfordensis* (Buck.), *L. sp., Lytoceras sp., Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *M. quenstedti* (Pčel.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. gryphoides* (Scloth.) и *M. pseudoinconstans* (Kakh.)

В районе с.Греми и на правом берегу р.Болия П.И.Авалишвили и др., наряду с вышеуказанными митилоцерамусами, отмечены тоар-ааленский *Calliphylloceras cf. dzirulensis* (Djan.), раннеааленский *Hammatoceras cf. subinsigne* (Opp.), *Pseudotrapezium cordiformis* (Desh.), *Pleuromya cf. goldfussi* Rol. и ааленский *Astarte cf. opalina* Quenst.

Из всего приведенного в разрезе списка фауны особого внимания заслуживают *Leioceras opalinum* (Rein.) и *Costileioceras costosum* (Quenst.), которые характерны для нижнего аалена. Очевидно, отложения алматской свиты включают и элементы верхнего аалена, поскольку в разрезе имеется также представитель рода Ludwigia, вертикальное распространение которой приурочено к верхнему аалену. Это мнение основательно подтверждается находками в ущ.р.Болия позднеааленских *Costileioceras costatum* (Horn) и *Ludwigia bradfordensis* (Buck.).

В глинистых сланцах, местами песчано-алевритистых, с прослоями мелкозернистых песчаников и конкрециями глинистого сидерита, обнажающихся в бас. р.Челти (северо-восточнее с.Шильда) найдены *Costileioceras costosum* (Quenst.), *C. sp.*, *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) и *Posidonia cf. buchi* Roem.

Аналогичные отложения, развитые южнее и юго-восточнее горы Шакриани, вблизи от контакта с карбонатными отложениями, содержат тоар-раннеааленский *Phylloceras heterophyllum* (Sow.), *P. sp.*, *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. cinctus* (Goldf.) и *Posidonia buchi* Roem.

В междуречье Инцоба-Чельти мощность алматской свиты около 1000-1200 м. Эта величина, возможно, завышена из-за недочета изоклинальной складчатости. В западном направлении она выступает в правых притоках р.Лопота и в бас. рр.Стори и Алазани, где ее мощность сокращается до 400 м.

На данном участке фаунистически наиболее полно охарактеризованные отложения алматской свиты имеются северо-западнее с.Лечури, на водоразделе рр.Чахурисхеви и Саборioцкали (правые притоки р.Стори). На южном склоне водораздела нами был составлен разрез (Топчишвили, 1969) со следующей последовательностью слоев:

$J_1^3t_2^3$ 1. Серые, сильно рассланцованные глинистые сланцы и песчано-алевритистые сланцы. Часто встречаются прослои мелкозернистых песчаников и конкреции глинистого сидерита. Мощность отдельных слоев песчаников составляет от 10 до 20-30 см. Самые верхние слои пачки содержат аммониты — *Tatrophylloceras cf. tatricum* (Pusch), *Dumortieria bleicheri* Ben., *D. gundershofensis* (Haug), *D. moorei* (Lyc.), *D. subundulata* (Bran.), *D. tabulata* Buck., *D exigua* Buck. и *D. cf. costula* (Rein.) ..... 200 м

$J_2^1a_1$ 2. Глинистые сланцы, местами песчано-алевритистые с тонкими прослоями песчаников. Песчаники, также как и песчанистые сланцы, обогащены чешуями слюд. Конкреции глинистого сидерита имеют лепешковидную форму (15-20 см). К песчано-алевритистым сланцам приурочены *Leioceras cf. opalinum* (Rein.), *L. sp.* и *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) .....150 м

$J_2^1a_2^2$ 3. Аналогичные породы. В основании прослеживается линза известняка длиной в 1 м. Песчанистые сланцы и конкреции содержат *Tmetoceras scissum* (Ben.), *Brasilia sublineata* Buck., *Hammatoceras sp.*, *Calliphylloceras sp.*, *Mytiloceramus liasicus* (Kakh.), *M. quenstedti* (Pčel.),

M. amygdaloides (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.) и *M. cinctus* (Goldf.) .....12 м

$J_2^1a_2^1$ 4. Серые глинистые сланцы, среди которых встречаются прослои песчано-алевритистых сланцев и мелкозернистых песчаников с конкрециями глинистого сидерита и *Ludwigia obtusiformis buckmani* Géc., *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldf.) и *M. nunuae* (Kakh.) ..... 60-70 м

Отложения пачки 1 выступают в ядре изоклинальной антиклинальной складки, опрокинутой на юг. Из довольно богатой фауны, найденной в ней, большинство представителей *Dumortieria* не выходят за пределы самой верхней зоны тоара — Dumortieria levesquei и позволяют допустить здесь присутствие этой части тоарского яруса. *Leioceras cf. opalinum* (Rein.), обнаруженный в северном крыле антиклинали, указывает на раннеааленский возраст отложений пачки 2. *Brasilia sublineata* Buck., взятая из пачки 3, дала возможность установить в ней наличие самой верхней части аалена, чему не противоречит присутствующий здесь *Tmetoceras scissum* (Ben.), встречающийся в Западной Европе от нижнего до верхнего аалена включительно. Наконец, пачка 4, совместно с митилоцерамусами содержит *Ludwigia obtusiformis buckmani* Géc., руководящую форму для нижней зоны верхнего аалена — *Ludwigia murchisonae.*

Как видно из фауны, содержащейся в пачках 3 и 4, нормальная стратиграфическая последовательность слоев нарушена (слои с аммонитом зоны G.concava подстилают осадки, соответствующие зоне L .murchisonae. Это обстоятельство надо объяснить существованием здесь синклинальной складки, опрокинутой на юг (см.рис.7), мульду которой выполняют отложения с характерной формой зоны Ludwigia concava.

К западу от с.Лечури отложения алматской свиты, развитые в южном крыле антиклинальной структуры, в опрокинутом разрезе непосредственно залегают на карбонатные образования верхней юры. Они содержат *Lytoceras sp.*, *Leioceras sp. ind.*, *L. gotzendorfensis* (Dorn.), *Costileioceras costosum* (Quenst.), *Mytiloceramus gryphoides* (Schloth.), *M. quenstedti* (Pčel.), *M. kakheticus* (Khim.) и *M. dubius* (Sow.).

Севернее с.Лечури, в аналогичных отложениях встречен раннеааленский аммонит *Leioceras comptum* (Rein.).

В ущелье р. Алазани, нижняя часть алматской свиты представлена переслаиванием глинистых сланцев, аргиллитоподобных глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников (15-20 см) с *Dumortieria sp. (ex gr. nicklesi* Ben.), *D. cf. moorei* (Lyc.), *D.striatulocostata* (Quenst.), *D. sparsicosta* Haug, *D. levesquei* (d'Orb.) и *D. sp. ind.* Выше ее слагают песчано-алевритистые сланцы, содержащие прослои песчаников и разноформенные конкреции глинистого сидерита. В сланцах нами найдены *Calliphylloceras sp.*, *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) и *M. dzirulensis* (Kakh.).

В ущ. р.Муцусхеви (левый приток р.Алазани, впадающий в нее в окрестностях с.Омало), в отложениях свиты, вблизи контакта с карбонатными отложениями, встречены *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.), *Posidonia buchi* Roem., *Phylloceras sp.* и *Calliphylloceras sp.* В этом же ущ. П.И.Авалишвили и др. найдены несколько представителей двустворчатых и *Leioceras cf. gotzendorfensis* (Dorn), определяющий возраст отложений ранним ааленом.

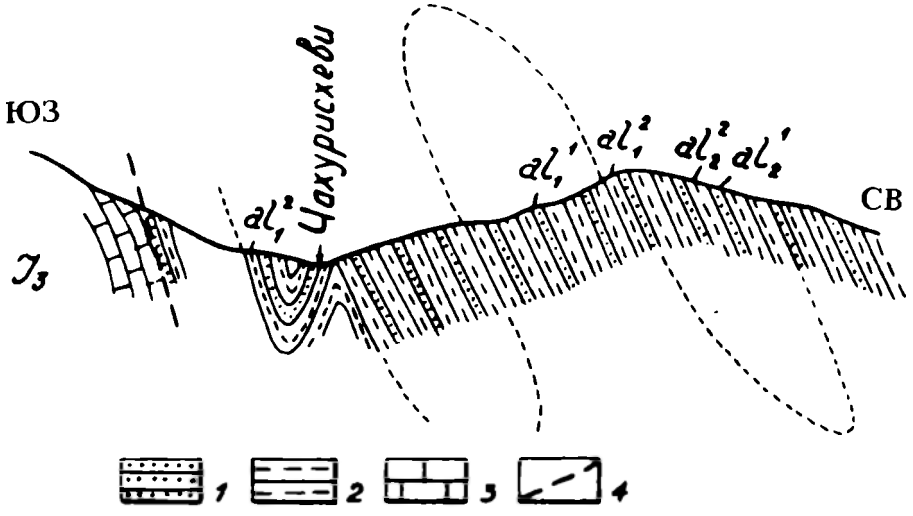

Рис. 7. Геологический разрез алматской свиты у с.Лечури:
1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы; 3 — карбонатные образования верхней юры; 4 — надвиг

В районе бас.р.Илто характер свиты несколько меняется. В ее основании (150 м) залегают глинистые сланцы тонкорассланцованные и часто полосчатые с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников. В этом ущелье Я.Р.Кипиани и др. обнаружили хорошо сохранившиеся аммониты, определенные нами как *Grammoceras fluitans* (Dum.), *Dumortieria bleicheri* (Ben.), *D. exigua* (Buck.), *D. gundershofensis* (Haug), *D. mactra* (Dum.), *Pleydellia subcompta* (Bran.) и *P.crinita* (Buck.). Все аммониты, за исключением первого, являются руководящими и с большой долей достоверности позволяют отнести толщу к самым верхним горизонтам тоарского яруса. В средней части (80-100 м) алматской свиты количество глинистых сланцев сокращается за счет увеличения прослоев песчаников. Песчаники плотные, в основном среднезернистые и толстослоистые (1-2 м). Меняя свой гранулометрический сос-

тав они переходят в конгломераты, которые с интервалом в 25-30 м встречаются трижды (мощность выходов конгломерата от 20 см до 5 м). Галька конгломератов представлена хорошо окатанными валунами глинистых сланцев и песчаников. Над песчаниками и конгломератами загелают глинистые сланцы и алевритистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников (до 20-25 см) и с конкрециями глинистого сидерита разных размеров. Мощность этой верхней части свиты 200-250 м. В нижних ее горизонтах собраны *Tmetoceras cf. scissum* (Ben.), *Costileioceras costosum* (Quenst.) и *C. subcostosum* (Buck.), а несколько выше —*Tatrophylloceras cf. tatricum* (Pusch), *Leioceras cf. opalinum* (Rein.) и *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.). В районе горы Макастахе песчано-алевритистые глинистые сланцы содержат *Costileioceras sp.* и многочисленные остатки двустворчатых моллюсков. Юго-западнее урочища Лековани Я.Р.Кипиани и др. указывают на наличие раннеааленского *Costileioceras subcostosum* (Buck.), *Leioceras sp.*, *Holcophylloceras sp. ind.*, *Posidonia buchi* Roem., *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) и *M. amygdaloides* (Goldf.). В ущ. р.Иори, в алматской свите, представленной песчано-алевритистыми глинистыми сланцами и аргиллитоподобными сланцами с прослоями песчаников (300 м) на разных уровнях найдены *Costileioceras costosum* (Quenst.), *Leioceras cf. opalinum* (Rein.), *L. cf. gotzendorfensis* (Dorn.), *Ludwigia sp.* и др. (Пруидзе, Горгошидзе).

Местонахождения раннеааленских аммонитов отмечается как к северу, так и к югу от находки позднеааленского *Ludwigia sp.* Этот факт подтверждает наше мнение о приуроченности верхнеааленских отложений к мульде синклинальной складки, в крыльях которой выступают образования раннеааленского возраста.

Суммируя весь фактический материал, можно заключить, что по сравнению с другими стратиграфическими единицами Южного склона Большого Кавказа, алматская свита наиболее хорошо и полно охарактеризована аммонитовой фауной. При этом их узкий стратиграфический диапазон дает нам основание отнести свиту к самым верхним горизонтам тоара и к ааленскому ярусу. Максимальная мощность свиты до 1200 м.

Восточнее рр.Инцоба и Челти отложения алматской свиты прослеживаются в ущ. р.Дуруджи, где в верхней ее части происходит постепенное увеличение роли песчаников. Если рассмотреть свиту в вертикальном развитии, то в ее составе индивидуализируются две толщи. Нижняя толща (700 м) — это преимущественно глинистые сланцы с прослоями песчаников и конкрециями глинистого сидерита. В отдельных случаях песчаники толстослоистые и достигают в мощности 0,5-1 м. В основании толщи нами собраны *Lytoceras sp.*, *Pseudolioceras sp. ind.* и *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.). В песчано-алевритистых сланцах с конкрециями глинистого сидерита, развитых на правом берегу р.Дуруджи (у дамбы), встречены *Phylloceras sp.*, *Lytoceras sp.*, *Mytiloceramus cinctus* (Goldf.), *M. quenstedti* (Pčel.) и *M. gryphoides* (Schloth.). На фоне этих форм наиболее узким стратиграфическим диапазоном отличается род *Pseudolioceras*, который встречается от верхнего тоара до нижнего аалена включительно. В данном случае его присутствие указывает на позднетоарский возраст вмещающих отложений, так как западнее на этом уровне найдены руководящие аммониты самого верхнего тоара. Исходя из

таких же соображений более верхние горизонты толщи относим к ааленскому ярусу. В интервале от верхнего тоара до верхнего аалена в междуречье Дуруджи и Аванисхеви в 1976 году Т.В.Копадзе, П.И.Авалишвили и др. выделили бацарскую свиту и свиту болия. Отложения бацарской свиты литологически идентичны описанной выше толще, за которой по правилу приоритета, должно быть сохранено название алматской свиты. Под свитой болия Н.Б.Вассоевичем (автор свиты) понималось флишевое переслаивание мергелистых сланцев с сильно известковистыми песчаниками (Вассоевич, 1932), поэтому использование здесь этого названия, употребляемого для обозначения отложений верхней юры, не оправданно.

Верхнюю толщу (200 м) представляют глинистые и аргиллитоподобные глинистые сланцы, переслаивающиеся с разнослоистыми песчаниками. Несмотря на то, что здесь по сравнению с подстилающей толщей сосредоточено наибольшее количество песчаников, все-таки глинисто-сланцевые разности занимают господствующее положение и являются основным компонентом толщи. Возраст и стратиграфический диапазон толщи не вполне ясны. В настоящее время отмечается расхождение во взглядах на ее стратиграфическое положение в разрезе. М.П.Пруидзе и др. объединили толщу с вышележащими отложениями, где им, совместно с З.А.Кокрашвили, обнаружен келловейско-раннеоксфордский комплекс фораминифер. В.А.Тодрия (1982) рассматривает эти отложения в составе кварельской свиты, которую подразделяет на две части. В нижнюю он включил данную толщу, а в верхнюю (150-300 м) — мощные пачки слабокарбонатных песчаников, алевролитов и аргиллитов с позднеюрским комплексом микрофауны. В шлифах пород из нижней части свиты В.А.Тодрия определил *Ammodiscus sp.*, *Pseudocyclammina ex gr. maynci* Hott. На основании этих фораминифер и по стратиграфическому положению нижние горизонты кварельской свиты им датированы средней юрой (байос-бат).

В связи с тем, что отложения верхней толщи проявляют большее сходство с алматской свитой, мы отождествляем их с ней и условно определяем возраст толщи ааленом. Такому допущению совершенно не препятствуют указанные выше фораминиферы, вертикальное распространение которых выходит за пределы байос-батских ярусов. Очевидно, граница с вышележащей кварельской свитой должна проводиться по первому появлению карбонатного материала. Однако для окончательного решения этих вопросов материала пока еще недостаточно и наши выводы мы ни в коей мере не считаем окончательными и в случае появления противоречивых данных нам придется их пересмотреть заново.

Восточнее, в междуречье Бурса-Мацими отложения алматской свиты часто перекрываются четвертичными образованиями и обнажаются неравномерно. Судя по их отдельным выходам в ее составе значительных изменений не наблюдается. Лишь в ущелье правого берега р.Мацими (вблизи шоссейной дороги) среди глинистых сланцев появляются крупнозернистые кварцево-слюдистые песчаники и гравелиты. Здесь нами были обнаружены *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. cinctus* (Goldf.) и *Pleurotomaria sp. ind.* Слои, содержащие этот комплекс фауны, являются наиболее верхними горизонтами свиты и по стратиграфическому положению скорее всего соответствуют аалену.

С юга алматская свита ограничена разломом, вдоль которого она надвинута на отложения карбонатного флиша. В приконтактовых зонах прослеживается брекчированность и угловое несогласие, однако разность в углах не всегда фиксируется. Последствием этого крупного тектонического нарушения, по-видимому, является выпадение из разреза байос-батских отложений на значительной части территории и, возможно, местами верхней части ааленского яруса. В недавнем прошлом в районе горы Шакриани было установлено наличие байосских вулканогенно-осадочных образований (Авалишвили, Гавашели, Зесашвили, Топчишвили, Копадзе, 1974), названных шакрианской свитой. Этот вулканогенно-осадочный комплекс принимает участие в строении синклинальной структуры (длина 3,2 км, ширина 2,5 км), в северном крыле которой он залегает на отложениях алматской свиты, а в южном крыле по взбросу контактирует с верхнеюрским карбонатным флишем. По тропе, идущей к вершине горы Шакриани, в гребневой части водораздела рр.Лопота-Болия (южнее с.Грдзеличала) составлен следующий разрез (рис.8):

J_2bj I. Тонколистоватые аргиллитоподобные глинистые сланцы, в верхних горизонтах песчано-алевритистые с глинисто-сидеритовыми конкрециями диаметром 10-15 см. В средней части встречаются два потока порфиритовых лав мощностью 5 и 7 м. Аз.падения сл.ЮЗ 195°, угол падения 40° ....105 м

2. Аргиллитоподобные лимонитизированные глинистые сланцы с конкрециями пелитолита и алевролита (до 6 см). В 45 м от основания имеется поток лавы спилитового мандельштейнового порфирита. В конкрециях содержатся ископаемые остатки фауны, определенные В.И.Зесашвили и нами. Их слагают *Hyperlioceras sp.*, *Sonninia crassispinata* Buckm., *Lytoceras sp. ind.*, *Ludwigia sp.* (*aff. bradfordensis* Buckm.), *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *Pleuromya sp.*, *Nucula sp.* 121м

3. Аргиллитоподобные выветрелые песчанистые сланцы с мелкими конкрециями сферической формы ..... 80 м

4. Темно-серые аргиллитоподобные глинистые сланцы, в верхней части обогащенные песчанистым материалом. В основании и кровле встречены потоки лавы спилитового порфирита мощн. 10-30 м ..... 90 м

5. Чередование ломких, местами лимонитизированных глинистых сланцев и песчанистых сланцев. .....125 м

6. Спилитовый брекчия-конгломерат..... 16 м

7. Тонкослоистые хрупкие аргиллитоподобные глинистые сланцы, насыщенные прожилками кварца. Аз.пад.сл. СВ 5°, угол пад. 55° .....180 м

8. Чередование спилитовых брекчий, мандельштейнов и подушечных лав..... 100 м

9. Спилитовые брекчии ..... 50 м

Выше следуют темно-серые слоистые известняки, падающие на север под небольшим углом.

Судя по стратиграфическому диапазону аммонитов, встречающихся в северном крыле синклинали, они отличаются смещенным характером, т.е. роды *Hyperlioceras* и *Sonninia* приурочены к нижнему байосу, в то время, как представители рода *Ludwigie* своим распространением связаны с верхнеааленским подъярусом. Видимо, присутствие *Ludwigia sp.* (*aff.*

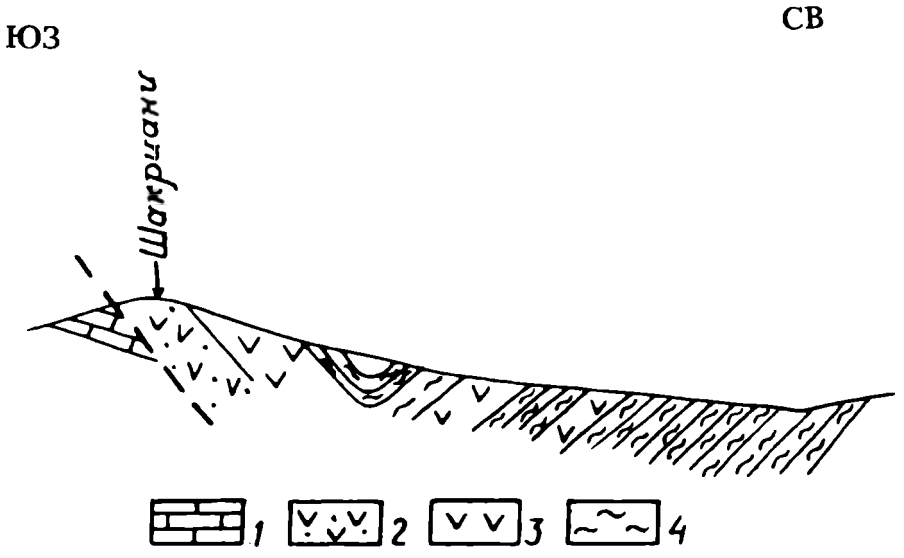

Рис.8. Геологический разрез шакрианской свиты по меридиану горы Шакриани:

1 — аргиллитоподобные глинистые сланцы; 2 — потоки спилитовых порфиритовых лав; 3 — пирокластолиты

bradfordensis Buck.) среди обновленной аммонитовой фауны указывает на то, что он является реликтом, утратившим свое стратиграфическое значение. Поэтому при определении возраста вмещающих данную фауну отложений предпочтение надо отдать более молодым элементам комплекса. Следовательно, шакрианская свита должна относиться к нижнему байосу.

Видимая мощность свиты в северном крыле структуры (пачки 1-6) достигает 537 м. В южном крыле (пачки 7-9), в связи с имеющимся здесь тектоническим нарушением, она сокращается до 330 м.

Авадхарско-Клычская зона

Авадхарско-Клычская зона включает в себя северную часть Абхазии в междуречье Авадхара и Клыч и территорию несколько восточнее, до ущ. р.Ненскра. В пределах развития зоны полнота нижнеюрско-ааленских отложений неодинакова. Там, где вскрыта подошва, наблюдается несогласное залегание на подстилающих отложениях и в основании разреза имеется толща обломочных и грубозернистых терригенных пород, выделенных С.Г.Букия под названием лашипсинской свиты.

По изменению гранулометрического состава пород в разрезе она подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками и песчано-алевритовыми глинистыми сланцами мощн. от 50 до 150 м. Верхняя подсвита представлена в основном переслаиванием песчано-алевритовых глинистых сланцев, песчаников и алевролитов со сравнительно редкими отдельными слоями гравелитов и конгломератов. Мощность подсвиты 200-450 м.

Вулканогенные породы в лашипсинской свите образуют покровы кварцевых кератофиров, реже маломощные прослои их туфов. К свите приурочены пластовые жилы и дайки диабаза и порфирита.

Отложения свиты встречаются в виде небольших выходов, часто выклинивающихся в горизонтальном направлении из-за надвигающихся с севера пород древнего фундамента.

В районе наиболее типичного развития, в истоках р.Лашипсе и на водоразделе рр.Лашипсе и Охубырдзех, отложения лашипсинской свиты трансгрессивно залегают на кристаллической формации палеозоя (рис.9):

$J_1^1s_1$ 1.Конгломераты, гравелиты, толстослоистые аркозовые, грубозернистые песчаники (мощность слоев 0,20-1 м) и песчано-алевритовые глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых слюдистых песчаников. Гальки конгломератов (мощность конгломератов варьирует от нескольких до десятков сантиметров) состоят в основном из кварца, реже из кристаллических сланцев. Конгломераты имеют линзовидную форму и по простиранию замещаются песчаниками и песчано-алевритовыми глинстыми сланцами, содержащими плохо сохранившиеся остатки аммонитов и двустворчатых. С.Г.Букия и др. (1971) из этих отложений отмечают *Vermiceras aff. scylla* (Reyn.), *Lima cf. succincta* Schloth., *Chlamys textoria* Schloth. Аз.пад.сл. СВ 20°, угол падения 40-80°.....50 м

$J_1^1s_2$ 2. Темно-серые песчано-алевритовые глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов, которые иногда переходят в линзы грубозернистых песчаников и гравелит-конгломератов. На уровне данной пачки в ущ. р.Лашипсе найдены (Букия, 1954) *Nucula tenicata* Quenst., *Leda aff. claviformis* Sow., *L. aff. complanata* Goldf., *Astarte subtetragona* Münst., *A. sp.*, *Plagiostoma cf. hermanni* Quenst., *Lima cf. succincta* Schloth., *Chlamys textoria* Schloth., *Mytiloceramus dubius* (Sow.), *Pleurotomaria sp.* (*ex gr. angulata* Sow.), *Phylloceras sp. ind.*, *Oxynoticeras sp.ind.*, *Epideroceras cf. steinmanni* (Hug) и *Belemnites sp.. ind.* ..... 80 м

3. Прерывистые обнажения песчано-алевритовых глинистых сланцев с

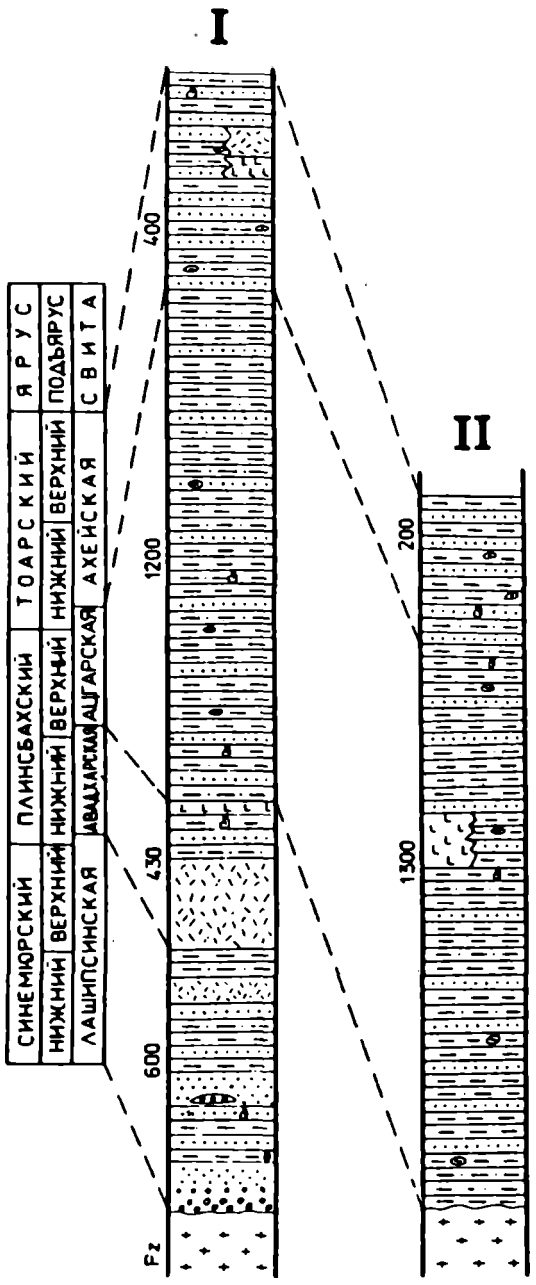

Рис.9. Сопоставление разрезов нижнеюрских отложэений Авадхарско-Клычской зоны:

I — бас. р.Лашипсе; II — междуречье Бзыби-Кодори. Усл.обозн. см. на рис.3

прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Последние с глинистыми сланцами образуют четко полосчатые пакеты, встречается 10-метровая пластовая жила кварцевого кератофира..... 250 м

Стратиграфически выше следует вулканогены авадхарской свиты.

Аммонит из отложений пачки 1, указывает на то, что разрез начинается нижними горизонтами синемюрского яруса. Среди многочисленных ископаемых остатков пачки 2 лишь *Epideroceras cf. steinmanni* (Hug) свидетельствует о ее принадлежности к верхнему синемюру, к которому условно относится, по-видимому, и вышележащая толща мощн. 250 м.

Лашипсинская свита с грубообломочной базальной пачкой и богатым комплексом ископаемой фауны встречается несколько западнее, на правом берегу р.Авадхара. Основание свиты, представленное конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками и песчано-алевритистыми глинистыми сланцами (мощность 50 м), содержит *„Rhynchonella“ cf. curviceps* Quenst., *Amberleya cf. alpina* Stol., *A. sp.*, *Emarginula sp.*, синемюрскую *Leda cf. toriyamae* Hayami, *Parallelodon sp. (infraliassicus* Hayami ?), *Modiolus sp.*, *Cardinia sp.* и *Lucina sp.* (Беридзе и др. 1972). Слои с данной фауной перекрываются толщей тонко- и среднеслоистых песчаников и алевролитов, чередующихся с глинистыми сланцами мощн. 450 м. Общая мощность свиты 500-600 м.

Сходный разрез лашипсинской свиты с двухчленным делением прослеживается в верховьях рр.Санчарки и Бешта. В окр. хр.Гурджишха отложения свиты несколько изменены, уплотнены и осветлены. Наличие в ней *Oxynoticeras sp. ind.* и *Leda cf. toriyamae* Hayami говорит о синемюрском возрасте отложений, *а Vermiceras aff. scylla* (Reyn.) и *Epideroceras cf. steinmanni* (Hug) позволяет утверждать, что они включают в свой состав как нижний, так и верхний подъярусы синемюра. Однако фауна аммонитов обнаружена в нижней половине свиты, поэтому вполне возможно, что ее кровля охватывает и элементы нижнего плинсбаха.

На отложения лашипсинской свиты согласно залегают вулканогенно-терригенные образования (см.рис.9), выделенные М.Г.Ломизе, М.Л.Соминым (1962) в авадхарский горизонт. Позднее М.А.Беридзе, Ш.А.Адамия и Г.Н.Абесадзе (1972) перевели горизонт в ранг свиты. Свое название свита получила от р.Авадхара (бас, р.Бзыби), в верховьях которой расположен стратотипический разрез. На водораздельном хребте Ахукдара (правый берег р.Авадхара) к низам свиты приурочены вулканокластолиты и лавы кварц-кератофирового состава, к средней части — глинистые сланцы и песчаники, а к верхней — пирокластолиты спилитовых порфиритов. Для более детальной характеристики пород приводим разрез, составленный в районе водораздела, где за отложениями лашипсинской свиты следуют:

J_1^2p 1. Кислые эффузивные породы, представленные чередованием лав, лавокластолитов (кварц-кератофирового состава) и, реже, пирокластолитов с прослоями и маломощными пакетами глинистых сланцев. Встречаются секущие тела кварцевых кератофиров в основном будинированных ..... 200 м

2. Песчаники, песчано-алевритистые глинистые сланцы с пластовыми и секущими телами кварцевых кератофиров. В кровле встречен *Amaltheus margaritatus* Montf. (Ломизе, Сомин, 1962; Ломизе, 1969) ..... 130 м

3. Туфы, туфобрекчии, переслаивающиеся с туфовыми песчаниками

и гравийными песчаниками с гнездами и вкраплениями пирита. Первичный и переотложенный материал преимущественно спилитовый. В цементе спилитовых туфобрекчий Ш.А.Адамия обнаружил *Pentacrinus sp. ind* .....100 м

Примерно такая же последовательность отложений наблюдается на хр.Гурджишха и восточнее, в верховьях р.Санчарки. Особенно мощный выход (700 м) свиты имеется на водоразделе Главного хребта в районе перевала Санчаро и Алаштраху. С юга он контактирует с отложениями ацгарской свиты, с севера отделяется интрузией кварцевых диоритов от метаморфических толщ. Несколько иного характера отложения развиты в ущ. рр. Белая, Бешта и на их водораздельном хребте, где они представлены только кварц-кератофировыми породами. Терригены, выраженные глинистыми сланцами и песчаниками не приурочены к определенным уровням свиты. Они встречаются как в нижней и средней, так и в верхней частях свиты, часто замещая по простиранию вулканогены.

Отложения авадхарской свиты на значительной площади следуют за лашипсинской свитой. Однако местами, в результате проходящего в основании юрского разреза крупного тектонического нарушения, лашипсинская свита выпадает из разреза и отложения авадхарской свиты непосредственно налегают на породы кристаллического фундамента. А на участке Анчхо-Каменистая они сами срезаются разрывом. Мощность свиты меняется в пределах 430-700 м.

Amaltheus margaritatus Montf., найденный в глинистых сланцах водораздела рр.Авадхара и Мзимта (хр.Ахукдара), свидетельствует о принадлежности их к верхнему плинсбаху. Этот аммонит происходит из верхних слоев авадхарской свиты. Ее нижние горизонты не содержат ископаемых остатков, и поэтому их возраст определяется ранним плинсбахом условно, по стратиграфическому положению слоев.

Следующая выше толща, названная С.Г.Букия ацгарской свитой, прослеживается от хр.Ахукдара до левых притоков верховья р.Кодори включительно. Она представлена однообразными глинистыми сланцами с подчиненными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Породы содержат субвулканические тела и конкреции пирита.

В качестве стратотипа ацгарской свиты ниже приводится сводный разрез по левым притокам р.Ацгара (р.Ацгара течет почти по простиранию слоев), где непосредственно за породами древнего кристаллического комплекса следуют:

$J_1^{2+3}p_2$-t_1 1. Глинистые сланцы и алевритисто-слюдистые сланцы с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Встречаются многочисленные прожилки кварца и пластовые жилы диабаза мощн. в 1-5 м ..... 180 м

2. Глинистые и аспидные сланцы с многочисленными прожилками кварца (5-10 см) и пластовыми жилами и дайками диабаза ..... 100 м

3. Алевритистые глинимстые сланцы и аспидные сланцы с тонкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. На отдельных участках встречаются скопления рудного минерала и пластовые жилы диабаза..... 210-220 м

4. Глинистые сланцы и алевритистые глинистые сланцы..... 100-110 м

5. Чередование глинистых сланцев, аспидных сланцев с алевролитами

и мелкозернистыми песчаниками с прожилками кварца и пирита, а также конкрециями пирита. Пластовые жилы диабаза часто гидротермально изменены..... 110-120 м

6. Глинистые сланцы, местами аспидовидные, с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Пластовые жилы и дайки представлены диабазом и диабаз-порфиритом ..... 300 м

7. Алевритисто-слюдистые глинистые сланцы с прослоями алевролитов и многочисленными жилками кварца. Глинистые сланцы содержат среднелейасовый комплекс спор и пыльцы, с господствующим положением спор семейства *Matoniceras* ..... 120 м

8. Глинистые сланцы, часто слюдисто-алевритовые с редкими прослоями алевролитов ..... 300 м

Выше роль песчаников возрастает, и описанные отложения постепенно переходят в ахейскую свиту.

В районе Ацгарских минеральных источников, в 900 м от основания ацгарской свиты отмечается *Amaltheus margaritatus* Montf. (Букия и др., 1971).

На левом побережье верховьев р.Аданге в составе отложения ацгарской свиты появляются гидротермально измененные брекчии (до 20 м) с гнездами выпавших рудных минералов. Приблизительно в средней части свиты нами найден *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.). Видимая мощность свиты на данном участке сокращается до 480 м, а в районе пер.Аданге и по первому левому притоку р.Малой Аданге она достигает 330 м. Такое резкое изменение мощности ацгарской свиты с востока на запад, очевидно, связано с развитыми здесь субпараллельными чешуйчатыми надвигами.

Далее на запад мощность свиты постепенно увеличивается, достигая максимальных размеров на меридиане пер. Чамашха-Алаштраху и в ущ. р.Грыбзы.

В ущ. р.Шхабазия ацгарская свита развита глинистыми сланцами и алевритистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов и пластовыми жилами диабазового витрофирита (10 м), а также кварцевыми кератофирами и их туфами. В 90 м от устья балки Христосхеви (приток р.Шхабазия), в верхней части ацгарской свиты нами обнаружены *Harpoceras cf. falcifer* (Sow.), *H. sp.*, *Mytiloceramus cinctus* (Goldf.), *M. quenstedti* (Pčel.), *M. gryphoides* (Schloth.).

В ущ. р. Зап. Скеу ацгарская свита отличается присутствием шаровых лав и гиалокластолитов спилитовых диабазовых порфиритов. Западнее отложения свиты обнажаются на южном склоне хр.Гурджишха и в ущ. р.Лашипсе, принимая участие в строении Лашипсинской синклинали. К юго-востоку от горы Каменистая ацгарская свита с севера тектонически контактирует с санчарским среднеюрским интрузивом, восточнее же перевала Магана по одноименному разлому — с палеозойскими породами Главного хребта. В отложениях свиты, развитых в бас. р.Лашипсе, встречен *Amaltheus margaritatus* Montf.

В крайне западной части распространения ацгарской свиты, на водораздельном хребте Ахукдара, непосредственно за вулканогенами авадхарской свиты С.А.Кекелия найдены *Amaltheus cf. subnodosus* (Y.et B.), *A. sp. ind.* и *Pentacrinus cf. goniogenos* Pomp. В 250-300 м южнее от местонахождения этих форм обнаружены *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. dubius* (Sow.),

M. gryphoides (Schloth.) и *M. quenstedti* (Pčel.), а также богатый спорово-пыльцевый комплекс плинсбахского возраста.

Частые находки представителей Amaltheus в отложениях ацгарской свиты позволили отнести свиту к верхнему плинсбаху.

На основании *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), взятого из верхних слоев ацгарской свиты, М.А.Беридзе, Ш.А.Адамия и др. (1972) частично включают ее и в состав нижнего тоара. Позднее Ш.А.Адамия (1977) высказал сомнение в стратиграфической ценности этой формы, обычно используемой в качестве характерного вида для позднего лейаса. Этот вид все чаще встречается с аммонитами позднего плинсбаха (Топчишвили, Лобжанидзе, 1980) и судить о возрасте отложений только на основании данного двустворчатого не имеет смысла. Однако *Harpoceras cf. falcifer* (Sow.) и *H. sp.*, обнаруженные нами в верхних горизонтах свиты, убедительно подтверждают мнение о принадлежности ее верхних слоев к нижнему тоару. Следовательно, принадлежность ацгарской свиты к верхнему плинсбаху и частично нижнему тоару сомнению не подлежит. Мощность свиты достигает 1200 м.

Венчает разрез нижней юры Авадхарско-Клычской зоны ахейская свита (Беридзе, Адамия, Абесадзе, 1972). Это довольно выдержанная толща полосчатых и песчано-алевритистых глинистых сланцев с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Количество последних часто меняется: в одном случае они почти исчезают, в другом — чередуются со сланцами. К толще приурочены глинисто-алевритовые и глинисто-сидеритовые конкреции, а также псаммитовые туфы и туффиты спилитов и кварцевых кератофиров. Ахейская свита развита в виде почти непрерывных выходов, слагающих мульды синклиналей, разорванных взбросами. Приводим описание наиболее типичного разреза ахейской свиты в одной из штолен рудного участка района Ахейского месторождения ртути.

J_1^3t 1. Туфы и туффиты альбит-олигоклазовых порфиритов ..... 30 м

2. Глинистые сланцы с редкими конкрециями и прослоями туфов, среди которых залегает маломощное будинированное тело диабаза (0,5 м) ..... 50 м

3. Чередование глинистых сланцев и алевролитов (мощность прослоев 5-10 см) ..... 60 м

4. Глинистые сланцы с примесью песчано-алевритистого материала, переслаивающиеся с алевролитами и в кровле с тонко— и средне—слоистыми песчаниками ..... 30 м

5. Чередование глинистых сланцев с тонкими прослоями (5 см) мелкозернистых кварцевых песчаников. Некоторые маломощные прослои песчаников имеют форму линз ..... 15 м

6. Чередование песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Рудоносные песчаники отличаются средней и толстой слоистостью..... 20 м

7. Глинистые сланцы, чередующиеся с тонко- и среднеслоистыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками..... 30 м

8. Глинистые сланцы и песчано-алевритистые глинистые сланцы с прослоями песчаников, иногда полосчатых ..... 60 м

Западнее, в районе хр.Анчхо среди глинистых сланцев и песчаников ахейской свиты встречаются также маломощные пакеты и слои спилитовых туфов, туффитов и один покров кварцевого кератофира.

На водораздельном хребте Ахукдара ахейской свите соответствуют

полосчатые глинистые сланцы с глинисто-алевритовыми и глинисто-сидеритовыми конкрециями (овальные, округлые и уплощенные), с прослоями мелкозернистых песчаников. Последние местами сгущаются и встречаются в виде пакетов. По тропе, ведущей от ущ. р.Авадхара к пер.Ахукдара, в глинистых сланцах нами обнаружены *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.) и *Denckmannia sp.*

В восточном направлении отложения ахейской свиты прослеживаются в ущ. р.Грибзы, где в глинистых сланцах с прослоями мелкозернистых песчаников (слюдисто-аркозовых) присутствуют *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.) и Mytiloceramus quenstedti (Pčel.).

В глинистых сланцах с прослоями алевролитов и песчаников, развитых в ущ. р.Гваштуха, встречаются пачки спилитовых туфов, сопровождающиеся маломощными покровами спилитового порфирита (Беридзе, Адамия и др., 1972). Мощность свиты с запада на восток в ущ. рр.Чамагвара и Зап. Скеу сокращается до 100 м.

На рудных участках Шхабзия ахейская свита мощностью около 190 м отличается неустойчивым соотношением глинистых сланцев и песчаников, содержащих конкреции, линзообразные стратиморфные залежи серного колчедана и оруденeнные брекчиевидные породы. В верховье р.Шхабзия, в 150 м от гранитоидов Бзыбского интрузива, в алевритистых глинистых сланцах с пелит-алевролитовыми конкрециями (у пересечения балки Христосхеви с дорогой) нами собраны *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. amygdaloides minimus* (Kakh.). В районе рудного участка Шхабзия среди алевритистых глинистых сланцев с отдельными прослоями алевролитов встречаются *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. dubius* (Sow.), *M. cinctus* (Goldf.) и *M. dzirulensis minimus* (Kakh.).

На левом берегу р.Аданге (в 600 м от тринадцатого левого притока р.Аданге) в песчано-алевритистых глинистых сланцах с конкрециями сидерита и пирита, с одной маленькой линзой мелкозернистых песчаников, Ш.А.Адамия и М.И.Лоладзе обнаружили *Harpoceras sp. ind* и *Mytiloceramus cinctus (Goldf.)*. Этот весьма бедный список фауны значительно дополняют наши находки: тоарский *Calliphylloceras cf. aveyronense* (Men.), *C. ex gr. supraliasicum* (Pomp.), *Lytoceras sp.*, тоарские *Harpoceras subplanatum* (Opp.) и *H.sp.*, а также *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. dzirulensis* (Kakh.) и *Posidonia buchi* Roem.

Наиболее восточные выходы ахейской свиты прослеживаются в ущ. рр.Твибрашери и Гвандра.

На основании *Calliphylloceras cf. aveyronense* (Men.), *Harpoceras subplanatum* (Opp.), *H. sp.*, *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.) и *Denckmannia sp.*, обнаруженных на разных уровнях ахейской свиты, ее возраст определяется тоарским ярусом от его нижнего подъяруса (частично) до верхнего включительно. Максимальная мощность свиты не превышает 400 м.

Кутыкухско-Сакенская зона

Кутыкухско-Сакенская зона расположена непосредственно южнее Авадхарско-Клычской зоны, отделяясь от нее Чхалтинским разломом. Зона охватывает выходы нижнеюрско-ааленских отложений правобережья р.Аданге, Ацгары, верховьев бас. рр.Кодори, Бзыбь и ее правых притоков. Самые нижние горизонты разреза вскрываются только в восточной части зоны, в южном крыле Шоудидской антиклинальной структуры, где в 1,5 км от устья р.Шоудид, на доюрских кристаллических образованиях трансгрессивно залегают отложения лашипсинской свиты (рис.10). Она сложена средне— и мелкогалечными конгломератами, гравелитами, кварцевыми грубозернистыми песчаниками и песчано-алевритистыми глинистыми сланцами с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Материал грубообломочной формации представлен окатанными отсортированными обломками кварца и реже кристаллических сланцев (Адамия и др., 1975). Мощность конгломератов и гравелитов не превышает 10 м, а всего комплекса отложений лашипсинской свиты — 400 м. Возраст свиты определяется по аналогии с северными ее выходами синемюром-ранним плинсбахом.

Вверх по разрезу лашипсинскую свиту согласно сменяет в толща, которая как в западном, так и восточном направлениях по разлому с севера контактирует с отложениями ахейской свиты. В восточной части зоны в ее составе совместно с терригенными породами часто встречаются линзы известняков разных размеров. Длина некоторых из них превышает 1 км.

С.Г.Букия, О.В.Колосовская, Е.М.Абамелик (1971) известняки считали образованиями сорской свиты. В 1977 г. Ш.А.Адамия выделил их под названием генцвишской свиты, включив в ее состав лишь южные выходы известняков, расположенные вдоль границы порфиритовой серии. Глинистые сланцы с прослоями и пачками рассланцованных известняков, выступающих несколько севернее (у с.Верхний Хутия и по тропам на водоразделе рр.Генцвиши и Твибрашери) он причислял к ацгарской свите.

Данные известняки, встречаются на разных уровнях. Как по простиранию, так и в разрезе они часто замещаются глинистыми сланцами с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Все эти породы, видимо тесно связаны между собой и представляют единую толщу генцвишской свиты, отвечающую самостоятельному этапу геологического развития региона. Ниже приводим описание свиты в стратотипическом разрезе по ущ.р.Генцвиши:

J_1^2p 1. Глинистые сланцы с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и пластовыми жилами диабазов ..... 200 м

2. Глинистые сланцы с прослоями рассланцованных известняков и песчаников ..... 350 м

3. Серые кристаллические известняки ..... 60 м

4. Переслаивающиеся между собой внутриформационные конгломераты, гравелиты и кварцевые песчаники ..... 7 м

5. Серые кристаллические известняки ..... 35 м

Выше залегают отложения осадочно-эффузивной толщи.

В 30 м к западу от слияния р.Южный Птыш с р.Ацгара обнажается

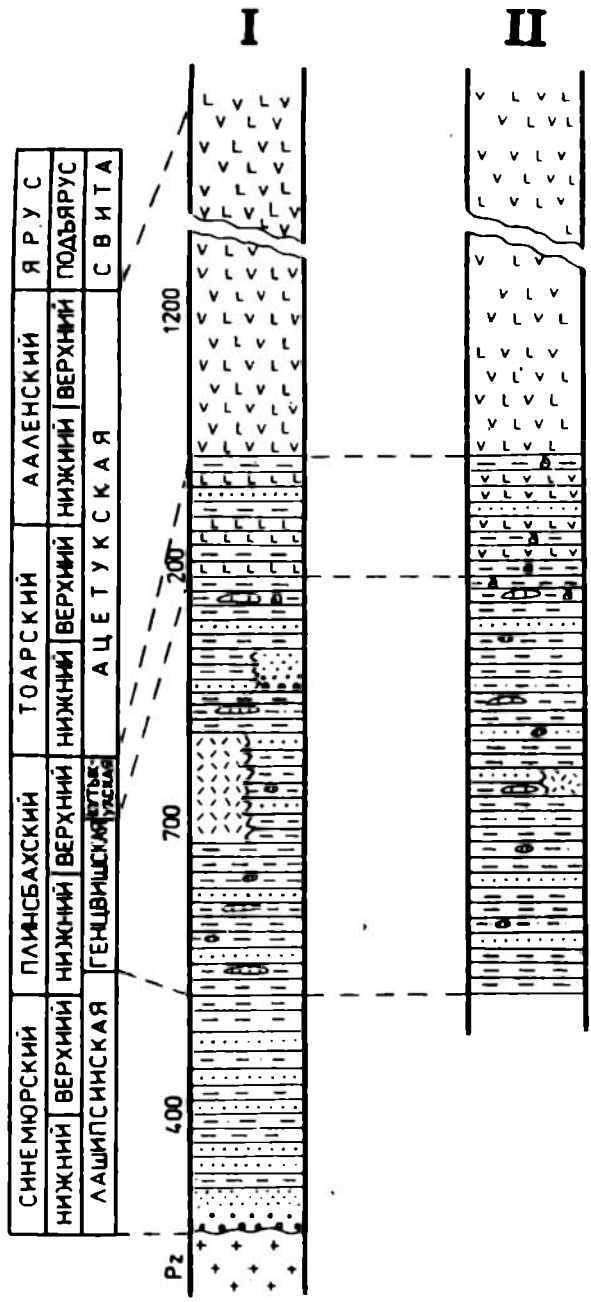

Рис.10. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений Кутыкухско-Сакенской зоны:

I — междуречье Шоудид-Сакени; II — междуречье Аданге-Авадхара. Усл.обозн. см. на рис. 3

выход известняков, длина которого не превышает 120 м, ширина 25 м. В восточной и юго-восточной части выхода известняки зернистые, крупнокристаллические, светло-серого цвета. В противоположном конце выхода они более плотные и представляют собой серые с коричневатым оттенком мелкокристаллические разности, содержащие фауну. Затем появляются фиолетовые брекчиевидные известняки с включениями обломков (20-30 см) туфогенных пород. Известняки сменяются мелко— и среднезернистыми туфами с карбонатным цементом и туфобрекчиями спилитового состава. На левом берегу ущ. р. Ацгары туфогенные породы уже содержат обломки известняков. Аз.пад.сл. вулканогенных пород СВ 60-80°, угол падения 50°. Такие азимуты имеют и известняки, но угол падения слоев в результате гравитационного оседания уменьшается до 10-15°. К северу известняки переходят в тонкорассланцованные глинистые сланцы с прослоями алевролитов, песчаников и линзами известняков, с пластовыми жилами диабазов и порфиритов. В крупнокристаллических известняках описанного выхода А.Н.Балуховским (1964) были найдены *Euxinella greppini* Opp., *Spiriferina alpina* Opp., *S. walcotti* Sow., *S. yaltaensis* Mois., *S. haueri* Suess, *Zeilleria mutabilis* Dav., *Z. subdigona* Opp., *Z. numismalis* Opp., *Z. subnumismalis* Dav., *Z. choffatii* Haas., *Z. strangulata* Martin, *Septaliphoria plicatissima* Quenst., „*Rhynchonella*" *planata* Quenst., „*R.*" *persinuata* Rau., „*R.*" *megabiensis* Mois., *Lobothyris punctata* Sow., *Glossothyris beirichi* Opp.

Этот список послужил А.Н.Балуховскому основанием для отнесения известняков к плинсбахскому ярусу. Позднее, в 1969 г. он придал этим брахиоподам преувеличенно важное значение для датировки пород и включил вмещающие их отложения в нижний плинсбах (карикс).

В коллекции брахиопод, найденных в этих отложениях М.А.Беридзе, кроме указанных выше форм, имеются *Calcirhynchia rotunda* Suc.-Prot. и *Gibbirhynchia aff. curviceps* (Quenst.).

В известняках нам удалось найти фаунистические остатки, несколько дополняющие вышеприведенные списки: „*Rhynchonella*" *borissiaki* Mois., *Spiriferina walcotti* Sow., *S. moeschi krimastoneroensis* Mois., *S. alpina* Opp., *Lobothyris punctata* (Sow.), *Zeilleria subnumismalis* (Dav.), *Chlamys cf. textoria* (Schloth.) и *Entolium cingulatum* (Goldf.). Ни одна из перечисленных выше форм не дает возможности выделить во вмещающих их отложениях более мелкую стратиграфическую единицу, чем плинсбахский ярус. Исключение составляет „*Rhynchonella*" *persinuata* Rau., встречающаяся только в позднем плинсбахе (Моисеев, 1934).

По присутствию этой формы, а также учитывая, что в соседнем разрезе (см. далее) на таком же стратиграфическом уровне найдены позднеплинсбахские аммониты, описанные известняки мы относим к верхнему плинсбаху.

К северо-западу от хутора Марджвена-Птыш в одном из правых притоков р.Ацгары, небольшой выход генцвишской свиты с севера на юг имеет такую последовательность:

$J_1^2p_2$ 1. Алевритистые глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов и многочисленными представителями ископаемых остатков, среди которых нами найдены и определены *Phylloceras hebertinum* (Reyn.), *Partschiceras sp.*, *P. striatocostatum* (Men.), *Zetoceras perzetes* (Monest.), *Calliphylloceras sp.*,

Audaxlytoceras czjzeki (Hauer), *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. sp.*, *Mesotheuthis sp.*, *Pentacrinus laevisutus* Pomp., *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. falgeri* (Esch.), *M. dubius* (Sow.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. dzirulensis* (Kakh.), *Chlamys torulosus* (Quenst.), *C. cf. textoria* (Schloth.), *Lima succincta* (Schloth.) и *Oxytoma sp.*

2. Светлые песчанистые известняки ..... 30 м
3. Туфы ..... 10 м
4. Известняки ..... 4-5 м

В 150 м восточнее, в маленькой балке прослеживается несколько выходов известняков мощн. от 2 до 20 м, чередующихся с глинистыми сланцами и туфами. Глинистые сланцы содержат пелитовые конкреции и *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.).

Далее к западу, в ущ. р.Шоудид отложения генцвишской свиты непосредственно залегают на лашипсинской свите. Здесь они представлены глинистыми сланцами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Очень часто встречаются мергелисто-известковистые конкреции больших размеров, иногда переходящие в линзы. На юго-восточном склоне водораздельного хребта рр.Шоус-Тави и Шоудид в линзе кристаллических известняков с прослоями известковистых глинистых сланцев мощн. 18-20 м (в 130 м от толщи пирокластолитов) нами найдены *Pentacrinus laevisutus* Pomp., *Spiriferina walcotti* Sow., *S. moeschi krimastoneroensis* Mois., *Lima hausmanni* Dunk. и *L. densicostata* (Quenst.).

В ущ.р.Сибиста и на ее водоразделе с р.Шоудид развиты вулканогены кислого состава мощн. 140-150 м. В основании — это слоистые тонко- и среднеобломочные туфы, чередующиеся с маломощными покровами кварц-кератофировых лав (Беридзе, 1978), затем идут внутриформационные туфоконгломераты, выше переходящие в слоистые туфы кварцевых кератофиров, с включениями глинистых сланцев и линзами известняков, содержащих среднелейасские *Pentacrinus cf. goniogenos* Pomp. и *P. cf. basaltiformis* Mill.

Ш.А.Адамия (1977) этим отложениям придал самостоятельный характер и выделил их в сибистинскую свиту. По нашим представлениям, появление вулканогенного материала носит сугубо локальный характер. Эффузивы как в западном, так и восточном направлениях переходят в терригенно-карбонатные отложения генцвишской свиты.

Анализ приведенного выше палеонтологического материала показал, что *Phylloceras Hebertinum* (Reyn.), *Zetoceras perzetes* (Monest.), *Amaltheus margaritatus* Montf. и *A. sp.* дают основание утверждать о принадлежности верхних горизонтов генцвишской свиты, расположенных вблизи от порфиритовой серии, к верхнему плинсбаху. Более нижние горизонты, подстилающие фауносодержащие слои и непосредственно залегающие на отложениях лашипсинской свиты, включают в свой состав, очевидно, и часть нижнего плинсбаха.

Установление плинсбахского возраста известняков, вытянутых в виде узкой полосы почти параллельно контуру порфиритовой серии, послужило А.Н.Балуховскому (1964) поводом для допущения трансгрессивного залегания последней на карбонатных отложениях. Трансгрессивное залегание пирокластолитов порфиритовой серии в верховьях р.Кодори указывалось также В.Я.Эдилашвили и С.Г.Букия и др. (1971).

Ш.А.Адамия и др. (1972), а в 1984 году Г.Н.Абесадзе, П.А.Хотя-

новский и др. между известковисто-сланцевыми породами и осадочно-эффузивной толщей проводят разлом, вдоль которого допускают выпадение отдельных лито-стратиграфических единиц.

По нашим наблюдениям, известковисто-сланцевые отложения генцвишской свиты почти везде согласно переходят в пирокластолиты порфиритовой серии, нижние горизонты которой в Северной Абхазии древнее байоса (см.ниже), и выпадение какой-либо части нижнеюрско-ааленского разреза на этом участке не отмечается. Здесь, даже в случае фиксации тектонических нарушений, они не маскируют их согласный переход. Это выражено в переходных между ними слоях, представленных чередованием глинистых сланцев и пирокластолитов. Правда, наблюдаются и редкие исключения из этой закономерности, а именно, в районе с.Южный Птыш смена отложений генцвишской свиты пирокластолитами происходит резко, без переходных слоев. Однако присутствие в известняках обломков туфогенного материала, а в туфогенных породах включений известняков, в некоторой степени указывает на борьбу фаций. Следовательно, согласное залегание этих отложений и здесь не должно вызывать сомнений.

Западнее по правобережью р.Аданге (рис.11) и далее до хр.Ахукдара включительно развиты отложения, которые С.Г.Букия и др. (1971) без всякого на то основания причисляли к сорской свите. В.Л.Аревадзе, Н.Т.Чолокашвили, Г.Н.Абесадзе выделили их в качестве анчхойской свиты ааленского возраста. В дальнейшем почти все исследователи, проводившие работы в данном районе, принимали их за образования анчхойской свиты.

Несмотря на то, что количество карбонатного материала здесь несколько уменьшается, рассматриваемые отложения все-таки сохраняют характерные для генцвишской свиты лито-фациальные черты и нет надобности их разобщать. Среди глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников и алевролитов часто встречаются крупные конкреции мергелистых известняков и песчанистчых известняков, местами переходящих в небольшие линзы.

В глинистых сланцах генцвишской свиты, выступающей во втором, третьем, четвертом и шестом правых притоках р.Аданге, нами обнаружены *Amaltheus margaritatus* Montf. и *A.sp.*

В верховье р.Амткел, в районе урочища Ачадара развита толща (300-400 м), представленная переслаиванием глинистых сланцев, алевролитов, песчаников с прослоями гравелитов и конгломератов и линзами известняков, часто брекчиевидных. Линзы распределены в разрезе неравномерно, но количество их и мощность кверху увеличивается, достигая 10-12 м. Известняки содержат *Euxinella greppini* Opp., *Spiriferina alpina* Opp., *Zeilleria mutabilis* Opp., *Z.. ex gr. subdigona* Opp., *Septaliphoria plicatissima* Quenst., "*Rhynchonella*" *aff. subcostellata* Gemm., „*R.*" *exgrumbeli* Opp. (Балуховский, 1964). По составу отложений и ископаемым остаткам толща наиболее хорошо коррелируется с восточными выходами генцвишской свиты.

Северо-западнее, в одном из правых притоков р.Грибзы, в отложениях, представленных алевритистыми глинистыми сланцами с конкрециями мергелистых известняков больших размеров (в 80 м от пирокластолитов

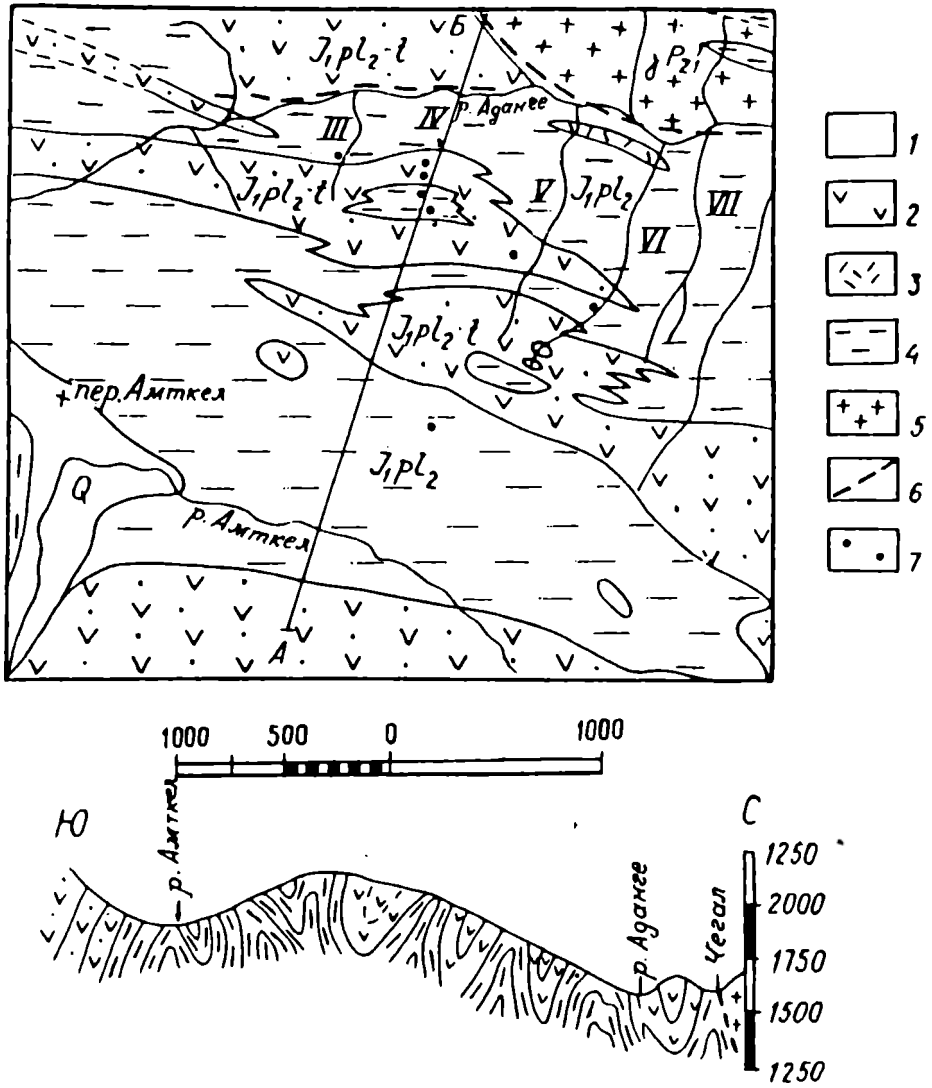

Рис.11. Геологическая схема правобережья верховьев р.Аданге: 1 — четвертичные отложения; 2 —андезит-базальтовые пирокластолиты; 3 — кератофировые туффиты; 4 — глинистые сланцы и алевролиты; 5 — граниты; 6 — разрывы; 7 — находки аммонитов

порфиритовой серии), нам удалось собрать *Partschiceras striatocostatum* (Men.), *Paltarpites argutus* (Buck.), *P. sp.* и *Mytiloceramus falgeri* (Esch.). Представители *Paltarpites* указывают на позднеплинсбахский возраст вмещающих их отложений, остальные формы имеют сравнительно широкое стратиграфическое распространение и встречаются как в нижнем, так и верхнем подотделе нижней юры.

В ущ. р. Грязной (левый приток р.Баул) без точной литологической привязки П.И.Авалишвили и Ш.А.Адамия отмечают соответственно находки *Amaltheus margaritatus* Montf. и *A. cf. margaritatus* Montf. Учитывая, что это ущелье прорезает только пирокластолиты порфиритовой серии и отложения генцвишской свиты, можно предполагать, что амальтеиды своим происхождением вероятнее всего связаны с генцвишской свитой.

На правом берегу р.Авадхара, несколько ниже ее слияния с р. Лашипсе, толща глинистых сланцев с тонкими прослоями алевролитов и единичными линзами известняков, по М.А.Беридзе и др. (1972) содержит *Ludwigia sp.*, *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) и *M. sp. (amygdaloides* Goldf.).

Ознакомившись с аммонитом *Ludwigia sp.*, определенным К.Ш.Нуцубидзе, мы пришли к заключению, что, несмотря на его неудовлетворительную сохранность, он по морфологическим признакам значительно ближе стоит к роду *Amaltheus*. Таким образом, от хутора Марджвена Птыш до р.Авадхара включительно, верхняя часть генцвишской свиты содержит аммониты, определяющие ее возраст поздним плинсбахом. В нижних ее горизонтах совершенно условно допускается присутствие более ранних уровней плинсбахского яруса.

Мощность генцвишской свиты достигает 600-700 м.

Между отложениями генцвишской свиты и вулканогенно-осадочной толщей порфиритовой серии залегают переходные слои, известные как кутыкухская свита (Беридзе, Адамия, Абесадзе, 1972). Стратотип свиты расположен в районе горы Кутыкух. Она сложена преимущественно пикрокластолитами андезито-базальтового состава с маломощными пачками глинистых сланцев. Возраст ее до последнего времени считался аален-ранне байосским. Однако наши данные не подтверждают эту точку зрения. Наиболее богатый фаунистический материал встречен в четвертом правом притоке р.Аданге:

$J_1^2p_2$ I. Глинистые сланцы, чередующиеся в верхней части пачки с мелкообломочными карбонатизированными и хлоритизированными туфами андезит-базальтового состава. В глинистых сланцах найден *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) ..... 12 м

2. Толстослоистые мелко— и среднеобломочные пирокластолиты спилитовых и андезит-базальтовых порфиритов ..... 30 м

3. Чередование глинистых сланцев и рассланцованных карбонатизированных спилитовых паратуффитов ..... 8 м

4. Толстослоистые мелко— и среднеобломочные пирокластолиты ..... 30 м

5. Темно-серые глинистые сланцы с *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. cf. subnodosus* (Y. et B.), *A. sp.*, *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) ..... 3 м

6. Мелко- и среднеобломочные толстослоистые туфы зеленоватого цвета, местами с обломками спилитовых мандельштейновых порфиритов. 25 м

7. Ломкие глинистые сланцы, иногда слабоалевритистые с *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. laevigatus* How. и *A.sp* ..... 20 м

8. Глинистые сланцы с прослоями алевролитов и *Amaltheus*

margaritatus Montf., *A. subnodosus howarthi* Steph., *A. stokesi* (Sow.), *Partschiceras sp.*, *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. dubius* (Sow.) ..... 40 м

Большинство аммонитов разреза кутыкухской свиты характерны для верхнего подъяруса плинсбаха.

Видимо, к отложениям данной свиты должна относиться также „толща Чибисхо" (Панов, 1976), выделенная В.П. Цетлиным по левобережью р.Ахей. Она представлена туфобрекчиями и туфами с покровами базальтовых лав, реже андезитовых порфиритов и спилитов с пачками глинистых сланцев, содержащих *Amaltheus cf. reticularis* (Simps.), *Hinnites cf. davoei* Dum. и *Aquipecten cf. priscus* (Schloth).

Мощность кутыкухской свиты изменчива от нескольких до 200 м.

Подытоживая вышеизложенный материал, мы пришли к выводу, что в местах выделения ранними исследователями отложений аален-раннебайосского возраста, в действительности развиты терригенно-карбонатные и вулканогенные образования плинсбаха.

Выше следует вулканогенно-осадочная толща порфиритовой серии, нижние горизонты которой рассматриваются в составе ацетукской свиты (Джанелидзе и др. 1972). Ее слагают алевритовые, псаммитовые туфы, мелкообломочные туфобрекчий и туффиты с редкими прослоями грубообломочных туфобрекчий, лавобрекчий и лав спилитового и андезит-базальтового состава (мощн. 1200 м).

Почти всюду, где наблюдается взаимоотношение ацетукской свиты с подстилающими терригенными отложениями, переход между ними постепенный, хотя на небольших участках смена глинистых сланцев пирокластолитами происходит резко без переходных слоев.

Возраст ацетукской свиты считается раннебайосским. Однако позднеплинсбахские аммониты, обнаруженные нами в отложениях, непосредственно подстилающих свиту, дают возможность несколько изменить ее возрастные границы. Она совершенно согласно продолжает в разрезе верхнеплинсбахскую кутыкухскую свиту и по стратиграфическому положению скорее всего соответствует тоарскому и ааленскому ярусам.

Таким образом, в Кутыкухско-Сакенской зоне нижняя возрастная граница порфиритовой серии, очевидно, опускается значительно ниже байоса — в тоарский ярус, указывая тем самым на латеральное замещение песчано-глинистой и вулканогенной фаций.

Цхумарско-Коринтская зона

Северная подзона

Нижнеюрско-ааленские отложения северной подзоны выходят на поверхность в бас. рр.Ингури, Цхенисцкали и Риони. Наиболее полно они представлены в восточной части подзоны в пределах Сванети, слагая северные крылья двух крупных кулисообразно расположенных антиклинальных структур, в ядрах которых выступают доюрские образования дизской серии.

В 1940 г. С.В.Левченко, изучивший юрские отложения Сванети, вы-

делил в их основании сванетскую свиту. В дальнейшем для обозначения базальных слоев юрской системы сванетская свиты была использована большинством исследователей. Лишь после того, как Г.А.Чихрадзе (1967) грубообломочные образования с синемюрскими аммонитами, развитыми в бас.р.Цхенисцкали, включил в моргоульский горизонт, некоторые исследователи (Гегучадзе и др., Вашакидзе) рассматривали их как образования моргоульской свиты. Хотя ряд исследователей (Сомин, 1971, Зесашвили и др.) сочли нужным сохранить за ними первоначальное название, мы придерживаемся последнего мнения и упраздняем название, предложенное Г.А.Чихрадзе как младший синоним сванетской свиты.

Долгое время сванетская свита палеонтологически была охарактеризована очень слабо. Не зная стратотипических разрезов с фауной, исследователи часто допускали ошибки. Они относили к юре некоторые толщи дизской серии и, наоборот, включали отдельные элементы свиты в состав доюрских толщ. В 1958 г. в Верхней Сванети Д.Г.Джигаури обнаружил пелециподы, которые в силу неудовлетворительной сохранности, первоначально ошибочно были определены как триасовые.

Позднее В.И.Славин (1960) из местонахождения фауны, указанного Д.Г.Джигаури собрал аммониты, свидетельствующие о синемюрском возрасте вмещающих их отложений. В дальнейшем К.Ш.Нуцубидзе и др. (1963) подтвердили правильность данных выводов.

Собственные сборы палеонтологического материала позволили нам несколько уточнить возраст сванетской свиты и ее взаимоотношение с подстилающими образованиями дизской серии.

Наиболее доступный разрез сванетской свиты имеется в северном крыле Верхнесванетского антиклинория, на правом склоне ущ. р.Ингури (вдоль шоссейной дороги), где севернее дизской серии почти непрерывно можно проследить ее последовательность от основания до кровли включительно. Здесь на метаморфизированные темные сланцы и сланцевые песчаники с жилой окварцованного альбитофира дизской серии залегают (рис.12):

J_1^1s I. Светло-серые окварцованные сланцы и мелкозернистые песчаники с включениями пирита. Нередко в тонкозернистой породе беспорядочно распределены гальки сланцев (пуддинг) ..... 12-13 м

2. Туфобрекчии альбитофиров, среди которых имеется один слой гравелита с обломками кварца ..... 20 м

3. Темные глинистые сланцы ..... 5 м

4. Мелкозернистые слюдисто-кварцевые песчаники с тонкими жилками кварца, с которыми, по-видимому, связано оруденение песчаников пиритом. Последние встречаются также в виде конкреций. В кровле пачки нами обнаружены и определены *Cardinia copides* (Ryck.), *Lima cf. antiqua* Sow., *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orb.), *Mytiloceramus sp.* и *Pleuromya sp.* ..... 10-12 м

5. Светлый мелкозернистый слабокарбонатизированный туф ..... 1 м

6. В начале — мелкозернистые слюдистые песчаники с конкрециями пирита, затем — светлые, главным образом среднезернистые окварцованные песчаники с частыми жилками кварца ..... 40 м

7. Светлые туфы и туфобрекчии ..... 2,5 м

8. Мелкозернистые слюдисто-кварцевые песчаники, которые выше

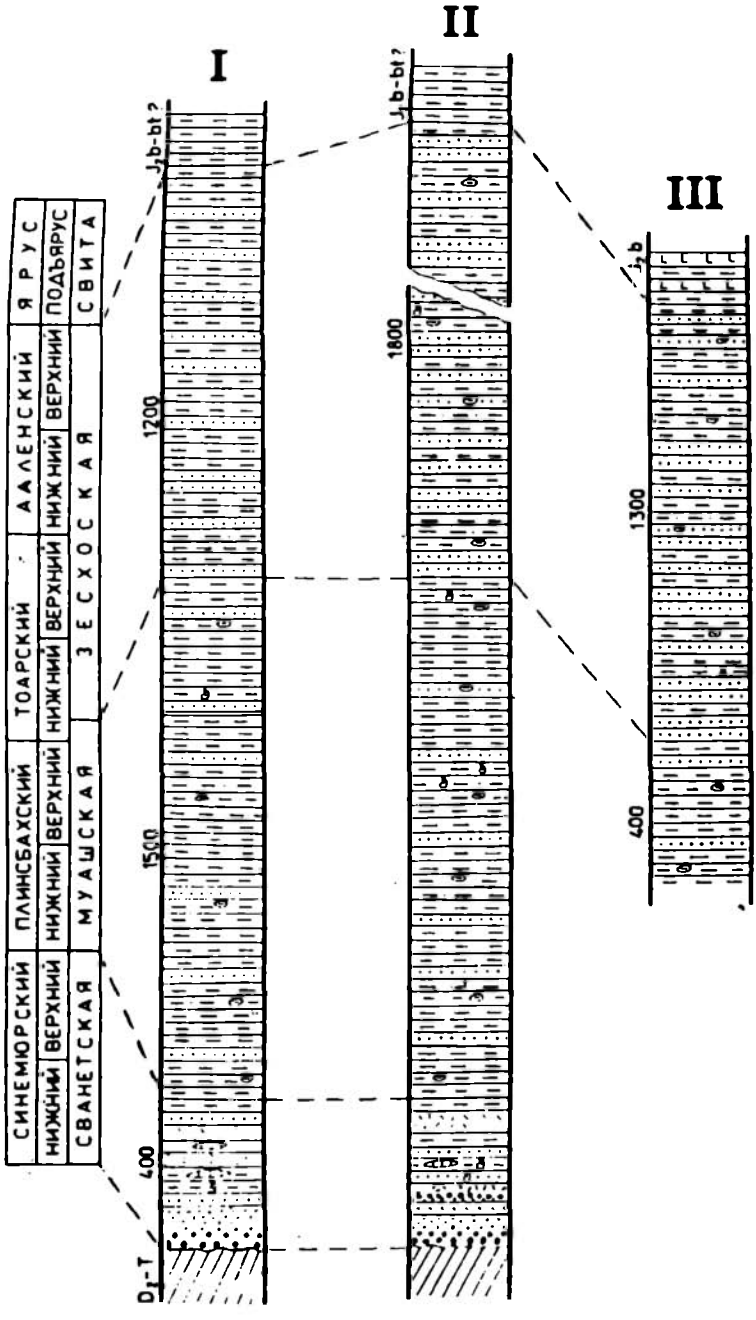

Рис. 12. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений северной подзоны Цхумарско-Коринтской зоны:

I — бас. р.Ингури (северное крыло Верхнесванетского антиклинория);II — бас.р.Цхенисцкали (северное крыло Нижнесванетского антиклинория); III — ущ. р.Лухунисцкали (северное крыло Сохортули-Сакаоской антиклинальной структуры). Усл.обозн. см. на рис.3

переходят в песчано-алевритистые глинистые сланцы и сланцевые алевролиты ..... 20-22 м

9. В основном глинистые сланцы, иногда алевритистые ..... 90 м

10. Глинистые сланцы и алевритистые сланцы, местами полосчатые. Встречаются маленькие конкреции пирита ..... 200 м

Среди двустворчатой фауны, обнаруженной нами в нижних слоях разреза, для датировки более или менее пригодна *Cardinia copides* (Ryck.), которая вертикальным распространением приурочена к геттангу и нижнему синемюру, но ее присутствие совместно с синемюрской *Oxitoma sinemuriensis* (d'Orb.), указывает на раннесинемюрский возраст вмещающих их отложений.

В нескольких метрах от дороги, вниз по склону ущ. р.Ингури, в базальных слоях свиты значительно возрастает роль грубообломочных пород, выраженных кварцево-грауваккoвыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов (с обуглившимися обломками стволов растений и отпечатками листьев).

В районе Бакылдского хребта в сванетской свите содержатся синемюрские аммониты *Arietites sp. (aff. bisulcatus* Brug.), *Vermiceras sp. (aff. spiratissimus* Quenst.), *Megarietites sp.*, *Primarietites sp.*, *Coroniceras sp.* (Славин, 1960; Славин, Сомин, Моргунов, 1962). Здесь в базальной пачке разнозернистых песчаников Г.А.Чихрадзе (1967) отмечается присутствие *Arnioceras sp.* и *Coroniceras sp.*., а несколько выше, в слюдистых песчаниках — *Lima pectenoides sp.*, *Pholadomya cf. voltzi* Agas. и *P. cf. ambigua* (Sow.).

В окр. Цхумарского летника (южный склон Бакылдского хребта) в 70-80-метровой толще конгломератов, гравелитов и разнозернистых песчаников с прослоями глинистых сланцев и линзами песчанистых известняков на разных уровнях нам удалось собрать богатый комплекс ископаемых остатков: *Arnioceras geometricoides* Erb., *A. cf. miserabile* (Quenst.), *Vermiceras sp.*, *Juraphyllites sp.*, *Chlamys cf. textoria* (Schloth.), *Entolium sp.*, *Ctenostreon sp.*, *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orb.), *Lima hausmanni* Dunk, *L. sp.* (*ex gr. pectenoides* Sow.), *Pholadomya decorata* Hart. in Ziet., *Panope elongata* (Roem.), *Pleuromya sp.*, *Pentacrinus tuberculatus* Mill., *Spiriferina sp.* и *Pleurotomaria.*

Только два первых аммонита из данного списка определяют возраст отложений ранним синемюром. Остальные формы отличаются широким стратиграфическим диапазоном и встречаются как в синемюре, так и в более верхних ярусах юрской системы. Приблизительно такими же возрастными пределами характеризуются *Aequipecten priscus* (Scloth.), *Pholadomya ambigua* (Sow.), *P. cf. idea* d'Orb. и др., найденные нами (Топчишвили, 1987) на самом гребне Бакылдского хребта.

На северном склоне хр.Бакылд, в истоках левого притока р.Ингури (впадает в ущ. р.Ингури западнее с.Лахамула), за метаморфизованными породами дизской серии следуют отложения сванетской свиты. Она несогласно налегает на подстилающие слои и делится на три части. Нижняя часть сложена разнозернистыми, преимущественно средне- и крупнозернистыми песчаниками кварцевого состава (200 м). Средняя часть образована песчаниками, туффитами и грубообломочными туфобрекчиями с обломками порфиритов, переходящих по простиранию в туфы (50-60 м).

Верхняя часть представлена мелко- и среднезернистыми песчаниками и глинистыми сланцами (150 м).

Почти повсеместно к отложениям свиты приурочены остатки флоры — обломки стволов и кусочки стеблей. На юго-западном склоне хр.Бакылд, непосредственно вблизи слоев с раннесинемюрской фауной, найдены хорошо сохранившиеся остатки папортников, характерных для нижнеюрских отложений Средней Азии (Белов, Сомин, 1964).

Юго-восточнее отложения сванетской свиты прослеживаются в северном крыле Нижнесванетского антиклинория. В периклинальной части этой крупной структуры, у слияния рр.Цхенисцкали и Моргоули, развиты глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников. В 400-500 м от устья, в нисходящем разрезе глинистые сланцы сменяются следующими пачками:

J_1^1s I. Песчаники граувакко-кварцевого состава, гравелиты и конгломераты, галька которых состоит из обломков кварца, песчаников и сланцев. Аз.пад.сл. в основании ЮВ 170°, угол падения 75°, а в кровле СЗ 340°, угол падения 45°. Длина выхода 25 м.

2. Песчано-алевритистые глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников и пелит-алевролитовыми конкрециями. Нами найдены *Pentacrinus tuberculatus* Mill., *Pholadomya cf. idea* d'Orb., *Protocardia sp.* ..... 10 м

3. Грубозернистые, реже средне— и мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Местами песчаники переходят в гравелиты и конгломераты. Встречаются светлые рассланцованные туфы и туффиты кварцевых альбитофиров, а также линзы пелитоморфных известняков в верхней части. Пачка сечется жилами измененного диабаза. В мелкозернистых сланцевых песчаниках Г.А.Чихрадзе (1967) обнаружил *Vermiceras scylla* (Reyn.), *V. spiratissimum* (Quenst.), *V. spiratissimum latesella* Erb. и *Coroniceras aff. schloenbachi* (Reyn.) ..... 60-70 м

4. Темные глинистые сланцы с прожилкаим кварца и собранными нами *Arnioceras cf. speciosum* Fuc. и *Mytiloceramus sp. (ex gr. quenstedti* Pčel.) ..... 30 м

5. Слюдисто-алевритистые глинистые сланцы, часто известковистые с прослоями тонкослоистых алевролитов и мелкозернистых песчаников (выходы прерывистые) ..... 65 м

6. Разнозернистые песчаники с прослоями известковистых сланцев и бескарбонатных глинистых сланцев, с пелитовыми конкрециями и двумя жилами диабаза (1 м). Встречаются рассланцованные туфы светлого цвета ..... 150 м

7. Слюдисто-алевритистые сланцы с прослоями песчаников, которые на одном участке переходят в толстослоистые гравелиты ..... 50-60 м

Выше следует толща, сложенная преимущественно глинистыми сланцами.

Находки представителей вермицерасов в основании разреза указывают на принадлежность вмещающих их слоев к самой нижней части синемюрского яруса. На нижний синемюр указывает также *Arnioceras cf. speciosum* Fuc., найденный в пачке 4. Эти находки доказывают, что нижняя часть свиты без сомнения, принадлежит к нижнему синемюру; вышележащие же горизонты, учитывая их стратиграфическое положение и мощность, могут

относиться не только к нижнему, но и к верхнему синемюру. На наличие синемюра в Нижней Сванети указывалось еще в 1940 г. П.Д.Гамкрелидзе. Им в ущ. р.Моргоули, вблизи контакта с дизской серией, были собраны *Vermiceras aff. scylla* (Reyn.) и *Arietites sp.*

В районе северо-западного погружения Нижнесванетского антиклинория, в верховье р.Ласкадура, в основании свиты залегают также крупно— и мелкогалечные конгломераты. Гальки состоят, главным образом, из разнозернистых кварцевых песчаников и известняков, реже темных роговиковых пород и глинистых сланцев. Кверху конгломерат переслаивается с разнозернистыми песчаниками, переходящими выше в песчано-алевритистые глинистые сланцы с прослоями песчаников. В урочище Дабиери в них содержится *Chlamys textoria* Schloth (Гамкрелидзе, 1940).

Такого же строения свита несколько восточнее, в окр. горы Скельдери, где она трансгрессивно перекрывает граувакко-аркозовые песчаники, гравелиты и сланцы дизской серии. Отложения сванетской свиты, совместно с вышележащими осадками, в этом районе принимают участие в строении узкой синклинали, разобщающей друг от друга нижне— и верхнесванетские антиклинальные структуры. Мощность свиты 400 м. Ее возраст определяется синемюром. Однако, если принадлежность нижней части свиты к нижнему синемюру не вызывает сомнения, то присутствие в ее верхних горизонтах верхнего синемюра допускается с определенной долей условности на основании стратиграфического положения слоев и сопоставления с более южными выходами свиты, включающими и позднесинемюрские аммониты.

Отложения, следующие вверх за сванетской свитой, Г.А.Чихрадзе назвал муашской. Это — толща почти целиком сложена темными глинистыми сланцами. Песчанистые прослои крайне редки. Название свиты происходит от одноименного курорта, в районе которого расположен стратотип. Однако, как нам кажется, он выбран не совсем удачно, поскольку в нем не полностью отражается последовательность отложений свиты . В частности, нижняя ее часть почти не выступает на дневную поверхность и судить о характере отложений этой части свиты можно только по осыпи и наносам, сложенным в основном глинистыми сланцами и реже песчаниками. Тем не менее, в связи с тем, что в этом районе свита лучше всего охарактеризована палеонтологическими остатками, мы сохраняем указанному разрезу значение стратотипа. Муашская свита без видимого перерыва или несогласия перекрывает сванетскую свиту.

Выходы свиты прослеживаются в виде постепенно расширяющейся к востоку полосы с правобережья р.Накры в район южного склона горы Дадиаш и в бас. р.Цхенисцкали. Далее она постепенно суживается и недалеко от пересечения с долиной р.Лухунисцкали выклинивается, перекрываясь более молодыми отложениями. Для того, чтобы выявить общие закономерности строения свиты, нами составлено несколько разрезов, правда не совсем полных из-за частых в них перерывов. Один из таких разрезов можно проследить на правом берегу р.Ингури, в северном крыле Верхнесванетского антиклинория, где на отложениях сванетской свиты согласно залегают:

$J_1^{2+3}p$-t_1 I. Монотонные глинистые сланцы ..... 80 м

Перерыв в обнажении ..... 400 м

2. Темные глинистые сланцы, редко обогащенные слюдисто-алевритовым материалов ..... 160 м

Перерыв в обнажении ..... 300 м

3. Глинистые сланцы с конкрециями пирита ..... 200 м

4. Темные, почти черные глинистые сланцы, местами алевритистые с конкрециями пирита и жилками кварца..... 120-150 м

5. Схожие породы ..... 200 м

Перерыв (окр. с.Лахамула) в обнажении

6. Средне— и толстослоистые слюдистые песчаники ..... 25 м

7. Глинистые сланцы и песчано-алевритистые сланцы с прослоями сланцеватых алевролитов. Глинистые сланцы, как и песчаники, предыдущей пачки, отличаются полосчатой текстурой..... 130 м

Несколько восточнее, в истоках ущ. р.Лезгары (на правом ее склоне), за песчанистыми отложениями сванетской свиты, слагающей высокую антиклиналь, опрокинутую на юг, следуют:

$J_1^{2+3}p$-t_1 1. Сланцеватые слюдистые алевролиты и глинистые сланцы с редкими прослоями мелкозернистых песчаников ..... 80-100 м

2. Глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников ... 200 м

3. Прерывистые выходы глинистых сланцев с отдельными редкими прослоями мелкозернистых слюдистых песчаников ..... 120 м

Перерыв в обнажении ..... 200-250 м

4. Глинистые сланцы, иногда полосчатые, среди которых встречаются отдельные прослои песчаников. Породы секутся жилками кварца В кровле нами найден *Amaltheus sp* ..... 400 м

5. Почти черные однородные глинистые сланцы с конкрециями пирита ..... 300 м

Перерыв в обнажении ..... 100 м

6. Глинистые сланцы с редкими прослоями мелкозернистых слюдистых песчаников ..... 200 м

В первом разрезе господствуют существенно глинистые сланцы. Пласты песчаников встречаются в резко подчиненном количестве. Во втором же их роль несколько возрастает. Точно оценить мощность муашской свиты трудно из-за развитой здесь изоклинальной складчатости. Аммонит, найденный в верхней половине свиты, своим узким стратиграфическим диапазоном, ограниченным верхним плинсбахом, четко указывает на принадлежность этой части свиты к данному подъярусу плинсбаха. Что касается нижних горизонтов свиты, подстилающих фауносодержащие слои, то их возраст, очевидно, соответствует нижнему плинсбаху (согласно продолжают синемюрские отложения и перекрываются верхнеплинсбахскими).

В северном крыле Нижнесванетского антиклинория, в ущ. р.Мухра имеется лишь меньшая, верхняя часть разреза муашской свиты. Здесь она представлена в основном слабо алевритистыми глинистыми сланцами и аспидовидными сланцами с конкрециями пирита и многочисленными жилками кварца. Глинистые сланцы на отдельных участках пиритизированы и карбонатизированы. Песчаники встречаются очень редко в виде тонких прослоев. Эта однообразная толща прослеживается по всему южному склону Сванетского хребта от устья р.Мухра до с.Твиби и далее от истоков рр.Твиби и Мухра. В глинистых сланцах, развитых у устья р.Мух-

ра, Г.А.Чихрадзе найден *Amaltheus sp. (ex gr. margaritatus* Montf.), а несколько севернее (не в коренных отложениях) — аммонит группы *Amaltheus.*

Севернее с.Джахундери по руч.Пишкори и южной окраине горы Дадиаш, муашская свита отличается четырехчленным делением: 1) глинистые сланцы и полосчатые их разновидности с тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками в основаниии и конкрециями алевролитовых пелитолитов; 2) однородные глинистые сланцы, местами полосчатые, с очень редкими прослоями алевритистых глинистых сланцев; 3) глинистые сланцы с кристаллами пирита и крайне редкими пластовыми жилами диабазов мощн. до 2-4 м; 4) песчано-алевритистые глинистые сланцы с конкрециями пирита.

Несколько иначе выглядит верхняя часть муашской свиты между сс.Меле и Махаши:

$J_1^{2+3}p_2$-t 1. На протяжении 200 м (восточнее с.Меле) выступают гравитационно смещенные глинистые сланцы в виде нескольких пачек. В одной из пачек нами найдены и определены два образца аммонита, которые, представляют собой *Amaltheus cf. margaritatus* Montf. и *A.sp. ind.* Из сланцев, развитых в окр. с.Меле, П.Д.Гамкрелидзе еще в 1950 г. отметил находку *Amaltheus.*

Перерыв в обнажении ..... 25-30 м

2. Глинистые сланцы, местами алевритистые с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых тонкослоистых песчаников. Пачка содержит частые жилки кварца и конкреции алевролитовых пелитолитов ..... 25 м

3. Глинистые сланцы с частыми жилками кварца и конкрециями алевролитовых пелитолитов ..... 45 м

4. Глинистые сланцы и алевритистые сланцы, с редкими одиночными прослоями мелкозернистых песчаников, количество которых кверху заметно возрастает. Встречаются конкреции пирита ..... 100 м

5. Глинистые сланцы с тонкими прослоями алевролитов и линзами мелкозернистых слюдистых песчаников полосчатой текстурой. К сланцам приурочены пелит-алевритовые конкреции, содержащие кристаллы пирита .....120 м

Перерыв в обнажении ..... 100 м

6. Глинистые сланцы с уплощенными конкрециями и кварцевыми жилами. В верхней половине пачки сланцы иногда полосчатые. Здесь же встречаются тонкие прослои мелкозернистых песчаников. В глинистых сланцах нами обнаружен *Harpoceras sp.* От места находки фауны до с.Махаши всего 100 м. Мощность пачки ..... 70 м

7. Глинистые сланцы с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов ..... 50 м

После перерыва в 150 м вновь обнажаются отложения аналогичные пачке 7 мощн. 80 м.

Почти идентичным составом муашская свита характеризуется восточнее, в ущ. р.Лухунисцкали, где в ядре крупной Сохортули-Сакаоской антиклинальной структуры выступает, видимо, верхняя ее часть мощн. 600 м.

Представители амальтеид, найденные в основании описанного выше разреза, определяют возраст вмещающих их слоев поздним плинсбахом.

Harpoceras sp., приуроченный к кровле разреза, указывает на ее принадлежность к нижнему тоару.

Таким образом, приведенные фаунистические данные, ограничивают возрарст муашской свиты поздним плинсбахом — ранним тоаром. Однако все эти формы добыты в ее верхней половине. Что касается более нижних горизонтов свиты, то для обоснования их возраста прямых палеонтологических данных получено не было, но расположение между синемюрской сванетской свитой и верхнеплинсбахскими слоями, дает право сделать предположение об их раннеплинсбахском возрасте.

Точно определить мощность муашской свиты трудно из-за однообразного характера отложений и сложной складчатости, развитой в ней. Можно лишь сказать, что в Сванети она не менее 1200 м и не превышает 1500 м, а в Раче, где свита обнажена не полностью — не более 300-400 м.

Муашская свита согласно, можно сказать, даже постепенно перекрывается толщей, сложенной глинистыми сланцами, мало чем отличающимися от описанных выше, со значительным количеством прослоев песчаников. Последние, кроме прослоев в 1-2 м, образуют пачки мощн. до 20-25 м. Толща слагает довольно широкую полосу общекавказской ориентации. С юга на большой территории она контактирует с отложениями муашской свиты, лишь восточнее долины р.Лухунисцкали (Рача) на ограниченном участке по разлому соприкасается с сорской свитой и эффузивами порфиритовой серии.

Эта толща, давно известная кавказским геологам, описывалась под разными названиями: песчанико-глинисто-сланцевая свита (верхний лейас, Гамкрелидзе), свита зесхо (верхний лейас, Левченко, 1940), песчаниково-сланцевая свита и свита сорских сланцев (верхний лейас, Кахадзе, 1947), и наконец, сорская свита (тоар-аален, Букия, Чихрадзе, Зесашвили, Шириашвили и др.). В 1982 г. И.Г.Вашакидзе подразделил ее на ахейскую и зесхойскую свиты, отнеся их соответственно к тоару и аалену.

Не нарушая закона приоритета мы сохраняем за ней название зесхоской свиты, предложенное С.В.Левченко. Ниже приводится ее разрез, составленный нами в ущ. рр.Цхенисцкали и Зесхо (см.рис. 12).

J_1^3t-J_2^1a 1. Глинистые сланцы, часто полосчатые, с линзами мелкозернистых слюдистых песчаников. Глинистые сланцы обогащены слюдисто-песчанисто-алевритистым материалом ..... 80 м

2. Глинистые сланцы с частыми прослоями алевролитов и тонко— и среднеслоистых мелкозернистых песчаников..... 200 м

Перерыв в обнажении ..... 150 м

3. Глинистые сланцы с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Встречаются будинированные жилы кварца ..... 200 м

Перерыв в обнажении ..... 150 м

4. Глинистые сланцы и слюдисто-песчанистые сланцы с пакетами песчаников ..... 30 м

Довольно большой перерыв в обнажении.

5. Глинистые сланцы в начале с прослоями тонкослоистых, затем толстослоистых песчаников. Кверху песчаники сгущаются, и глинистые сланцы встречаются в виде отдельных прослоев. Породы секутся будинированными прожилками кварца. Песчаники содержат обломки сланцев ..... 105 м

6. Глинистые сланцы с редкими прослоями мелкозернистых песчаников ..... 110-120 м

Перерыв в обнажении ..... 150 м

7. Глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников, местами толстослоистых ..... 60 м

Перерыв в обнажении ..... 300 м

8. Толстослоистые мелкозернистые слюдисто-кварцевые песчаники, иногда с включениями обломков глинистых сланцев, которые встречаются в подчиненном количестве в виде прослоев и отдельных пакетов В глинистых сланцах нами обнаружен *Grammoceras cf. penestriatulum* Buck. .....40-45 м

9. Глинистые сланцы, почти черные ..... 80-100 м

10. В основном толстослоистые мелкозернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев. Песчаники часто полосчатые ..... 300 м

11. Глинистые сланцы с редкими прослоями мелкозернистых слюдистых песчаников. Породы содержат конкреции пирита ..... 120 м

12. Прерывистые выходы разнослоистых песчаников с прослоями глинистых сланцев и жилками кварца..... 130 м

13. Выходы глинистых сланцев, часто разобщенные перерывами.. 120 м

14. Глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых кварцево-слюдистых песчаников. ..... 450 м

15. Разнослоистые мелко— и среднезернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев. Песчаники содержат обломки глинистых сланцев .....100-200 м

16. На протяжении 230 м отмечаются прерывистые выходы глинистых сланцев. Азимут падения слоев почти во всех описанных выше пачках северо-восточный.

17. Кварцево-слюдистые песчаники с подчиненным количеством глинистых сланцев и конкрециями пирита. Аз. пад. сл. ЮЗ 190°, угол падения 70°..... 150 м

18. Глинистые сланцы с подчиненными прослоями песчаников и жилками кварца, а также конкрециями пирита. Аз. пад. сл. СВ 10°, угол падения 80° 600м

19. Глинистые сланцы, переслаивающиеся с тонко—, средне— и толстослоистыми песчаниками ..... 100 м

В районе хребта Дадиаш зесхоская свита характеризуется глинистыми сланцами с прослоями песчаников и алевролитов. На отдельных участках количество песчанистых слоев возрастает, доминируя над сланцами. В итоге в составе свиты преобладают темно-серые глинистые сланцы, а песчаники по сравнению с стратотипическим разрезом приобретают резко подчиненное значение.

На северном склоне Сванетского хребта по ущ. р.Мушурисцкали в глинистых сланцах зесхоской свиты встречаются лишь отдельные маломощные пачки и прослои в основном тонкослоистых и мелкозернистых будинированных песчаников.

В среднем течении р.Ласиль в составе свиты заметно возрастает количество прослоев песчаников и конкреций пирита. Песчаники часто средне- и крупнозернистые, слюдисто-кварцевые, отличающиеся полосчатой текстурой. Полосчатость характерна и для глинистых сланцев.

В западной части северного крыла Верхнесванетского антиклинория, в

долине р.Ингури и ее правых притоков Долра и Мулхура, обнаженность свиты плохая, поэтому о строении ее можно судить лишь по немногим выходам, представленным глинистыми сланцами и полосчатыми их разновидностями с прослоями и пачками алевролитов и песчаников. Последние встречаются в подчиненном количестве, среди них имеются как тонкие, так и толстослоистые прослои. Для отложений характерно частое присутствие конкреций сидерита и пирита.

В Сванети мощность свиты варьирует в пределах 1200-1500 м, исключение составляет стратотипический разрез, где она достигает 1800 м.

Как видим, в составе зесхоской свиты с востока на северо-запад количество песчаников сокращается и они замещаются глинистыми сланцами. Такое изменение в соотношении глинистых сланцев и песчаников в северо-западном направлении от стратотипического разреза является типичным примером фациальной изменчивости внутри свиты.

Бедность ископаемыми остатками затрудняет определение возраста свиты. Обнаруженный нами *Grammoceras cf. penestriatum* Buck. указывает на ее принадлежность к верхнему тоару. Однако между местонахождением аммонита в подстилающих и вышележащих слоях остается достаточное расстояние, чтобы допустить наличие частично тоара и всего аалена. Несомненно, что наш вывод о возрасте зесхоской свиты не может считаться окончательным; любой противоречащий ему факт, если таковой появится, заставит пересмотреть его заново. В настоящее время он, как нам кажется, в наибольшей степени отвечает имеющимся данным.

Самый характерный разрез зесхоской свиты для Рачи располагается в долине р.Лухунисцкали. В этом ущелье свита слагает крупную Сохортули-Сакаоскую антиклинальную структуру, в северном крыле которой наблюдается следующая последовательность отложений:

J_1^3t-J_2^1a 1. Средне— и толстослоистые, мелко— и среднезернистые песчаники кварц-плагиоклазового состава с прослоями и пакетами (15-25 м) глинистых сланцев, содержащих конкреции и линзы пелитолитов. Песчаники включают обломки глинистых сланцев (пачка выступает в 180 м севернее р.Сохортулисцкали) ..... 200 м

Перерыв в обнажении ..... 30 м

2. Глинистые сланцы, иногда слюдисто-алевритистые с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников (тонкослоистых). Встречается несколько прослоев толстослоистых песчаников. Глинистые сланцы часто отличаются полосчатой текстурой и содержат мелкие конкреции. В глинистых сланцах В.И.Зесашвили обнаружил неопределимый до вида *Harpoceras* ..... 210 м

3. В основном толстослоистые песчаники кварц-плагиоклазовые, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Песчаники секутся тонкими жилками кварца ..... 60 м

Перерыв в обнажении ..... 250 м

4. Прерывистые выходы толстослоистых песчаников и темных глинистых сланцев ..... 60 м

Перерыв в обнажении ..... 350-400 м

5. Тонко, средне— и толстослоистые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Последние содержат мелкие конкреции пирита. В песчаниках встречаются обломки глинистых сланцев ..... 90 м

6. Далее до с.Каджиани встречаются отдельные выходы, разобщенные большими перерывами глинистых сланцев и реже песчаников большей частью тонкослоистых.

Несколько севернее с.Каджиани выступают отложения бодеурской свиты.

Описанный разрез строением чрезвычайно близок к стратотипическому разрезу, расположенному в Сванети. Оба разреза отличаются почти одинаковым соотношением количества песчаников и сланцев, а также частым присутствием в песчаниках обломков глинистых сланцев. Мощность свиты в данном разрезе с приблизительным учетом развитой здесь складчатости, не должна превышать 1300 м.

Почти аналогичная картина наблюдается в южном крыле Сохортули-Сакаоского антиклинория, где зесхоская свита в основном представлена чередованием глинистых сланцев и песчаников.

Восточнее, на водораздельном хребте рр.Лухунисцкали и Сакаура, отложения свиты плохо обнажены, но судя по их отдельным выходам главную роль в ее строении играют глинистые сланцы; песчаники же встречаются в подчиненном количестве в виде редких прослоев мощностью 10-15 см. Подобные случаи замещения песчаников глинистыми сланцами не раз наблюдались в аналогичных отложениях Сванети. По простиранию заметно изменяется и мощность свиты, которая к востоку сокращается по меньшей мере до 200-250 м.

В левом притоке р.Сакауры, в окр. с.Хидешлеби свита выступает в крыльях антиклинальной складки. В южном крыле антиклинали песчаники встречаются сравнительно редко и то в виде тонких прослоев, тогда как в северном крыле их число и мощность слоев значительно возрастает. Среди песчаников имеются как средне-, так и толстослоистые разновидности. Для глинистых сланцев характерно полосчатость, присутствие конкреций и линз пелитолитов. В данном притоке нами собраны *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *M. cinctus* (Goldf.), *M gryphoides* (Schloth.) и *M. quenstedti* (Pčel.).

В ущ. р.Бодеура общий характер свиты не меняется. Она сложена исключительно аргиллитоподобными глинистыми сланцами, иногда песчано-алевритистыми и полосчатыми, с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Непременным компонентом свиты являются конкреции пирита и карбонатного пелитолита. На правом склоне этого ущелья в свите присутствуют диабазовые жилы мощн. 3-10 м. На разных уровнях нами найдены *Mytiloceramus gryphoides* (Schloth.), *M, quenstedti* (Pčel.), *M. dubius* (Sow.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. cinctus* (Goldf.), *Pleuromya sp.*

По тропе, ведущей от с.Сакао к сс.Мажиети и Борцоми, в полосе распространения зесхоской свиты совместно с представителями митилоцерамусов В.И.Зесашвили отмечается находка *Phylloceras sp. ind.*

В крайне восточном выходе свиты (между сс.Паравнеши и Нигвзеби) нами собраны *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. dubius* (Sow.) и *M. amygdaloides* (Goldf.).

Почти никакие из вышеперечисленных остатков ископаемых не могут быть использованы для точных стратиграфических выводов. Исключение составляют *Harpoceras sp.* и обнаруженный И.Г.Вашакидзе в окр. с.Тушуани *Costileioceras sp.* Эти аммониты указывают соответственно на то-

арский и ааленский возраст зесхоской свиты, тем самым подтверждая высказанное нами мнение при характеристики аналогичных отложений Сванети.

Отложения зесхоской свиты во всех описанных выше выходах Сванети согласно перекрываются глинистой толщей жибианской свиты (байос-бат), а в Раче — терригенно-эффузивной толщей бодеурской свиты (байос).

Ю ж н а я п о д з о н а

Территория, расположенная южнее северной подзоны Цхумарско-Коринтской зоны, обособляется в южную подзону. В ее пределах нижнеюрские и ааленские отложения слагают южное крыло Сванетского антиклинория, затем в Раче принимают участие в строении нескольких антиклинальных структур и, наконец, на востоке выступают в междуречье Лехури-Арагви. Здесь в основании нижнеюрско-ааленского разреза залегают отложения сванетской свиты.

Наиболее полный разрез свиты изучен в ущ. р.Цхенисцкали, где на левом ее берегу, к северу от с.Бабили, на размытой поверхности дизской серии (зеленоватые средне— и крупнозернистые песчаники и красноватые сланцы) залегают (рис.13):

$J_1^1s_1$ 1. Красноватый конгломерат, представленный разноокатанными гальками песчаников, алевролитов и филлитизированных сланцев. Весь терригенный материал, слагающий базальный конгломерат, образован за счет размыва толщ дизской серии ..... 15 м

2. Толстослоистые мелко—, средне— и крупнозернистые кварцево-слюдистые песчаники с тонкими прослоями и линзами гравелитов. Встречаются жилы измененных лабрадоровых диабазов..... 40 м

3. Прерывистые выходы сланцевых глинистых алевролитов и мелкозернистых песчаников ..... 50-60 м

Перерыв в обнажении ..... 50 м

4. Глинистые сланцы и сланцеватые алевролиты, местами карбонатные, с прослоями мелкозернистых слюдистых песчаников. Пачка содержит жилу диабаз-порфирита ..... 60 м

$J_1^1s_2$ 5. Аналогичные породы. В карбонатных мелкозернистых песчаниках нами найдены *Oxynoticeras sp.* и *Mytiloceramus sp.*.....20 м

6. Отдельные прерывистые выходы слюдисто-алевритовых глинистых сланцев с прослоями мелкозернистых слюдистых песчаников. Встречаются линзы и конкреции карбонатных пород (песчанистые известняки?). Глинистые сланцы содержат жилы диабаза (0,5 м). В верхних слоях нами обнаружен *Paltechioceras sp.* ..... 100-110 м

Для песчаников данной пачки и нижележащих слоев характерно присутствие обуглившегося растительного детрита и отпечатков стеблей растений.

7. На расстоянии 220 м в виде разрозненных обнажений выступают глинистые сланцы, иногда песчано-алевритистые, с прослоями рассланцованных мелкозернистых песчаников и линзами мергелий, а также конкрециями и линзами песчанистых известняков. Глинистые сланцы содержат обуглившиеся растительные остатки и неопределимые аммониты (очень плохой сохранности).

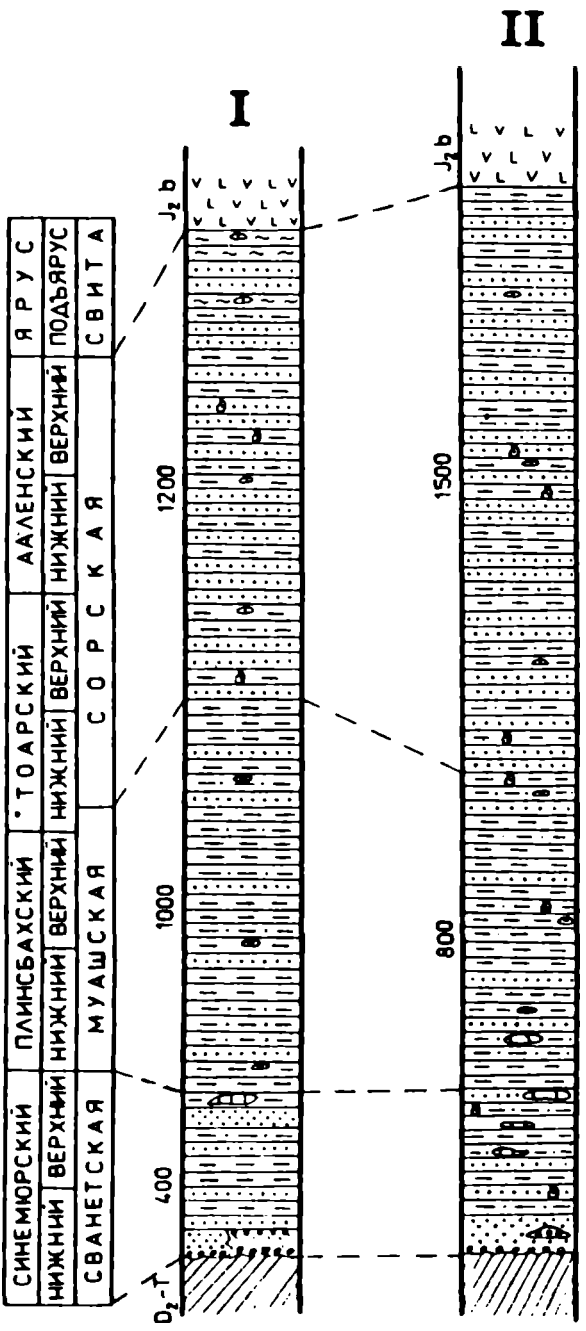

Рис. 13. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений южной подзоны Цхумарско-Коринтской зоны:

I — бас.р.Ингури (южное крыло Верхнесванетского антиклинория); II — ущ. р.Цхенисцкали (южное крыло Нижнесванетского антиклинория). Усл. обозн. см. на рис.3

Вышележащая часть разреза представляет муашскую свиту.

В отложениях описанного разреза Г.А.Чихрадзе обнаружил аммониты, которые, по определению К.Ш.Нуцубидзе, представляют собой раннесинемюрский *Arietites sp.*, синемюрский *Coroniceras sp. (rotiformis* Sow. ?) и несколько экземпляров *Vermiceras sp.*

В 1966 году Г.А.Чихрадзе указывал, что местонахождение аммонитов находится в 300 м от базального конгломерата, а позднее это расстояние он сократил до 150 м (Чихрадзе, 1967). Очевидно, последний уровень можно считать более правильным, ибо в вышележащих слоях нами найдены *Oxynoticeras sp.*, который в основном встречается в верхнесинемюрских отложениях, и *Paltechioceras sp.* (Топчишвили, 1987) — форма, характерная для позднего синемюра.

На правом берегу р.Цхенисцкали из-за надвинутых с севера отложений дизской серии конгломераты обнажены не полностью, но кверху как и на левом берегу они продолжаются разнозернистыми песчаниками с линзами гравелитов. Отсюда в северо-западном направлении до правого берега р.Ласкадура конгломераты исчезают под надвигом и их фрагменты встречаются лишь в осыпи и обвалах.

В ущ. р.Ласкадура в 2,5 км выше от ее слияния с р.Цхенисцкали, на породах дизской серии залегает конгломерат (50 м) с галькой песчаников, гравелитов и сланцев. Выше конгломерат замещается глинистыми сланцами и слюдистыми алевролитами с редкими прослоями песчаников и линзами гравелитов в нижней части толщи. Несколько западнее в глинистых сланцах и песчаниках с прослоями пирокластолитов кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиритов, развитых в районе вершины горы Лекальд Ш.А.Адамия (1968) найден *Arietites sp.* Базальные слои свиты, сложенные мелко— и крупногалечными конгломератами, прослеживаются к северу от горы Лекальд на вершине 2502 м. Они состоят из окатанных обломков зеленоватых и серых сланцев граувакко-аркозовых песчаников, кварцитов, филлитов и кварцевых альбитофиров. Мощность конгломератов 30 м. Над конгломератами следуют слюдисто-кварцевые песчаники (разнозернистые), которые, в свою очередь, переходят в сланцеватые алевролиты и глинистые сланцы. В ущ. р.Цхвареши мощность базальных слоев свиты заметно сокращается. Здесь они представлены брекчия-конгломератом мощностью 1,5 м со слабоокатанными обломками подстилающих пород дизской серии. Остальная часть свиты сложена толстослоистыми средне— и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками (50 м) и глинистыми сланцами с жилами диабаз-порфирита.

В южном крыле Верхнесванетского антиклинория (по Местийскому шоссе) свита лишена пирокластолитов альбитофирового состава. К югу от отложений дизской серии (зеленоватые филлитизированные сланцы, мелко- и крупнозернистые песчаники) свиту слагают массивные крупнозернистые песчаники с прослоями и линзами псефитов и пачками глинистых сланцев. Северо-восточные горы Генциши, в истоках левого притока р.Ингури среди мелкогалечных конгломератов и гравелитов вновь появляются линзы туффитов кварцевого альбитофира (мощность 40 м). Здесь в более верхней части свиты, представленной слюдисто-кварцевыми песчаниками и слабокарбонатными глинистыми сланцами с линзами мергелей Г.А.Чихрадзе обнаружил *Atractites aff. depressum* Hauer и *Phylloceras cf. meneghini* Gemm. Последняя форма является среднелейас-

ской и присутствие в базальной части сванетской свиты ставит под сомнение достоверность ее определения.

Пачка конгломератов прослеживается также на водораздельном хребте рр.Ингури-Хелра и на северо-западном склоне горы Гекрашдуди, где она сложена более крупными гальками, представляющими породами дизской серии.

Мощность сванетской свиты, как и мощность северных ее аналогов, видимо, не превышает 400 м. Единичные находки представителей рода *Arietites* показывают, что ее низы соответствуют нижнему синемюру, а остальная часть — верхнесинемюрскому подъярусу, т.к. здесь встречены *Oxynoticeras sp.* и *Paltechioceras sp.*

Распределение в разрезе нашего палеонтологического материала позволило, в некоторой степени, уточнить взаимоотношение нижней юры, а точнее сванетской свиты с подстилающими ее отложениями дизской серии. Этот вопрос, как известно, вызывает самые противоречивые мнения. Ряд исследователей (Кахадзе, 1947, Гамкрелидзе, 1957, Славин, 1960, Ш.А.Адамия, 1968) считали, что на отдельных участках базальные слои нижней юры трансгрессивно залегают на разных уровнях дизской серии, местами же без всяких следов перерыва продолжают ее в восходящем разрезе. С.Г.Букия (1959) допускал между ними угловое несогласие. В работах В.И.Славина, М.Л.Сомина, Ю.Г.Моргунова (1962), А.А.Белова, М.Л.Сомина (1964), М.Л.Сомина (1971) на основании анализа всего известного материала было показано, что в конце триаса или в начале юры территория Сванети испытала абсолютное поднятие и нижнеюрские отложения повсеместно трансгрессивно залегают на разных горизонтах дизской серии. Согласно З.А.Кутелия, в большинстве случаев дизская серия связана с вышележащими образованиями постепенным переходом, а имеющиеся здесь несогласия являются локальными.

По нашим наблюдениям, почти на всей изученной территории, где только прослеживается сванетская свита, в ее основании выделяются мелко- и крупногалечные конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники. Состав конгломератов меняется в зависимости от того, какими породами дизской серии они подстилаются. Присутствие грубообломочных пород в основании сванетской свиты и их состав ясно указывают на ее трансгрессивное залегание и интенсивный размыв пород дизской серии в предъюрское время. Существование перерыва между отложениями дизской серии и сванетской свитой подтверждается нашим палеонтологическим материалом: *Arnioceras geometricoides* Erb., *A. cf. miserabile* (Quenst.), обнаруженные в окр. хр.Бакылд, в 60 м от подошвы свиты, являются руководящими формами для средней части нижнего синемюра — зоны Arnioceras semicostatum. Подстилающие же их слои мощн. 60 м по стратиграфическому положению, очевидно, соответствуют самой нижней зоне синемюра — Arietites bucklandi.

Как видно, здесь нет основания для допущения присутствия геттанга в низах юрского разреза. В долине р.Ингури (северное крыло Верхнесванетского антиклинория) над слоями дизской серии, содержащими поздтриасовые споры и пыльцу, также залегают отложения с синемюрской фауной.

Следовательно, даже в том случае, когда нижняя юра непосредственно налегает на верхний триас, отсутствие почти всюду геттангского яруса свидетельствует о перерыве между ними.

Следующей стратиграфической единицей в восходящем разрезе является муашская свита.

Южнее кур. Муаши, по тропе, ведущей к пер.Джвари, свита развита алевритистыми глинистыми сланцами, иногда песчано-алевритистыми с прослоями алевролитов и слюдистых песчаников. В районе урочища Пурлягна встречаются известковистые сланцы, по внешнему виду трудно отличимые от обычных глинистых сланцев. На северном склоне Лечхумского хребта, выше минеральных источников с.Сасаши, в слюдистых глинистых сланцах П.Д.Гамкрелидзе (1940) обнаружил *Amaltheus margaritatus* Montf. Позднее присутствие данной формы на этом участке было подтверждено П.И.Авалишвили и В.И.Зесашвили. Последний указывает на совместное присутствие позднеплинсбахского аммонита и *Mytiloceramus gryphoides* (Schloth.). Южнее кур.Муаши (в районе летника с.Сасаши) в глинистых сланцах на разных гипсометрических уровнях нами собраны *Amaltheus margaritatus* Montf., *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) и *Amaltheus stokesi* (Sow.).

Темные глинистые сланцы с редкими тонкими (1-5 см) прослоями мелкозернистых песчаников продолжаются до пер.Джвари. В них несколько южнее местонахождения амальтеидов обнаружены *Chlamys textoria* (Schloth.), *Mytiloceramus dubius* (Sow.), *M. sp. ind.*, *Phylloceras sp. ind.* и *Harpoceras sp.*

Восточнее, в руч.Тонишури также обнажается лишь меньшая верхняя часть разреза муашской свиты, представленная почти черными глинистыми сланцами, местами карбонатными с пластовыми жилами измененного диабаза (3 м) и порфирита (1,5 м). В виде отдельных прослоев встречаются мелкозернистые слюдистые песчаники и алевролиты. В верховье данного ручья Ш.Х.Гегучадзе констатируется находка *Grammoceras (ex gr. thouarsense* d'Orb.). Указанный вид известен только из верхнего тоара и его присутствие в отложениях муашской свиты противоречит представлениям о ее возрасте (плинсбах-ранний тоар). Однако он, как видно, определен с большой долей условности. Поэтому в данном случае, когда в соседнем разрезе на таком же стратиграфическом уровне (в аналогичных отложениях) найдено довольно большое количество позднеплинсбахских аммонитов, мы воздерживаемся от использования этого вида для стратиграфических выводов.

Сравнительно в полном объеме отложения муашской свиты прослеживаются в ущ. р.Цхенисцкали, где за породами сванетской свиты следуют:

$J_1^{2+3}p$-t_1 1. Слюдисто-алевритистые глинистые сланцы и карбонатные глинистые сланцы с прослоями рассланцованных мелкозернистых песчаников и жилой окварцованного диабаза (1,20 м) ..... 35 м

2. Глинистые сланцы, местами карбонатные с линзами и конкрециями мергелей. В верхней части пачки имеются толстослоистые карбонатные мелкозернистые песчаники (12 м) ..... 50 м

3. Диабазовый интрузив ..... 40 м

4. Глинистые сланцы ороговикованные в приконтактовой зоне ..... 60 м

После перерыва в обнажении на левом берегу р.Цхенисцкали встречается:

5. Бабильский диабазовый интрузивный массив ..... 100 м

6. Глинистые сланцы и слюдисто-алевритистые сланцы с прослоями алевролитов (редкими) ..... 100 м

7. Глинистые сланцы, переслаивающиеся с тонко—, средне— и толстослоистыми песчаниками (мелко— и среднезернистые). В песчаниках встречаются обломки глинистых сланцев и жилки кварца, а также будинированная жила порфирита (1,20 м) ..... 130 м

В пачке прослеживаются мелкие складки. В окр. с.Бабили обнажения прекращаются.

Не доходя г.Лентехи (в 400 м), на правом склоне ущелья р.Цхенисцкали обнажаются:

8. Чередование толстослоистых мелкозернистых песчаников с темными глинистыми сланцами. Аз.пад.сл. СВ 20°, угол падения 60-70° ..... 40 м

В самом г.Лентехи, на правом берегу р.Ласкадура выходят:

9. Глинистые сланцы, часто алевритистые и алевритовые с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. В пачке выражены мелкие складки с падением крыльев на северо-восток и юго-запад. Видимая мощность ..... 50 м

Следующая пачка выступает на левом берегу р.Хеледула:

10. На расстоянии 100 м прерывисто обнажаются глинистые сланцы с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников, за которыми после небольшого перерыва следуют отложения сорской свиты.

Сопоставляя данный разрез с другими выходами муашской свиты, создаетеся впечатление, что в его верхней части заметно возрастает количество песчанистых слоев.

Северо-западнее, в южном крыле Верхнесванетского антиклинория, отложения муашской свиты хорошо обнажаются на правом склоне ущ. р.Ингури (по Местийской шоссейной дороге). Составленный нами разрез с учетом данных Г.А.Чихрадзе расчленяется на следующие литологические единицы:

$J_1^{2+3}p\text{-}t_1$ 1. Темные листоватые сланцы с крайне редкими тонкими прослоями мелкозернистых слюдистых песчаников..... 400 м

2. Толстослоистые слюдисто-кварцевые среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками. Среднезернистые песчаники содержат плохо окатанные обломки глинистых сланцев довольно больших размеров ..... 60-70 м

3. Глинистые сланцы и слюдисто-алевритистые сланцы с редкими прослоями тонко- и толстослоистых песчаников ..... 300 м

4. Глинистые сланцы, иногда алевритистые, с тонкими прослойками алевролитов. Встречаются линзы мелкозернистых песчаников ..... 120 м

5. Глинистые сланцы с тонкими прослойками алевролитов, создающими полосчатую текстуру. ..... 80 м

6. Глинистые сланцы, часто алевритистые с отдельными прослоями мелкозернистых песчаников ..... 100 м

Стратиграфически выше следуют отложения сорской свиты.

В составе свиты описанного разреза могут быть выделены две отчетливо индивидуализированные части. Нижняя сложена главным образом глинистыми сланцами с единичными прослоями песчаников, а верхняя (толщи 2-6) — глинистыми сланцами с большим количеством песчанистого материала. Судя по ширине выходов и углам наклона слоев, видимая мощность свиты, вероятно, достигает более 1000 м. В общем же мощность муашской свиты в Южной подзоне исчисляется 1200 м.

Возраст верхней части свиты установлен находками позднеплинсбахских *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. stokesi* (Sow.) и раннетоарским *Harpoceras sp.* Нижняя часть предположительно относится к нижнему плинсбаху, так как верхи согласно подстилающей ее сванетской свиты содержат уже позднесинемюрский аммонит.

Сланцево-песчанистые отложения завершаются сорской свитой, выделенной А.И.Джанелидзе (1946) в Верхней Раче. В дальнейшем отложения сорской свиты были прослежены как в западном направлении до Абхазии включительно, так и в восточном, в междуречье Лехури-Арагви. Она является самой южной фацией сланцевой серии Южного склона Большого Кавказа, развитой только в Цхумарско-Коринтской и Гумирипшско-Окумской структурно-фациальных зонах или в пределах современной Гагрско-Джавской зоны (Гамкрелидзе, 1984). Правда, это точка зрения разделяется не всеми исследователями. Большинство из них с сорской свитой отождествляли синхронные отложения, выступающие несколько севернее, в Чхалтинско-Лайлинской зоне, а Ш.Г.Гегучадзе и др. причисляли к ней даже отложения Казбегско-Лагодехской зоны.

В Сванети сорская свита постепенно сменяет вверх муашскую свиту и, в свою очередь, также постепенно переходит в вышележащие вулканогенные образования порфиритовой серии. Литологически свита сложена чередованием песчаников, глинистых сланцев и аргиллитов, с преобладанием первых. Но не по всей территории соотношение песчаников и глинистых сланцев в составе свиты одинаковое. Так, например, на южном склоне Лечхумского хребта, в истоках р.Ладжанури, глинистые сланцы начинают преобладать в разрезе, оттесняя песчаники на второй план. Это обстоятельство, очевидно, послужило основанием Ш.Х.Гегучадзе и др. для выделения здесь ладжанурской свиты тоарского возраста. По нашим представлениям глинистые слои так называемой ладжанурской свиты по простиранию хорошо увязываются с типичными отложениями сорской свиты, и в действительности мы имеем дело с одной и той же свитой, внутри которой происходит фациальное изменение, выраженное замещением песчаников глинистыми сланцами.

Глинистые сланцы и аргиллиты сорской свиты с обильным содержанием обуглившихся остатков детрита и слюды отличаются темным, почти черным цветом. Песчаники серовато-желтые, в их состав входят кварц, мусковит и реже полевой шпат. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров. На поверхности напластования характерны флишевые фигуры. Песчаники иногда переходят в микроконгломераты и в пласты брекчий, состоящих из неокатанных галек глинистых сланцев, образование которых связано с подводными течениями. В песчаниках часто встречаются плоские обломки глинистых сланцев.

Описываемая свита по внешнему облику и стратиграфическому положению близка к зесхоской, с той лишь разницей, что песчаники сорской свиты более крупнозернистые, толстослоистые и реже замещаются глинистыми сланцами. Им свойственно частое присутствие флишевых фигур. Кроме того, в отложениях сорской свиты встречаются конгломераты, брекчии и обуглившиеся органические остатки. Все это свидетельствует о том, что они произошли в более мелководном бассейне, чем их северные эквиваленты.

В Верхней Сванети, разрез, показывающий наиболее удачно характер

отложений сорской свиты, имеется в ущ. р.Ингури, вдоль Местийской шоссейной дороги. Здесь отложения муашской свиты постепенно переходят в следующие пачки:

J_1^3t-J_2^1a 1. Средне— и толстослоистые, средне— и мелкозернистые слюдистые песчаники, слагающие маленькую синклинальную складку с аз. пад. сл. СВ 10°, угол падения 50°; аз. пад. сл. ЮЗ 210°, угол падения 65°. Глинистые сланцы встречаются в виде прослоев и содержат обнаруженный нами *Harpoceras falcifer* (Sow.) ..... 10 м

2. Алевритистые глинистые сланцы, переслаивающиеся с толстослоистыми кварцево-слюдистыми песчаниками и тонкослоистыми алевролитами, часто прерывающимися необнаженными участками. Встречаются пелит-алевролитовые конкреции ..... 200 м

3. Глинистые сланцы, местами полосчатые, с тонкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. В средней части толщи появляются средне- и толстослоистые песчаники, иногда массивные ..... 200 м

4. Глинистые сланцы слюдисто-алевритистые и полосчатые с прослоями тонко—, средне— и толстослоистых песчаников. Последние часто сгущаются, и сланцы среди них встречаются в виде прослоев. Сланцы содержат мелкие пелит-алевролитовые конкреции. В верхних горизонтах обнаружена *Pleydellia lotharingica* (Bran.) (Топчишвили, 1986) ..... 170 м

5. Темные глинистые сланцы, местами слюдисто-алевритистые, переслаивающиеся с разнослоистыми песчаниками. Верхние слои содержат *Dumortieria sp.* ..... 180 м

6. Аналогичные породы ..... 300 м

7. Мелко- и среднезернистые разнослоистые кварцево-слюдистые песчаники, переслаивающиеся глинистыми сланцами с обуглившимся детритусом ..... 300 м

8. Диоритовый интрузив ..... 100 м

Перерыв в обнажении ..... 180 м

9. Разнослоистые песчаники (мощность слоев 0,15 — 1,7 м), чередующиеся с углистыми аргиллитами и глинистыми сланцами. Песчаники содержат обломки глинистых сланцев и обуглившиеся растительные остатки ..... 150 м

Перерыв в обнажении ..... 50 м

Выше обнажаются вулканогенные образования порфиритовой серии. Анализируя описанный разрез можно прийти к выводу, что *Harpoceras falcifer* (Sow.), найденный нами в его основании, указывает на принадлежность вмещающих слоев к средней части нижнего тоара. *Pleydellia lotharingica* (Bran.) из верхних слоев толщи 4, дает возможность отнести их к кровле тоара. К этой же части тоара относятся слои с *Dumortieria sp.* Вышележащие слои, видимой мощностью около 900 м, своим стратиграфическим положением скорее всего соответствуют ааленскому ярусу.

В районе с.Хаиши отложения сорской свиты выступают в ядре одноименной антиклинали. Обобщение разреза в северном крыле структуры (левый склон р.Ингури) выявляет двучленное строение свиты. Нижняя ее часть представлена серыми разнослоистыми слюдисто-плагиоклазово-кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с тонко— и среднеслоистыми аргиллитами темного цвета. Местами породы содержат конк-

реции сидерита. Мощность обнаженной части этой толщи около 200 м. Верхняя часть свиты сложены однообразными аргиллитами с конкрециями и линзами карбонатных пород. В аргиллитах собраны *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. dubius* (Sow.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. polyplocus* Roem. Мощность верхней подсвиты 60 м.

Отложения сорской свиты совершенно согласно переходят в пирокластолиты порфиритовой серии, что выражено в переходных между ними слоях, представленных чередованием туфов, туфопесчаников и реже аргиллитов. В южном крыле Хаишской антиклинали выходы сорской свиты обнажаются в ущелье левого одноименного притока р.Ингури. Здесь ее представляет лишь нижняя часть, сложенная флишоидным чередованием тонко-, средне- и, главным образом, толстослоистых песчаников с аргиллитами. Последние часто содержат растительные остатки, конкреции и линзы карбонатных пород. Местами для песчаников характерно наличие обломков аргиллитов и флишевых фигур. В толщу внедрены клинообразные пластовые жилы диабаз-порфиритов мощностью от 1 до 15 м, происхождение которых, видимо, связано с расположенными вблизи жерлом подводного вулкана байосского времени. Весь комплекс песчаниково-аргиллитовых отложений собран в многочисленные складки разной величины. По р.Хаишура верхняя характерная монотонная аргиллитовая часть свиты выпадает из разреза, что обусловлено мощной порфиритовой интрузией, являвщейся, вероятно, выводящим жерлом вулканогенов байоса. Однако по р.Каслети (правый приток р.Хаишура) она вновь выступает на дневную поверхность и постепенно переходит в вышележащие байосские вулканогены.

В аргиллитах верхней подсвиты, обнажающейся в 3,5 км южнее с.Хаиши (южное крыло Хаишской антиклинали), нами, в 20 м от контакта с вулканогегнами порфиритовой серии, были собраны остатки митилоцерамусов и раннеааленский аммонит *Leioceras comptum* (Rein.).

Значительную площадь занимают выходы сорской свиты и в ущ.р. Цхенисцкали. Здесь в общих чертах можно наметить следующую последовательность отложений:

J_1^3t-J_2^1a 1. На расстоянии 1200 м до р.Деваш ,(приток р. Цхенисцкали) обнажаются толстослоистые (1-1,5 м) плагиоклазово-кварцевые мелко— и среднезернистые песчаники с обломками глинистых сланцев и жилками кварца. Песчаники содержат линзу брекчии, сложенную обломками глинистых сланцев. Глинистые сланцы, местами слюдисто-алевритистые, встречаются в виде прослоев среди песчаников. В основании нами собраны *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. cinctus* (Goldf.) и *M. dzirulensis* (Kakh.). В долине р. Хеледула (приток р. Цхенисцкали) в этих же отложениях П.Д. Гамкрелидзе найден *Hildaites aff. serpentinus* (Rein.).

2. В 500 м от места слияния с р. Цхенисцкали в. ущ. р.Деваш нами обнаружены *Pleydellia crinita* (Buck.), *Dumortieria mactra* (Dum.) и *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.). Весь этот интервал представляют тонко— средне— и толстослоистые песчаники с прослоями и пакетами глинистых сланцев.

3. Далее на юг на расстоянии 5 км встречаются средне— и мелкозернистые в основном толстослоистые песчаники, чередующиеся с углистыми глинистыми сланцами. В песчаниках развиты окатанные обломки сланцев и флишевые фигуры.

900-метровый перерыв, совпадающий с с.Махаши.

4. Аналогичное чередование песчаников и глинистых сланцев ..... 350 м

Южнее с.Циплакакия расположен интрузив диорит-порфирита.

Затем почти непрерывно обнажаются:

5. Разнослоистые песчаники, чередующиеся с глинистыми сланцами, которые содержат обугленные остатки детрита, а песчаники — окатанные обломки глинистых сланцев и флишевые фигуры. В 50 м от Гвимбральского моста количество глинистых сланцев существенно увеличивается, а песчаники встречаются в виде отдельных прослоев ..... 700-800 м

6. Отсюда до с.Кведреши наблюдается чередование средне- и толстослоистых песчаников с глинистыми сланцами, хотя на отдельных участках песчаники сгущаются, и глинистые сланцы встречаются в виде редких прослоев. Породы содержат две жилы диабаз-порфирита с максимальной мощностью 20 м и один тонкий слой гравелит-конгломерата. Близ с.Кведреши П.Д.Гамкрелидзе найдены *Lytoceras sp.* и *Hildaites aff. serpentinus* (Rein.).

7. Слоистые слюдисто-кварцевые песчаники с прослоями глинистых сланцев, иногда слюдисто-песчанистых с обуглившимися органическими остатками и карбонатными конкрециями ..... 70 м

Рцхмелурский диабазово-кварц-порфиритовый массив.

8. В 40 м от с.Рцхмелури выходит среднезернистый туф, за которым после небольшого перерыва следуют тонко- и толстослоистые песчаники и глинистые сланцы, вскоре переходящие в пирокластолиты порфиритовой серии.

Найденный в разрезе раннетоарский *Hildaites aff. serpentinus* (Rein.) представлен двумя экземплярами, взятыми с отдаленных друг от друга участков. Между этими нижнетоарскими выходами встречаются слои, содержащие *Dumortieria mactra* (Dum.) и *Pleydellia crinita* (Buck.) — аммониты, приуроченные к самому верхнему тоару. Таким образом, принадлежность определенной части разреза к тоарскому возрасту на основании вышеотмеченных руководящих форм, можно считать доказанной. Более молодых аммонитов здесь нет, но северо-западнее, в окр.с.Бавари (долина р.Хеледулы) в аналогичных отложениях, совместно с *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. amygdaloides* (Goldf). П.И.Авалишвили отмечает присутствие раннеааленского *Leioceras cf. opalinum* (Rein.).

Непосредственным продолжением сорской свиты ущ. р.Цхенисцкали к западу являются аналогичные отложения Горной Мегрелии, развитые на южном склоне Эгрисского хребта, главным образом в верховьях рр.Техури (в районе курорта Лебарде) и Хоби, где они выступают в размытом своде антиклинальной структуры. При этом по р.Хоби эрозией вскрыта лишь верхняя часть свиты.

Характерной особенностью свиты является большое число толстослоистых мелко— и среднезернистых песчаников, чередующихся с аргиллитами. Мощность отдельных слоев песчаников 0,8-1, иногда 2-3 м, в среднем 0,5-0,6 м. Они часто образуют пачки в 60-70 м. Нижняя плоскость напластования песчаников обычно волнистая с обильным содержанием обломков аргиллитов. В большинстве случаев нижняя граница выражена отчетливо, чего нельзя сказать о верхней. Здесь в результате воз-

растания количества глинистого материала она затушевывается и становится неясной. Аргиллиты темные, местами слабокарбонатизированные, полосчатые и так же, как песчаники, содержат обуглившиеся растительные остатки. Встречаются в свите многочисленные дайки и жилы, в основном пластовые, диабазов и сравнительно реже порфиритов. Мощность диабазовых тел меняется от 0,5-2 м до десятков метров. Некоторые из них достигают 70-80 м. В приконтактовых зонах с вмещающими их отложениями прослеживается уплотнение, осветление и ороговикованность пород. Сильная складчатость и частое отсутствие на данном участке обнаженной нижней части свиты препятствует установлению истинной ее мощности.

В Горной Мегрелии, также как в Сванети, отложения сорской свиты согласно и часто постепенно переходят в пирокластолиты порфиритовой серии. Почти везде, где только обнажается контакт между ними, прослеживается картина постепенного обогащения песчаников и аргиллитов туфогенным материалом. В верхних горизонтах свиты появляются туфогенные песчаники и пирокластолиты основного состава, которые в восходящем разрезе постепенно начинают доминировать над нормальными отложениями. Подобные примеры борьбы терригенной и вулканогенной фаций встречаются в истоках левых притоков р.Лебарде, в районе хр.Гвира, по левому притоку р.Лачрехи, на северном склоне Эгрисского хребта, в верховьях рр.Поква и Чипегвале (левый приток р.Техури), по правому склону Цхенисцкали, западнее сс.Кведреши и Рцхмелури, на правом берегу р.Ингури, в районе с.Хаиши и др. Мощность переходных слоев обычно измеряется от нескольких до десятков метров.

На территории Рачи отложения сорской свиты приниимают участие в строении Лихет-Зудальского антиклинория. Южнее с.Лихети (южное крыло антиклинория) в нижней части свиты мощн. свыше 600 м превалируют глинистые сланцы, а песчаники занимают подчиненное место. В основании и кровле толщи нам удалось найти соответственно *Harpoceras sp.* и *Grammoceras penestriatum* Buck., *Grammoceras sp.* В значительной верхней части свиты мощн. 2000 м (эта величина, конечно, преувеличена из-за недоучета складчатости) количество песчаников и глинистых пород почти одинаковое, хотя в отдельных случаев первый элемент доминирует над вторым. В основании толщи мы обнаружили *Lytoceras sp.* и ааленский *Erycites personatiformis* Géc.

В северном крыле Лихет-Зудальского антиклинория обнажения сорской свиты часто прерываются задернованными участками, но, судя по отдельным выходам, они мало чем отличаются от аналогичных отложений южного крыла. Для них также характерна ритмичное чередование разнослоистых кварцево-аркозовых песчаников и глинистых сланцев. Песчаникам свойственно наличие флишевых фигур и растительных остатков, кроме того они часто содержат обломки глинистых сланцев разной величины.

К северу от вышеотмеченной структуры (выше с.Урави) наблюдается Чутхаро-Купрская синклиналь, сложенная спилитами или авгитлабрадоровыми диабазами и их пирокластолитами порфиритовой серии. В самом ущ. р.Лухунисцкали это опрокинутая на юг синклинальная складка размыта до подстилающих отложений сорской свиты. В северном крыле складки,

непосредственно под породами порфиритовой серии, в отлоежниях сорской свиты отмечается находка *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.).

Восточнее, в этих же отложениях, в правых притоках р.Риони — Аскисцкали и Рицеула найдены *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. cf. polyplocus* (Roem.), *M. fuscus* (Quenst.) и *M. dubius* (Sow.) (Кахадзе, 1947).

В стратотипическом разрезе (по шоссейной дороге от окр. с.Сори до г.Они) отложения сорской свиты характеризуются флишоидным чередованием песчаников аркозово-кварцевого состава с глинистыми сланцами, местами обогащенными песчано-алевритовым материалом. Песчаники в основном среднезернистые, средне- и толстослоистые. Их слои на границе с глинистыми сланцами содержат флишевые фигуры. Как к песчаникам, так и к глинистым сланцам часто приурочены обуглившиеся растительные остатки. В отложениях свиты нередко имеются линзоподобные конкреции пелитолитов. В составе свиты встречаются несколько диабазовых жил мощн. от 1,5 до 30 м. В 1500 м от окр. г.Они в аргиллитах нами собраны *Mytiloceramus cinctus* (Goldf.) и *M. quenstedti* (Pčel.), а в 400 м от с.Нигвзнара — *Mytiloceramus dubius* (Sow.) и *M. tschalensis* (Kakh.). В сланцах свиты долины р.Риони, напротив его левого притока — р.Хеоры З.А.Мишуниной были обнаружены *Dumortieria gundershofensis* (Haug) и *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.).

Хорошие обнажения сорской свиты имеются в ущ. р.Чалисгеле, где они развиты мелко— и среднезернистыми кварцево-слюдистыми песчаниками, переслаивающимися с прослоями и пакетами глинистых сланцев. Минуя первую от шоссейной дороги сельскую мельницу в крутопоставленных темных глинистых сланцах А.И.Джанелидзе (1946) были собраны и определены: *Tatrophylloceras tatricum* (Pusch), *T. honomphalum* (Vač.) и *Costileioceras costosum* (Quenst.). Из этого материала И.Р.Кахадзе определены также *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *M. fuscus* (Quenst.) и *M. tschalensis* (Kakh.).

В этом же ущелье, в окр.с.Чала, в глинистых сланцах с разноформенными конкрециями, на разных уровнях нами найдены и определены *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *M. quenstedti* (Pčel.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. dubius* (Sow.) и *M. samebensis* (Kakh.).

В ущ. р. Гарулы, впадающей в р. Риони несколько выше г. Они, развиты лишь нижние горизонты сорской свиты. Они представлены главным образом глинистыми сланцами с подчиненными прослоями тонкослоистых, мелкозернистых песчаников и конкрециями пирита мелких размеров. О том, что эти осадки являются нижней частью сорской свиты, свидетельствуют *Hildaites aff. serpentinus* (Rein.), обнаруженный А.И.Джанелидзе (1946) на левом берегу р.Гарулы. Здесь же нами найден *Mytiloceramus gryphoides* (Schloth.). Несколько изолированных выходов сорской свиты прослеживаются в окр. сс.Зудали, Корта, Шардомети и Командели (левобережье р.Риони), где они, по данным Е.К.Вахания и Д.Ю.Папава (1967), перекрываются несогласно 10-метровой базальной пачкой конгломератов келловейского возраста. Восточнее свита скрывается под более молодыми отложениями и лишь отдельные ее выходы выступают в размытых ядрах антиклинальных складок. Так, например, в окр. сс.Часавали и Цедиси (ущелье р.Джеджора), в осевой части Цедиской

антиклинали вскрыты верхние горизонты сорской свиты (до 200 м), содержащие *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.) и *M. quenstedti* (Pčel.). Верхняя часть свиты мощн. 300 м обнажается также в ущ. р.Квирила и в своде Лесе-Чордской антиклинали (у курорта Лесе). Здесь в аргиллитах, переслаивающихся с кварцево-аркозовыми песчаниками подстилающих вулканогены, А.Г.Лалиевым (1936) встречены *Mytiloceramus dubius* (Sow.), *M. quenstedti* (Pčel.) и *M. amygdaloides* (Goldf.). Восточнее курорта Лесе на правом берегу р.Большой Лиахви (у с.Мугути) в отложениях сорской свиты (до 100 м) Е.К.Вахания (1976) указывает также на находки митилоцерамусов.

Наконец, последний выход сорской свиты появляется на поверхности в междуречье Лехури-Арагви. Он развит здесь вдоль узкой полосы максимальной шириной 3,5 км. Эта полоса протягивается на 30 км в субширотном направлении от сс. Тонча и Аргуни (долина р.Арагви) на востоке до с.Армази, не доходя до долины р.Лехури на западе. На юге свита вдоль надвига контактирует с разными горизонтами палеогена и неогена, а на севере трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего зоцена (рис.14).

В течение многих лет ископаемые остатки фауны в этих отложениях не были известны, поэтому их возраст оставался спорным. Осадки, развитые в бас. р. Ксани, Е.Фавр (Favre, 1875) относил к палеозою. А.И. Сорокин (1879), в противоположность этому мнению, считал их значительно моложе. Основываясь на внешнем сходстве описываемых отложений с осадками зоцена, он объединил их с последними и отнес к эоценовому возрасту. Мнение А.И.Сорокина разделялось исследователями в течении полувека. Только после того, как в 1937 г. А.Г.Лалиевым и вслед за ним М.И.Варенцовым (1950) были обнаружены ископаемые остатки двустворчатых моллюсков позднего лейаса, мощная толща глинистых сланцев и песчаников бас. р.Ксани была отнесена к нижнему отделу юрской системы. Почти одновременно в восточной части района Д.А.Булейшвили (1951) в состав верхнего лейаса включил отложения („телатгорская" свита), ранее датированные олигоценом. Позднее на основании новых палеонтологических находок, Н.И.Мревлишвили (1957) и Ш.А.Адамия (1958) впервые доказали присутствие здесь верхнего тоара.

Собственные сборы фауны, произведенные совместно с Г.Л.Геладзе, дали нам возможность впервые выделить нижнюю часть ааленского яруса и тем самым дополнить стратиграфическую схему исследованного района.

По литологическим признакам отложения сорской свиты подразделяются здесь на две части. Нижняя сложена преимущественно темно-серыми, местами зеленовато-серыми аргиллитами с растительными остатками и редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Верхняя часть представляет собой толщу разнозернистых, в основном толстослоистых песчаников с прослоями аргиллитов. Максимальная мощность глинистой части — 300 м, а верхней, песчанистой — не превышает 200-250 м.

Фаунистически относительно полно охарактеризованные отложения данной свиты развиты на левобережье р.Ксани, где они слагают две антиклинальные структуры, разобщенные синклиналью, мульда которой выполнена вулконогенными породами порфиритовой серии. У слияния р.Алеура с р.Ксани, в северном крыле северной Коринтской антиклинальной складки, нами составлен восходящий разрез:

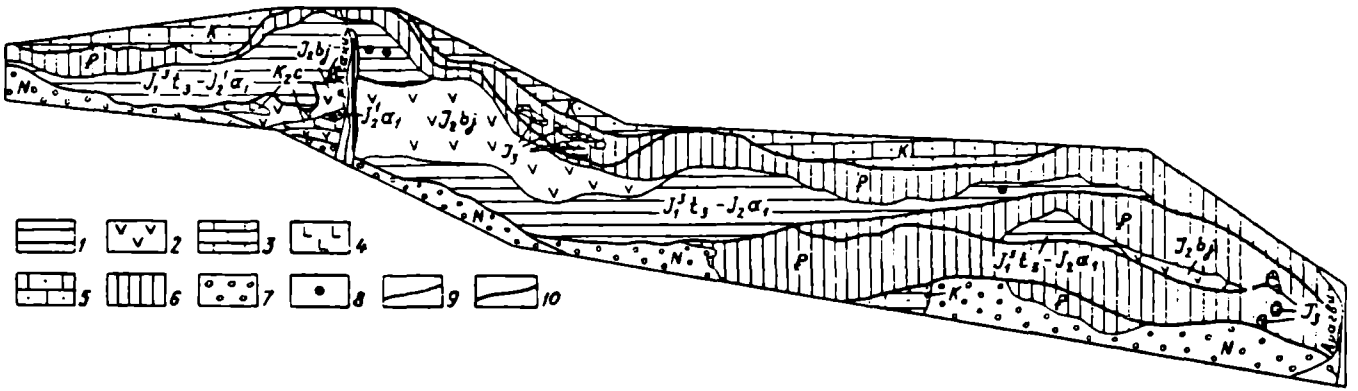

Рис.14. Геологическая схема междуречья Лехури-Арагви:
1 — верхнетоарско-ааленские песчано-сланцевые отложения; 2 — вулканогены байоса; 3 — органогенные естняки верхней юры; 4 — вулканогенная фация сеномана; 5 — терригенно-карбонатные отложения мела; карбонатные и песчано-глинистые отложения палеогена; 7 — молассовые отложения неогена; 8 — место-ождение аммонитов; 9 — стратиграфические границы; 10 — тектонические границы

$J_1^3t_2^3+J_2^1a$ 1. Темно-серые с зеленоватым оттенком аргиллиты с отдельными прослоями мелкозернистых слюдистых карбонатных песчаников (20 м) ..... 55 м

2. Аргиллиты тонкослоистые с редкими прослоями мелкозернистых песчаников (до 10 см). В аргиллитах собраны *Leioceras opalinum* (Rein.), *L. sp.*, *Costileioceras costosum* (Quenst.), *Hammatoceras sp.*, *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. cinctus* (Goldf.) и *M. liasicus* Kakh. (Топчишвили, Геладзе, 1985) ..... 15 м

3. Темно-серые аргиллиты с выцветами лимонита и карбоната ..... 20 м

4. Желтовато-серые с зеленоватым оттенком, главным образом толстослоистые, иногда массивные, средне— и крупнозернистые песчаники с редкими прослоями аргиллитов. Песчаники часто карбонатные. Для них характерны отпечатки растительных остатков и небольшие линзы углистого вещества. Толща содержит *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *Posidonia buchi* Roem. и *Ostrea calceola* Goldf. (Варенцов, 1950).

Стратиграфически выше следует трансгрессивно залегающая олистостромовая толща верхнего эоцена, содержащая переотложенный материал юры и мела.

Среди ископаемых остатков особый интерес представляют виды, составляющие роды *Leioceras* и *Costileioceras*. Их присутствие указывает на раннеааленский возраст вмещающих отложений. В подстилающих слоях (пачка 1) органические остатки не обнаружены, но их стратиграфическое положение, а также тот факт, что в самом ущ. р.Алеура в аналогичных отложениях найдена (Адамия, 1958) позднетоарская *Pleydellia cf. aalensis* (Ziet.), дает основание выделить здесь самую верхнюю часть тоарского яруса. Двустворчатые моллюски *Ostrea calceola* Goldf. и *Posidonia buchi* Roem., отмеченные в песчанистой части разреза, известны как в аалене, так и в более высоких горизонтах, а *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) в Грузии встречается значительно ниже, в пределах плинсбахского яруса. Следовательно, указанные формы нельзя использовать для определения возраста отложений. Однако согласное залегание песчаников на слоях с раннеааленскими аммонитами позволяет отнести их к верхнему аалену.

На правом берегу р.Ксани, в окр. с.Цирколи в маленьком выходе аргиллитов, выступающем среди сеноманских вулканогенных образований, нами обнаружен раннеааленский *Leioceras comptum* (Rein.). Восточнее, по балке Банцуртхеви (бас. р.Аркала) в темных аргиллитах собраны *Dumortieria mactra* (Dum.), *D. gundershofensis* (Haug), *D. cf. brancoi* Ben., *Phylloceras sp.* и *Lytoceras sp.* (Мревлишвили, 1957). Все эти аммониты за исключением двух последних, характеризуют верхний тоар. По-видимому, отложения более древние, чем верхнетоарские в данном районе не вскрыты. Описанные отложения по составу очень близки и хорошо сопоставляются с западными выходами сорской свиты, несколько отличаясь от них двучленным строением. Вместе с тем, результаты исследований, проведенных нами в районах типичного развития сорской свиты, в некоторых случаях показали замещение песчаников глинистыми породами. Так, например, в Раче (ущ.р.Лухунисцкали) на уровне верхнего тоара глинистые сланцы играют главную роль в составе свиты, а песчаники встречаются в подчиненном количестве. Это, очевидно, следует считать одним из примеров фациальной изменчивости внутри свиты.

Подытоживая вышесказанное, можно отметить, что свита по всей территории своего распространения несмотря на незначительное изменение в соотношении количества песчаников и глинистых сланцев, отличается весьма выдержанным, только ей свойственным, литологическим строением.

Общая мощность выходов сорской свиты составляет 1000-1300 м, увеличиваясь в ущ. р.Цхеницскали до 1500 м.

На основании палеонтологических данных, в составе которых преобладают руководящие виды аммонитов, свита датируется тоаром и ранним ааленом. Однако, от местонахождения раннеааленских аммонитов до пирокластолитов порфиритовой серии (возраст которой, в отличие от северных аналогов Абхазии, вполне обоснованно считается байосским) остается достаточное расстояние для допущения здесь присутствия и верхнеааленского подъяруса. Исключение составляет южное крыло Хаишской антиклинали, где от находки раннеааленского аммонита до эффузивов всего 20 м. В данном случае терригенные образования, видимо, замещаются вулканогенами, и нижняя граница порфиритовой серии опускается ниже — в верхний аален.

В юго-восточном направлении нижнеюрско-ааленские отложения перекрываются молодыми образованиями и на поверхности не появляются, хотя на отдельных участках обломки их пород встречаются во вторичном залегании в вышележащих свитах. В частности, обломок грубозернистого песчаника сорской свиты с позднетоарским аммонитом найден Г.К.Чичуа (1974) в трансгрессивном основании свиты кинта (верхний эоцен- нижний миоцен), развитой в бас. р.Турдо, у северо-западного подножья горы Циви. Этот, очень хорошо сохранившийся аммонит и несколько остатков двустворчатых были любезно переданы нам. В результате наших определений данная фауна сгруппирована в следующие виды: *Pseudogrammoceras pachu* (Buck.), *Entolium cingulatum* (Goldf.) и *Variamussium personatum* (Ziet.).

Гумирипшско-Окумская зона

Нижнеюрско-ааленские отложения в данной зоне вскрываются в ядрах крупных антиклинальных структур, занимая довольно большие площади в бассейнах среднего течения р.Кодори, его притоков Джампал и Амтхел, а также в верховьях рр.Гумиста, Келасури и Окуми.

Нижняя часть юрского разреза — толща терригенных и карбонатных пород — выделена Ш.А.Адамия (1977) в чедымскую свиту. Название происходит от р.Чедым (бас. р.Гумиста). В этом ущелье стратиграфический разрез свиты отличается наибольшей полнотой и ясностью стратиграфических соотношений, относительно хорошо фаунистически охарактеризован и легко доступен. Здесь в ядре Чедымской антиклинали прослеживается следующая последовательность слоев:

J_1^1s 1. Толстослоистые мелко—, средне— и крупнозернистые интенсивно будинированные песчаники с прослоями и линзами мелкогалечных кварцевых конгломератов и гравелитов. Песчаники часто переслаиваются с аргиллитами ..... 500 м

Перерыв в обнажении ..... 130 м

2. Серые песчанисто-алевритистые карбонатные аргиллиты с прослоями

слоистых песчано-алевритистых мергелей и известняков. Встречаются пелитовые конкреции и измененный порфирит (мощн. 3 м), рассеченный кварцевым диабазом. В верхней части пачки, в толстослоистых песчанисто-алевритистых мергелях (мощн. 9 м) нами найдены *Partschiceras striatocostatum* (Men.), *Juraphillites planispira* (Reyn.), *J. stella* (Sow.), *Radstockiceras cf. buvignieri* (d'Orb.), *Paltechioceras boehmi* (Hug), *P. elicitum* Buck., *P. nobile* (Truem. et Will.), *P. studeri* (Hug), *P.bavaricum* (Böse), *P. recticostatum* Truem. et Will., *P. favrei* (Hug), *P aureolum* (Buck. et Simp.), *P. dignatum* Truem. et Will., *P. rothpletzi* (Böse), *P. sp.*, *Epideroceras lorioli* (Hug), *E. steinmanni* (Hug), *E. tchedimicum* Topch. ..... 55 м

3. Слоистые песчано-алевритистые мергели и карбонатные аргиллиты с тонкими прослоями (8 см) или линзами пелитоморфных известняков и жилой сильно измененного диабаза (5 м). В мергелях нами обнаружены *Partschiceras sp.*, *Oxynoticeras sp.*, *Paltechioceras sp.*, *Epideroceras sp.*, *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M., falgeri* (Esch.) и *M. dubius* (Sow.) ..... 40 м

Возраст набора пород толщи 1 базальной части чедымской свиты, в связи с отсутствием какой-либо фауны, условно определяется синемюром. Среди многочисленных аммонитов пачки 2 особое значение для точных стратиграфических выводов имеют *Epideroceras steinmanni* (Hug) и представители рода *Paltechioceras*, свидетельствующие о присутствии здесь самой верхней части синемюра. Таким же стратиграфическим диапазоном характризуются аммониты, найденные Ш.А.Адамия и др. (1972) и впоследствии переопределенные нами (1982) в глыбе известняка ущ. р.Чедым. В пачке 3 совместно с формами широкого вертикального распространения встречены синемюрские *Oxynoticeras sp.* и *Paltechioceras sp.*, причем последний род приурочен лишь к верхнему синемюру.

На правом склоне ущ. р.Восточная Гумиста, в 1 км юго-восточнее ее левого притока Рыбная балка, в глыбах (осыпь) песчано-алевритистых мергелей и карбонатных аргиллитов, расположенных между будинированными породами чедымской свиты, нами собраны *Juraphyllites stella* (Sow.), *Echioceras raricostatum* (Ziet.), *Leptechioceras meigeni* (Hug), *L. nodotianum* (d'Orb.) и *Platypleuroceras variscoi* Par. Все эти формы, за исключением первой и последней, характеризуют верхний синемюр.

Таким образом, большинство аммонитов, взятых из верхних слоев чедымской свиты, указывает на их принадлежность к верхнему синемюру. Этому мнению в некоторой степени противоречит *Platypleuroceras variscoi* Par., связанный своим происхождением с нижним плинсбахом (зона Uptonia jamesoni). Однако аммониты найдены в ущ. р.Восточная Гумиста в осыпи, поэтому не исключено, что данный вид сюда попал с более верхних горизонтов.

Сравнительная большая (700 м) мощность чедымской свиты и тот факт, что в ее верхних горизонтах встречены позднесинемюрские аммониты, дает нам основание включить в ее состав весь синемюрский ярус.

Выше чедымская свита совершенно незаметно сменяется толщей, сложенной аргиллитами, часто карбонатными и песчанисто-алевритистыми с прослоями мергелей и линзами известняков. В ее составе не второстепенную роль играют вулканогенные образования и сопутствующие им пластовые жилы.

Ш.А.Адамия (1977) эту толщу включил в сибистинскую свиту и на

основании ее стратиграфического положения отнес к нижнему плинсбаху. Однако, как уже говорилось, сибистинская свита нами упразднена как синоним генцвишской свиты. Рассматриваемые отложения по комплексу признаков проявляют некоторое сходство с генцвишской свитой, от которой отличаются большим содержанием карбонатного и вулканогенного материала, отсутствием слоев конгломерата и более слабым метаморфизмом пород. В связи с этим мы рассматриваем их как слагающие самостоятельной лито-стратиграфической единицы под названием ахипоской свиты (второе название р.Чедым).

Ниже приводится стратотипический разрез свиты по р.Чедым, где ее отложения с фауной располагаются в следующей последовательности (рис.15):

J_1^2p 1. Слабокарбонатные аргиллиты с прослоями песчанисто-алевритистых мергелей и пластовой жилой измененного диабаза (5-7 м). В слабокарбонатных аргиллитах встречаются *Uptonia angustata* (Quenst.), *U. sp.*, *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.), *T. sp.*, *Mytiloceramus falgeri* (Esch.) 25м

2. Песчанисто-алевритистые аргиллиты, часто карбонатные, с линзами пелитоморфных известняков и жилами измененных диабазов (мощн. 0,5-5м). На отдельных участках появляются слоистые песчанисто-алевритистые мергели с микрофауной. В известняках и аргиллитах собраны *Arcuceras sp.*, *Passaloteuthis milleri* (Phill.), *P. cf. paxillosus* (Schloth.), *Mytiloceramus falgeri* (Esch.), *Pentacrinus laevisutus* Pomp. и *P. goniogenos* Pomp. ..... 250 м

3. Аргиллиты, иногда слабокарбонатные, с прослоями мергелей и линзами известняков с *Lima succincta* (Schloth.) и *Partschiceras sp.* .120 м

Uptonia angustata (Quenst.) и *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.), взятые из нижних слоев толщи, позволяют говорить о наличии здесь нижнего плинсбаха. Среди фауны более верхних слоев только кринодеи и *Arcuceras sp.* определяют возраст отложений плинсбахом вообще. Более точное определение по нашему материалу невозможно. Однако, если учесть данные Ш.А.Адамия (1977), который видимо, отсюда отмечает *Androgynoceras cf. latecostatum* (Sow.) и *Arieticeras cf. algovianum* (Opp.), то можно допустить присутствие в этих отложениях верхней части нижнего плинсбаха и частично верхнего плинсбаха.

Аналогичные отложения, развитые в ущ.р.Восточная Гумиста, содержат раннеплинсбахский *Platypleuroceras variscoi* Par.

В южном крыле Чедымской антиклинали, в 3,5-4 км выше слияния р.Чедым с р.Западная Гумиста, в ахипоской свите отмечается присутствие кварц-кератофировых вулканокластолитов общей мощностью от 80 до 120 м. Вулканогенные пачки спилит-кварц-кератофирового состава прослеживаются и на водораздельном хребте верховья р.Чедым и р. Восточная Гумиста. В районе хребта Уим-Химса в пределах Ачамгварской антиклинали они встречаются то в виде туффитовых пачек, чередующихся с аргиллитами, то в виде пирокластолитов с маломощными потоками лав и пачками туфобрекчии преимущественно кварц-кератофирового состава, с линзами, гнездами и желваками известняков розового и светло-серого цветов (Беридзе, 1978). Наиболее мощный выход вулканогенов, достигающих 200 м, имеется в северном крыле Ачамгварской антиклинали.

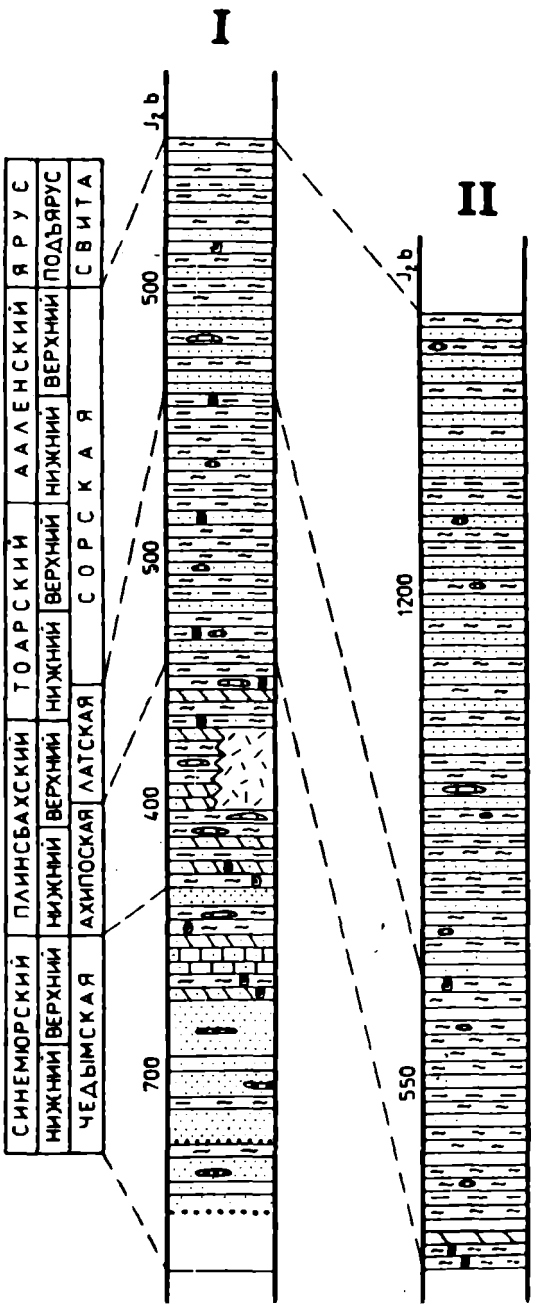

Рис. 15. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений Гумирипшско-Окумской зоны:

I — бас.р.Гумисты; II — ущ.р.Кодори. Усл.обозн. см. на рис.3

К северу от среднеюрского Горабского интрузива, терригенно-карбонатные отложения ахипоской свиты замещаются вулканогенами, выраженными вулканитами андезитового состава мощностью от нескольких метров до 200 м. В нижней части толщи преобладают рассланцованные туфы и туфобрекчии, а в верхней — лавы и лавовые брекчии массивного строения (горабская свита; Тогонидзе, Дудаури, 1978).

Из изложенного материала видно, что литологический состав свиты весьма не выдержан. Терригенно-карбонатные отложения часто замещаются продуктами вулканической деятельности, которые в свою очередь отличаются неоднородным характером. В одном случае они спилит-кварц-кератофирового состава, в другом — андезитового. Общая мощность ахипоской свиты 400 м. Возраст ее на основании аммонитовой фауны устанавливается плинсбахом.

Вышележащие отложения представлены преимущественно аргиллитами, часто карбонатными, с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Большинство исследователей отождествляет их с ацгарской свитой, а Д.И.Панов (1976) — с циклаурской свитой. По нашему мнению им свойствен ряд признаков, отличающих от этих свит. В частности, они менее метаморфизованы, в их составе несколько увеличивается роль песчаников и присутствует карбонатный материал.

В 1977 году Ш.А.Адамия и позднее нами (1982) эти отложения были выделены под названием гумистинской свиты. В настоящее время от этого названия придется отказаться, ибо оно уже использовалось ранее С.Г.Букия (Нуцубидзе, 1964; Стратиграфический словарь СССР, 1979) для комплекса пород сорской свиты. Предложенное нами название — латская свита, происходит от с.Лата (правый склон ущелья р.Кодори), в окрестностях которой выбран стратотипический разрез свиты. Ее отложения выходят здесь в ядре крупной антиклинальной складки и имеют следующий вид (с севера на юг):

J_1^{2+3} p_2-t_1 1. Выветрелые аргиллиты, на отдельных участках карбонатные, с карбонатными и пиритовыми конкрециями и *Amaltheus cf. margaritatus* Montf. и *A. sp* ..... 80 м

2. Аргиллиты, местами переходящие в мергели. Содержат карбонатные конкреции и *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. stokesi* (Sow.) и *Mytiloceramus gryphoides* (Schloth.) ..... 40 м

Все эти ископаемые остатки найдены и определены нами.

Перерыв в обнажении ..... 30 м

3. Тонко—, средне— и редко толстослоистые мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами ..... 50 м

4. Карбонатные аргиллиты с прослоями мелкозернистых песчаников в кровле и подошве пачки. Встречаются карбонатные конкреции больших размеров и тонкие прожилки кварца. В аргиллитах нами найден *Amaltheus margaritatus* Montf. ..... 50 м

5. Аргиллиты, местами карбонатные, в верхней части с прослоями тонко— и среднеслоистых мелкозернистых песчаников, сравнительно редко встречаются и толстослоистые песчаники ..... 70 м

6. Сильно выветрелые прерывистые выходы аргиллитов с маленькими конкрециями пирита и крупными карбонатными конкрециями. Породы содержат пластовую жилу диабаза (5 м) и

Mytiloceramus quenstedti (Pčel.) ..... 200-220 м

Выше залегают отложения сорской свиты.

В аналогичных отложениях, выступающих несколько севернее, нами найден *Amaltheus margaritatus* Montf.

В ущ. р.Чедым латская свита выражена песчано-алевритистыми и карбонатными аргиллитами с конкрециями пирита и известковисто-мергелистыми конкрециями больших размеров. К верхним слоям свиты приурочены алевролиты и мелкозернистые песчаники. Эта толща мощн. 500 м насыщена диабазовыми телами как пластовыми, так и секущими (мощность от 0,2 до 6 м). Она содержит плинсбахский *Pentacrinus goniogenos* Pomp. и раннетоарский *Harpoceras sp.* Последняя форма взята в верхних слоях свиты.

В ущ. р.Западная Гумиста, в 300 м севернее слияния с ней р.Гумирипша в карбонатных аргиллитах нами обнаружены *Mytiloceramus falgeri* (Esch.) и *Amaltheus margaritatus* Montf. Вниз по течению, не доходя до правого притока р.Западная Гумиста — р.Акудроха в алевритистых аргиллитах с прослоями песчаников и карбонатными конкрециями нами найден *Harpoceras sp.* Юго-восточнее места последней находки встречаются прерывистые выходы латской свиты, представленные алевритистыми карбонатными аргиллитами с позднеплинсбахскими *Arieticeras sp.* и *Fontanelliceras sp.*, а также с формами с более широким возрастным диапазоном — *Nannobelus acutus* (Mill.), *Mytiloceramus dubius* (Sow.), *Pleurotomaria sp.* и *Pentacrinus laevisutus* Pomp.

Общая мощность свиты на отмеченных участках составляет обычно 500-600 м. Ее выходы приблизительно такой же мощности прослеживаются и в ущ. р.Восточная Гумиста.

В верховье р.Джампал, в пределах Горабского интрузива однородные аргиллиты с прослоями песчаников, соответствующие латской свите, сокращаются в мощности до 200-250 м.

Анализируя палеонтологический материал, собранный в отложениях свиты, можно прийти к выводу, что она своим стратиграфическим диапазоном охватывает значительную часть верхнеплинбахского подъяруса и часть нижнего тоара.

В самой верхней части нижнеюрско-ааленского разреза в интервале от тоара (частично) до аалена включительно выделяются отложения сорской свиты.

Наиболее полный разрез, отображающий характер ее отложений обнажается на правом склоне ущ.р.Кодори. Здесь, в северном крыле антиклинальной складки после 500-метрового перерыва за отложениями латской свиты следуют (см. рис. 15):

J_1^3t-J_2^1a 1. Тонко—, средне— и толстослоистые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами ..... 45 м

2. Чередование тонкослоистых мелкозернистых песчаников с аргиллитами. Породы часто пронизаны тонкими жилками кварца..... 150 м

3. Главным образом средне- и толстослоистые песчаники, чередующиеся с аргиллитами..... 370 м

4. Карбонатные аргиллиты с тонкими прослоями песчаников и карбонатными конкрециями, которые в отдельных случаях переходят в тонкие линзы известняков ..... 60 м

5. Толстослоистые песчаники с прослоями и пакетами (30 м) аргиллитов,

местами карбонатных. Встречаются карбонатные конкреции и четыре жилы измененного порфирового диабаза (1,5-3,5 м) ..... 180 м

Перерыв в обнажении ..... 1 км

6. Толстослоистые мелкозернистые слюдистые песчаники с прослоями аргиллитов ..... 15 м

Перерыв в обнажении ..... 250 м

7. Толстослоистые мелко— и среднезернистые песчаники с подчиненными прослоями аргиллитов и 25-метровой жилой диабаза ..... 200 м

8. Разнослоистые мелкозернистые песчаники, чередующиеся с аргиллитами. Породы содержат пластовую жилу диабаза мощн. 30 м .....120 м

Перерыв в обнажении ..... 500 м

9. Толстослоистые мелкозернистые песчаники с прослоями аргиллитов. На отдельных участках слои аргиллитов сгущаются и доминируют над песчаниками..... 320-340 м

Затем следуют пирокластолиты порфиритовой серии.

Общая мощность сорской свиты здесь равна 1200 м.

В верховьях рр.Чедым и р.Западная Гумиста ее мощность сокращается до 350 и 500 м. В отложениях свиты, развитых в бас. р.Западная Гумиста (северное крыло антиклинальной структуры Дочерипша), С.Г.Букия и др. (1971) отмечаются находки *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. fuscus* (Quenst.) и *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.).

В ущ. рр.Восточная Гумиста и Амткел сорская свита подразделяется на две толщи: нижнюю — преимущественно песчаниковую с подчиненными прослоями аргиллитов и редкими субвулканическими телами диабазов и верхнюю — чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников с конкрециями пирита. Здесь ее мощность соответственно равна 500 и 250 м.

По ущ. р.Зима свита (250 м) выражена аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов с *Phylloceras heterophyllum* (Sow.), *Lytoceras sp.*, *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.), *Leioceras comptum* (Rein.), *Mytiloceramus cinctus* (Goldf.), *M quenstedti* (Pčel.), *Posidonia buchi* Roem.

Восточнее отложения сорской свиты выступают в ядре крупной Окумской антиклинальной складки. Ось складки, простирающаяся с северо- востока на юго-запад, в обе стороны погружается под пирокластолиты порфиритовой серии. В северном крыле антиклинали по р.Окалмахе свита имеет двучленное строение. Внизу это толща (около 1200 м) желтовато-серых средне- и грубозернистых толстослоистых (мощность слоев 2-3 м) углистых песчаников, переслаивающихся с аргиллитами, содержащими мелкие конкреции сидерита и линзы известняков. Вверху — толща (140 м) аргиллитов с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников и конкрециями мергелистых известняков. В этих отложениях Е.К.Вахания удалось собрать *Mytiloceramus cf.polyplocus* Roem., *M. quenstedti* (Pčel.) и *M. sp.* В южном крыле антиклинальной структуры преобладают крупнозернистые толстослоистые песчаники, среди которых имеются прослои микро— и мелкогалечниковых конгломератов (гальки состоят из кварца и гранита).

Как видно из вышеприведенной фауны, головоногие здесь сравнительно редки, однако почти все они, за исключением представителей *Phylloceras* и *Lytoceras*, точно указывают на присутствие в отложениях сорской свиты Абхазии верхнего тоара и нижнего аалена. Наряду с этим,

нижние горизонты свиты видимо должны соответствовать и определенной части нижнего тоара (исходя из их стратиграфического положения), а верхние, учитывая их постепенный переход в пирокластолиты байоса, могут быть отнесены и к верхнему аалену.

В восходящем разрезе почти всюду между отложениями сорской свиты и порфиритовой серии, если их взаимоотношение не затушевано тектоникой, выделяется переходная толща. Вначале, среди песчано-глинистых отложений появляются редкие прослои туфогенных песчаников и туфов, количество которых вверх постепенно увеличивается и они начинают господствовать над нормальными осадками. Затем последние полностью исчезают, уступая место типичным представителям порфиритовой серии. Такое соотношение терригенных и вулканогенных отложений указывает на борьбу фаций и постепенный переход сорской свиты в образования порфиритовой серии. Следовательно, мнение некоторых исследователей (Букия и др., 1971, Нуцубидзе, 1964) о трансгрессивном залегании порфиритовой серии на подстилающих отложениях — явно ошибочно. Подобные постепенные переходы наблюдаются в бас. рр.Западная и Восточная Гумиста, в ущ. рр.Келасури, Амткел и Гораб, а также в других районах Абхазии.

И.Р.Кахадзе (1947) переходные слои включил в сорскую толщу и отнес их к нижнему байосу, проводя границу между ааленским и байосским ярусами по первым проявлениям вулканической активности. Ш.А.Адамия (1977), Г.Н.Абесадзе и др. отложения толщи считают верхнеааленскими образованиями кутыкухской свиты.

В действительности рассматриваемая вулканогенно-осадочная толща мощн. от 50 до 150 м по своему стратиграфическому положению соответствует частично аалену и нижнему байосу, в то время, как отложения типичной кутыкухской свиты, развитой севернее, в результате наших исследований датируются поздним плинсбахом. Следовательно, выходы переходной толщи, расположенной на границе терригенных и вулканогенных образований, Кутыкухско-Сакенской и Гумирипшско-Окумской зон не должны рассматриваться как слагающие одного хроно-стратиграфического подразделения.

Кацхско-Молитская зона

Зона охватывает южную, юго-западную и северо-западную периферии Дзирульского выступа древних кристаллических пород.

На юго-западной периферии выступа, в междуречье Нарула-Мачарула и в нижнем течении р.Дзуса, между палеозойским субстратом и синемюрскими терригенными отложениями расположена (рис.16) своеобразная вулканогенно-континентальная толща, выделенная П.Д.Гамкрелидзе и Г.М.Джигаури в 1928 г. в свиту „нижних туффитов". Впоследствии в течение многих лет она описывалась под этим названием. Лишь в 1976 г. Е.К.Вахания переименовал ее в нарульскую свиту. Она сложена конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками, аргиллитами, покровами, главным образом кислых лав и их пирокластолитами. Конгломераты построены гальками кварцевых

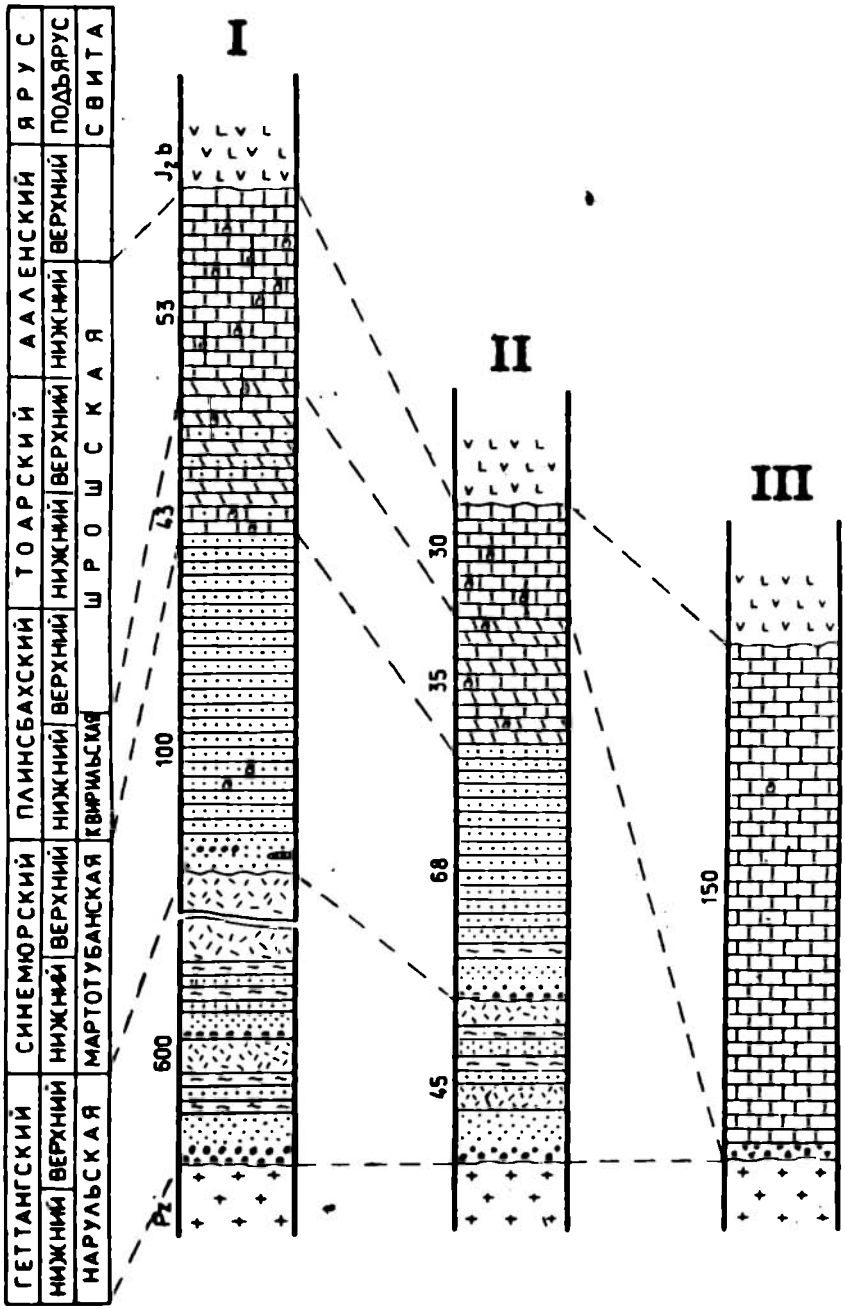

Рис. 16. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений Кацхско-Молитской зоны:

I— бас. р.Квирилы; II — бас. р.Дзирулы; III — окр. ст.Салиети. Усл.обозн. см. на рис.3

порфиров, альбитофиров, пирокластолитов и породами древнего кристаллического субстрата. Отложения свиты характеризуются неясной или грубовыраженной слоистостью, плохой сортировкой, наличием значительного количества растительных остатков, часто в виде стволов деревьев.

Возраст нарульской свиты трактуется неоднозначно. П.Д.Гамкрелидзе, С.С.Чихелидзе (1933), П.Д.Гамкрелидзе (1933, 1949) считали свиту триас? — раннелейасской. И.Р.Кахадзе (1947) на основании стратиграфического положения и сопоставления с кератофировым горизонтом Главного хребта отнес ее к нижнему лейасу. По мнению Н.И.Схиртладзе (1964), она должна быть моложе чиатурских кварцевых порфиров и скорее всего является мезозойской. В 1964 г. А.Л.Канчавели, а затем Ш.А.Адамия (1968) и Ц.И.Сванидзе (1971) в отложениях нарульской свиты собрали богатый комплекс ископаемой флоры, среди которой *Cladophlebis whitbiensis* Brongn., *Podozamites gramineus* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum nordenskiodii* (Heer) Nath. и др. (определение Ц.И.Сванидзе) не встречается ниже юрской системы. Основываясь на этом материале они подтвердили точку зрения И.Р.Кахадзе о раннелейасском возрасте свиты. В работе Е.К.Вахания (1976) свита отнесена к верхнему палеозою.

Мы ограничиваем ее возраст геттангским ярусом. Это мнение подкрепляется, с одной стороны, стратиграфическим положением свиты (подстилает отложения с раннесинемюрскими аммонитами) и с другой — остатками флоры, нижний — возрастной диапазон которой не выходит за пределы юры.

Мощность свиты весьма изменчива от нескольких до 500-700 м. С размывом на нарульской свите, а там, где последняя отсутствует, несогласно на палеозойском фундаменте залегают мелководные терригенные образования мартотубанской свиты (Вахания, 1976). По стратотипу, расположенному по ущ. р.Квирила у с.Мартотубани, несмотря на частые перерывы в обнажении, все-таки можно судить о литологическом характере свиты. Здесь за вулканогенно-континентальными отложениями с 2-метровым перерывом следуют толстослоистые мелкозернистые кварцево-слюдистые песчаники темно-серого цвета (мощность 100 м) с растительным детритусом и ископаемыми остатками фауны. В основании свиты найдены и определены (Топчишвили, 1969) *Arnioceras ceratitoides mexicanum* Erb., *Vermiceras sp.*, *Spiriferina cf. walcotti* (Sow.), *Pholadomya cf. idea* d'Orb., *Pleuromya sp.*, *Pleurotomaria sp.* В более верхних слоях, собраны *Microderoceras sp. ind.*, *Aequipecten priscus* (Schloth.) и др. В свиту внедрена пластовая жила диорит-порфирита мощн. 50 м.

Более полно мартотубанская свита обнажается в ущ. р.Нарула, где в ее основании появляются толстослоистые светлые крупнозернистые аркозовые песчаники с линзами конгломератов (15м). Песчаники содержат растительные остатки и двустворчатые моллюски *Pholadomya sp.* и *Pleuromya sp.* Вышележащие слои представляют темно-серые мелкозернистые слюдистые песчаники с растительным детритусом.

В окр. с.Циплаваке мелкозернистые слюдистые песчаники (60 м) с *„Rhynchonella“ cf. variabilis* Dav. и *Spiriferina sp.* подстилаются почти белыми грубозернистыми кварцевыми песчаниками (8 м) с рассеянным гравием и галькой.

Несколько иной характер у отложений мартотубанской свиты по р.Котроула (с.Шроша). Здесь, по данным Н.И.Схиртладзе (1964), на туфы и туффиты нарульской свиты мощн. 30 м налегают: 1) грубозернистые аркозовые песчаники, переслаивающиеся с гравелитами (60 м); 2) светло-серые мелкозернистые кварцевые песчаники с прослоями углистых аргиллитов (содержат остатки флоры) и линзами глин, обладающих огнеупорными свойствами (50 м); 3) грубозернистые аркозовые песчаники, переходящие выше в слюдистые песчаники (20 м).

Стратиграфическое положение и границы описанного разреза в местной схеме подразделения нижнеюрских отложений вызывают у исследователей разногласие. П.Д.Гамкрелидзе (1949) считает грубозернистые породы базальными образованиями морского лейаса и границу с подстилающими вулканогенно-континентальными отложениями проводит в основании песчаников. Согласно Г.С.Дзоценидзе, Н.И.Схиртладзе, И.Д.Чечелашвили (1953), она поднимается значительно выше, и отложения, слагающие пачки 1,2, принадлежит к вулканогенно-континентальной толще. Единственным аргументом в пользу такого допущения ими приводится пример фациального замещения туффитов песчаниками. Впоследствии Е.К.Вахания (1976) не подтвердил мнение о литофациальном замещении вулканогенов терригенными отложениями, и границу между ними провел там, где прекращаются продукты вулканической активности. Правда, непосредственно в этом ущелье факт фациального замещения нами не зафиксирован, но к западу (ущелье р.Нарула) и к востоку (ущ.р.Мачарула) от нее хорошо видно как в основании вулканогенно-континентальной толщи нарульской свиты появляются грубообломочные терригенные породы, а в кровле-вулканогены кислого состава.

Учитывая, что почти всюду, где развита нарульская свита, в ее составе встречаются грубообломочные породы, мы границу между этой и мартотубанской свитой на данном участке проводим в кровле пачки 1, сложенной аркозовыми песчаниками и гравелитами.

В ущ. р.Мачарула на размытой поверхности кварц-порфиров нарульской свиты трансгрессивно залегают среднегалечные конгломераты с линзами гравелитов (3 м), которые постепенно сменяются не совсем ясно-слоистыми аркозовыми и кварцево-аркозовыми грубозернистыми песчаниками с редкими линзами и прослоями тонкослоистых глин (20 м). Материал базальной пачки представлен гальками и зернами кварцевых порфиров, альбитофиров и их туфов, а также породами гранит-гнейсового комплекса. Венчает мартотубанскую свиту тонко- и среднеслоистые, в основном мелкозернистые кварцево-слюдистые песчаники мощн. 45 м. К востоку мощность отложений свиты постепенно сокращается. В окр. с.Убиса она представлена 2 м кварцево-аркозовыми песчаниками и 20 м слюдистыми песчаниками. В районе с.Бжиневи и с.Сакасриа свита вообще выклинивается, что связано скорее всего с тектоникой.

Полностью свита обнажается на южной периферии Дзирульского выступа в ущ. р.Циагисгеле (между станциями Марелиси и Молити), где на палеозойские граниты трансгрессивно залегают конгломераты (1 м) и грубозернистые аркозово-кварцевые песчаники мощн. 25 м. Выше идут мелкозернистые слюдистые песчаники (50 м).

Возраст отложений, слагающих мартотубанскую свиту, длительное

время оставался неопределенным. Н.Неймайер и В.Улиг (Neumayr and Uhlig, 1892), позднее П.Д.Гамкрелидзе, С.С.Чихелидзе (1933) считали возможным датировать кварцевые песчаники ранним лейасом. Согласно И.Р.Кахадзе (1947), они являются базальными образованиями среднего лейаса и должны принадлежать к этому подотделу нижней юры.

В дальнейшем П.Д.Гамкрелидзе (1949) отмечал, что толща кварцевых песчаников подстилает красные известняки и трансгрессивно перекрывает кристаллические породы фундамента и для нее остается место в нижнем лейасе или в низах плинсбаха. К.Ш.Нуцубидзе (1964) высказала мнение об их плинсбахском возрасте. Возраст свиты окончательно был определен после обнаруженных нами *Arnioceras ceratitoides mexicanum* Erb., *Vermiceras sp.*, *Microderoceras sp. ind.*, свидетельствующих о принадлежности мартотубанской свиты к синемюрскому ярусу.

Над мартотубанской свитой расположены отложения, в составе которых значительную роль играют карбонатные породы. Нами предлагается выделить их в квирильскую свиту. В стратотипе по р.Квирила она имеет следующее содержание:

J_1^2p 1. Толстослоистые темно-серые известняки с *Zeilleria subdigona* (Opp.) и *Z. mutabilis* (Opp.) ..... 5 м

Пластовая жила диорит-порфирита ..... 45 м

2. Сероватые, местами красноватые брекчиевидные песчанистые известняки и мергелистые породы с *Acanthopleuroceras sp.*, *Tropidoceras stahli* (Opp.), *„Rhynchonella“ plicatissima* Quenst., *Lobothyris punctata* (Sow.) и *Zeilleria mutabilis* (Opp.) ..... 30 м

3. Известковистые мергели и брекчиевидные известняки с *Calliphylloceras emeryi* (Bett.) ..... 8 м

В ущ. р.Нарула свита начинается известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками с неопределимыми аммонитами маленьких размеров (10 м). Далее следуют мергелистые породы с редкими прослоями известняков (26 м) и остатками фауны *„Rynchonella“ plicatissima* Quenst., *Spiriferina cf. alpina* Opp., *Lobothyris punctata* Sow., *Lima punctata* Sow., *Juraphyllites planispira* (Reyn.), *Phylloceras aff. tenuistriatum* Men. и *Polymorphites sp. ind.* (Топчишвили, 1969). Верхние слои свиты сложены мергелями и брекчиевидными известняками мощн. 8 м с пластовой жилой порфирита (5 м) и *Calliphylloceras emeryi* (Bett.). Таким же составом квирильская свита характеризуется в окр. с.Циплаваке, но мощность ее здесь сокращается на половину. В окр. с. Шроша (по ущ. р.Мачарула и ущ.р. Дзирула) в основании свиты залегают известковистые песчаники красного цвета с оолитами гематита (5 м) и *Zeilleria subdigona* (Opp.), *Z. cf. mutabilis* (Opp.). Остальную значительную часть свиты занимают брекчиевидные известняки, переслаивающиеся с мергелистыми породами (30 м) серого и фиолетового цвета. Совместно с брахиоподами встречены *Phylloceras bonarelli* Bett., *P. aff. hebertinum* (Reyn.), *Zetoceras perzetes* (Monest.), *Juraphyllites planispira* (Reyn.), и *J. libertus* (Gemm.). В окр. с.Убиса свиту представляют песчанистые известняки (25 м) с *Spiriferina cf. walcotti* (Sow.), *Chlamys cf. substriata* (Roem.) и неопределимыми до вида двустворчатыми.

В ущ. р.Сакасрула и р.Бжинеура ей соответствуют темно-серые песчанистые известняки и известковистые песчаники, переслаивающиеся с

кристаллическими известняками. В окр. с.Бжиневи, в нижних горизонтах известняков появляется конгломерат-брекчиа мощн. 5 м, сложенная обломками кварц-порфира и филлитов.

На южной периферии выступа (ущ. р.Циагисгеле) в отложениях квирильской свиты можно различить два компонента пород: нижний — известковистые слюдистые песчаники (25 м) с *Mytiloides gryphoides* (Goldf.) и *Pleuromya goldfussi* Roll., верхний — известняки темно-серого цвета (27 м). Отложения последней пачки тектонически контактируют с палеозойскими гранитами.

Переходя к вопросу о возрасте квирильской свиты, следует отметить, что несмотря на частые находки ископаемых остатков фауны, для достоверного обоснования ее принадлежности к планетарному подразделению, пригодны всего несколько форм аммонитов. Это раннеплинсбахские *Tropidoceras stahli* Opp., *Polymorphites sp. ind.*, *Acanthopleuroceras sp.* и позднеплинсбахские *Zetoceras perzetes* (Monest.) и *Calliphylloceras emeryi* (Bett.). Исходя из стратиграфических границ данных аммонитов, свита должна включать в свой состав плинсбахский ярус. Однако, как будет показано далее, вышележащие отложения также содержат позднеплинсбахские аммониты, поэтому верхнеплинсбахский подъярус в ней выделяется только частично.

Квирильская свита совершенно согласно сменяется чрезвычайно характерными красными органогенными известняками, известными еще со времен Г.В.Абиха. Цвет известняков обусловлен присутствием одного из наиболее распространенных красителей в природe — гематита.

В 1976 г. Е.К.Вахания выделил известняки в качестве шрошской свиты. Отложения свиты содержат довольно разнообразные ископаемые остатки фауны (губки, кораллы, криноидеи, плеченогие, моллюски и др.), среди которых А.И.Джанелидзе (1946) обработаны головоногие, И.Р.Кахадзе (1948) — двустворчатые, а К.Ш.Нуцубидзе (1949, 1966) — брахиоподы и моллюски. Собранный нами (Топчишвили, 1969) палеонтологический материал несколько обогащает существующий и дает возможность установить возрастную последовательноть отдельных слоев красных известняков.

Отложения шрошской свиты фаунистически наиболее полно охарактризованы в ущ. р.Квирила у с.Мартотубани. Здесь в основании свиты (8 м) встречены *Juraphyllites libertus* (Gemm.), *Phylloceras bonarelli* Bett., *P. hebertinum* (Reyn.), *Calliphylloceras emeryi* (Bett.), *Amaltheus margaritatus* Montf. и *Fuciniceras isseli* (Fuc.). Выше идет 30-метровая пачка толстослоистых известняков, к ее нижним слоям приурочены раннетоарские *Dactylioceras sp.* и *Harpoceras falcifer* (Sow.). В более верхних слоях собраны *Catacoeloceras raquinianum* (d'Orb.), *Peronoceras subarmatum* (Y. et B.), *Hildoceras bifrons* (Brug.), *Phymatoceras comense evoluta* (Renz), *P. cf. tirolense* (Hauer) и *Praehaploceras zwieselei* Monest. Верхняя половина пачки содержит позднетоарский *Calliphylloceras thevenini* (Monest.), *C. aveyronnense* (Men.), *C. nilssoni* (Heb.), *Polyplectus cf. discoides* (Ziet.), *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. quadratum* (Haug), *Pseudogrammoceras saemanni* (Dum.), *P. bingmanni* (Denk.), *Mesoteuthis tripartita* (Schloth.) и др. В верхней части (15 м) свиты на разных уровнях взяты позднетоарская *Pleydellia*

aalensis (Ziet.), ааленские *Tatrophylloceras tatricum* (Pusch), *Hammatoceras cf. tenuinsigne* Vač., *Erycites fallax* (Ben.) и др.

Из красных известняков окр. сс.Сагвине и Санахшире нами отмечаются (Топчишвили, 1969) *Calliphylloceras nilssoni* (Heb.), *C.dzirulensis* (Djan.), *Thysanoceras cornucopiae guilhomardensis* (Monest.), *Praehaploceras zwieselei* Monest., *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.), *Tatrophylloceras tatricum* (Pusch), а К.Ш.Нуцубидзе (1966) — *Phylloceras hebertinum* (Reyn.), *Calliphylloceras aveyronnense* (Men.), *Megalytoceras cf. amplum* (Opp.), *M. rasile* (Vač.), *Harpoceras coecilia* (Dum.), *Dumortieria gundershofensis* Buck. и *Pseudolioceras carezi* Monest. В ущ. р.Нарула под трансгрессивными вулканогенными отложениями байоса сохранился небольшой выход красных известняков мощн. 8 м. В нижних слоях нами обнаружены *Calliphylloceras emeryi* (Bett.), *Amaltheus subnodosus* (Y. et B.) и *A. subnodosus howarthi* Steph. Выше встречен *Calliphylloceras dzirulensis* (Djan.). Восточнее, в окр.с.Циплаваке и на правом берегу р.Глинависгеле шрошская свита содержит *Juraphyllites diopsis* (Gem.), *J. stella* (Sow.), *Calliphylloceras emeryi* (Bett.), *Thysanoceras francisci* (Opp.), *Dumortieria bleicheri* Ben. (Нуцубидзе, 1966); *Fuciniceras isseli* (Fuc.), *Harpoceras subplanatum* (Opp.), *Grammoceras quadratum* (Haug), *Tatrophylloceras tatricum* (Pusch) и др. (Топчишвили, 1969). В ущ. р.Дзирула у Самебского моста, благодаря проходящему здесь тектоническому нарушению, среди эффузивных образований порфиритовой серии выступают красные известняки мощн. 20 м. В верхних слоях известняков П.Д.Гамкрелидзе, С.С.Чихелидзе (1933) были обнаружены аммониты, которые, по определениям А.И.Джанелидзе (1946) и К.Ш.Нуцубидзе (1966), представлены руководящими видами верхнего плинсбаха — *Amaltheus margaritatus* Montf., *Pleuroceras spinatum* (Brug.) и *P. coronatum* (Quenst.). Здесь же в 1,5 м от основания известняков нами найдены *Calliphylloceras emeryi* (Bett.), *Amaltheus cf. subnodosus* (Y. et B.) и др., указывающие на позднеплинсбахский возраст отложений. В ущ. р.Дзирула, в окр. с.Шроша в нижних горизонтах свиты встречены *Amaltheus cf. subnodosus* (Y.et B.), *Juraphyllites libertus* (Gemm.), *Arieticeras sp.* и *Pasaloteuthis apicicurvata* (Blain.), верхние горизонты содержат остатки митилоцерамусов и *Calliphylloceras nilssoni* (Heb.), *C. dzirulensis* (Djan.).

На участке карьера шрошинского мрамора, находящегося в северо-восточном блоке, крутопадающего левостороннего сдвига, отложения свиты в основном сложены красными толстослоистыми органогенными известняками. Лишь в верхних слоях (3 м) появляются пелитоморфные известняки серого цвета. Мощность всего выхода известняков 30 м. Они включают следующие остатки фауны: *Spiriferina moschi krimastoneroensis* Mois., *S. alpina* Opp., *S. alpina falloti* Cor., *Zeilleria subdigona* (Opp.), *Entolium demissum* (Phill.) и *Velopecten tumidus* (Ziet.).

В окр. с.Убиса сохранились только нижние горизонты красных известняков (10 м) с *„Rynchonella" triplicata* Phill. и *Mytiloceramus cf. falgeri* (Esch.). По ущ. р.Чхриалетисгеле (с.Вертквилисчала) они имеют относительно полный характер (мощн. 20 м). Здесь совместно с многочисленными представителями двустворчатых моллюсков встречены тоарский *Mesoteuthis sulcata* (Quenst.) и ааленский *Homaloteuthis*

subbreviformis (Liss.). В районе ст.Марелиси и ст.Молити отложения шрошской свиты развиты в виде небольших выходов вдоль зоны тектонического нарушения. Здесь ее представляют мраморовидные известняки розового и красного цвета мощн. около 50 м. В ущ. р.Кацхура красные известняки выступают в крыльях антиклинального поднятия с породами древнего фундамента в ядре. В северном крыле структуры на кварцевый диорит с ксенолитами кристаллических сланцев залегают органогенные толстослоистые (50 см) пелитоморфные известняки (мощность 42 м) с пачкой (5 м) грубозернистых кварцевых песчаников и гравелитов в основании. В нижней части (26 м) красных известняков нами собраны „*Rhynchonella*" *cf. variabilis* Dav., *Salgirella alberti tenuis* Noutz., *Salgirella cf. paronai* (Haas), *Spiriferina sp.*, *Zeilleria subdigona* (Opp.) и *Chlamys cf. textoria* (Schloth.), в средней (12 м) — *Calliphylloceras nilssoni* (Heb), *Mesoteuthis tripartita* (Schloth.), *Mytiloceramus cinctus* (Goldf.), *M. dzirulensis* (Kakh.) и др., а в верхней (6 м) — *Calliphylloceras dzirulensis* (Djan.), *Tatrophylloceras cf. tatricum* (Pusch), *Costileioceras cf.costosum* (Quenst.), *Hammatoceras tenuinsigne* Vač., *Mytiloceramus liasicus* Kakh., *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. cinctus* (Goldf.) и др. Брахиоподы из нижних горизонтов красных известняков свидетельствуют об их плинсбахском возрасте. Однако, если учесть то обстоятельство, что А.И.Джанелидзе определил отсюда позднеплинсбахский *Fuciniceras boscense* (Reyn.), то без всякого сомнения они должны относиться к верхнему подъярусу плинсбаха. Возможность присутствия здесь среднего лейаса допускали еще М.Неймайер и В.Улиг (Neumayr und Uhlig, 1892), определившие остатки пентакринуса и брахиопод из материала, собранного Г.Абихом. *Costileioceras cf. costosum* (Quenst.), найденные нами в кровле известняков, указывает на принадлежность ее к нижнему аалену.

В южном крыле антиклинального поднятия, в окр. ст.Салиети мощность красных известняков шрошской свиты значительно увеличивается и достигает 150 м. Здесь они непосредственно трансгрессивно залегают на породах кристаллического фундамента. В основании известняков встречаются обломки гранитного материала.

Небольшие выходы красных органогенных известняков прослеживаются между ст.Салиети и г.Чиатура, где они через базальную пачку конгломератов и грубозернистых песчаников (5 м) залегают на кварцпорфировой толще.

В заключении, прежде чем перейти к определению возраста шрошской свиты, мы считаем необходимым привести список головоногих моллюсков, обработанных А.И.Джанелидзе (1946) из красных известняков полосы Мартотубани-Шроша. В связи с тем, что некоторые формы уже приводились при описании данных отложений, список будет неполным, но, значительно дополняет указанный нами видовой состав головоногих и тем самым способствует окончательному решению поставленной задачи. Список фауны головоногих таков: плинсбахские *Passaloteuthis virgatus* (Mayer) Dum., *Coeloteuthis palliatus* Dum., тоарские *Acrocoeloteuthis triscissus* (Jan.), *Mesoteuthis conoideus* (Opp.), позднетоар-раннеааленский *Mesoteuhis rhenanus* (Opp.), тоар-раннеааленский *Pseudobelus exilis* (d'Orb.), ааленский *Belemnopsis tshegemiensis* Krim., плинсбахские

Phylloceras cf. meneghinii (Gemm.), *P. imereticum* Neum., позднелейасский *Thysanoceras francisci* (Opp.), плинсбахские *Lytoceras czjzekii* (Hauer), *L. capellinii* Bett., раннетоарский *Peronoceras sp. aff. fibulatum* (Sow.), позднеплинсбахские *Arieticeras bertrandi* (Kil.), *Fuciniceras boscense* (Reyn.), позднетоарские *Dumortieria cf. Levesquei* (d'Orb.), *D. qundershofensis* Buckm., тоарский *Pseudolioceras lythense* (Y. et B.), позднетоарский *Hammatoceras speciosum* Jan., раннеаленский *H. cf. subinsigne* (Opp.) и тоарский *Phymatoceras comense multicostatum* Renz.

Таким образом, и эта фауна головоногих и найденные нами представители характерных родов *Amaltheus, Catacoeloceras, Harpoceras, Hildoceras, Polyplectus, Grammoceras, Pseudogrammoceras, Pleydellia* и *Costileioceras* указывают на наличие в шрошенской свите верхнего плинсбаха, тоара и нижнего аалена.

В этом списке нет ни одной формы, характерной для верхнего аалена. Видимо, он здесь вообще не сохранился под трансгрессивными вулканогенно-осадочными образованиями порфиритовой серии. Правда, угловое несогласие между вулканогенной толщей и красными известняками или присутствие конгломератов с валунами красных известняков в основании порфиритовой серии, как это отмечалось соответственно П.Д.Гамкрелидзе, С.С.Чихелидзе (1933) и И.Р.Кахадзе (1947), нашими наблюдениями не подтверждается. Однако, что между ними имеется несогласие на это указывает не мало примеров, когда фаунистически обоснованные байосские вулканогенные образования непосредственно залегают на разных горизонтах нижней юры и аалена. В частности, в ущ. р.Нарула и в окр. с.Убиса они перекрывают верхнеплинсбахские и, возможно, нижнетоарские слои шрошской свиты. В верхнем течении р.Глинависгеле на размытой поверхности мартотубанской свиты (конгломераты, кварцевые песчаники) залегает порфиритовый покров, который в том же ущелье уже южнее перекрывает красные известняки шрошской свиты. Далее в с.Бжиневи и в ущ. р.Чхеримела (между стан.Молити-Марелиси) отложения байоса несогласно залегают как на красных известняках и кварцевых песчаниках, так и на породах древнего кристаллического фундамента.

Чонтско-Гвиргвинская зона

Зона объединяет разрезы нижней юры и аалена северо-восточной периферии Дзирульского выступа от верховьев р.Дзирула до р.Лопанисцкали.

Развитые здесь отложения нижней юры и аалена с 1976 года известны под названием чонтойской свиты (Вахания, 1976). Их состав дает основание выделить два обособленных комплекса, отличающихся в восходящем разрезе по строению и условиям образования. Нижняя часть, выделяемая нами в чератхевскую свиту, резко несогласно налегает на палеозойские гранитоиды и согласно перекрывается вышележащими отложениями. В типичном разрезе по р.Чератхеви свиту слагают следующие характерные горизонты (рис. 17):

$J_1^2p_2$-t 1. Мелкообломочные конгломераты, гравелиты и грубозернистые аркозовые песчаники ..... 20 м

2. Зеленовато-серые слабопесчанистые мергелистые глины и аргиллиты с прослоями песчанистых известняков. По всей мощности пачки нами обнаружены *Amaltheus margaritatus* Montf..... 90-95м

3. Коричневатые мергелистые глины и аргиллиты с *Partschiceras sp.* и *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) ..... 40-45 м

В ущ. р.Джварисгеле (окр. с.Джвари) базальные слои чератхевской свиты сложены толстослоистыми, почти массивными грубозернистыми кварцевыми песчаниками с линзовидными пластами конгломератов (мощность 30 м). Основную часть свиты слагают мергели, мергелистые глины и аргиллиты с конкрециями глинистого сидерита и растительными остатками (200-215 м). Почти во всех слоях нижней части свиты мощн. 125 м И. Р. Кахадзе (1947), а позднее нами (Топчишвили, 1969) собраны многочисленные представители *Amaltheus margaritatus* Montf. Верхние слои мощн. 90 м содержат *Phylloceras sp.*, *Lytoceras sp.*, *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *Pseudolioceras cf. lythense* (Y. et B.), *Mytiloceramus cf. falgeri* (Esc.), *M. quenstedti* Pčel. и др.

По р. Отрия в основании свиты развиты лишь крупнозернистые кварцевые песчаники (15 м), выше переходящие в мергелистые глины (110 м) с *Amaltheus margaritatus* (Montf.) и затем в аргиллиты (60 м) с *Partschiceras sp.* и *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel). Отсюда рассматриваемые отложения непрерывной полосой тянутся к ущ. р. Дзирула и обнажаются в окр. с. Чонто, где они также содержат *Amaltheus margaritatus* (Montf.).

Восточнее, на водоразделе рр. Чератхеви и Лопанисцкали (окр. Хахулиахо) состав чератхевской свиты несколько изменен. Мергелистые породы заменяются красноватыми известняками (40 м), обогащенными песчанистым материалом. В основании известняков прослеживаются хорошо окатанные обломки гранита и трудно препарируемые органические остатки. В разрезе известняки сменяются мергелисто-глинистыми породами мощн. 150 м. Ближе к р. Лопанисцкали известняки встречаются в делювии в виде глыб мергелей и аргиллитов. В самом ущ. р. Лопанисцкали у с. Гвиргвина между образованиями древнего кристаллического фундамента и мергелями плинсбахского возраста внедрен кварцевый альбитофир (70 м). По данным Г.С. Дзоценидзе и др. (1953) этот выход эффузива относиться к доюрским образованиям. Наши наблюдения показали, что в нем встречаются ксенолиты кварцевых песчаников и внедрение его, видимо, произошло после образования терригенных отложений среднего лейаса. Последние в данном ущелье представлены пачками следующего состава:

$J_1^2p_2$-t 1. Слабопесчанистые известняки, переслаивающиеся с мергелями. Здесь нами обнаружены *Phylloceras sp.*, *Lytoceras gouthieri* (Reyn.) и *Amaltheus margaritatus* Montf ..... 60-70м.

2. Чередование фиолетовых и серых глинистых мергелей и мергелистих глин с *Partschiceras sp.*, *Grammoceras sp. (ex gr. thouarsense* d'Orb.), *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) и *M. cinctus* (Goldfus)..... 10-15м

Пластовое тело порфирита лавовой природы 40-50

3. Аргиллиты и аргиллитовые глины с прослоями алеврит-псаммитовых туффогенов в основании (Лобжанидзе, 1972). Аргиллиты содержат *Velopecten sp.* и *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.) ..... 60 м

Отложения пачки 1 по содержащимся в ней аммонитам принадлежат к верхнему плинсбаху. Возможно, верхние ее слои уже включают тоарский ярус, ибо в вышележащих отложениях пачки 2 найден позднетоарский ам-

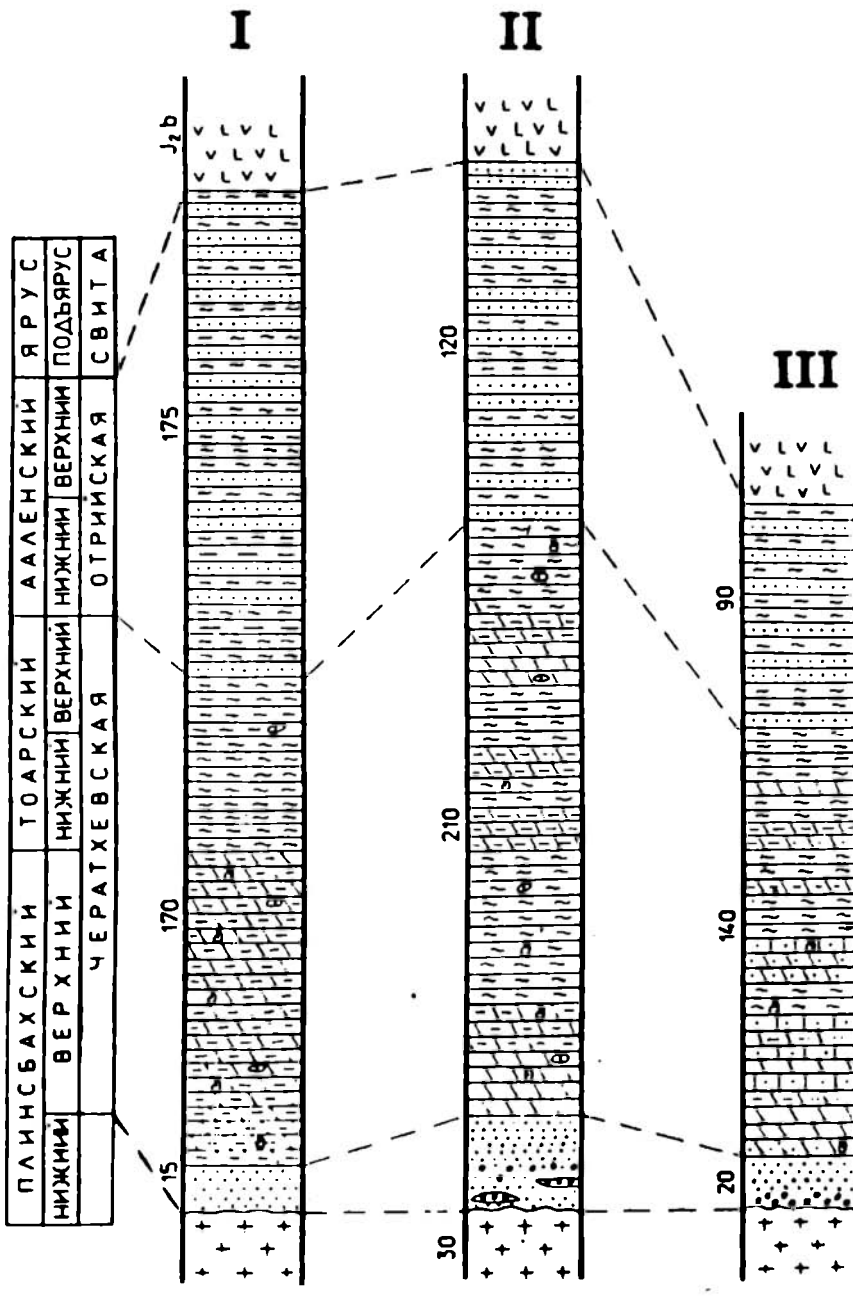

Рис.17. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений Чонтско-Гвиргвинской зоны:

I — уш. р.Отриа; II — окр. с.Джвари; III — ущ. р.Чератхеви. Усл.обозн. см. на рис. 3

монит. Видимо, отсюда или из более верхних горизонтов происходит *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), найденный С.С.Чихелидзе (1948).

Наконец, последний выход мергелисто-глинистых пород обнажен восточнее с.Гиргвина,в бас. р.Метехисцкали (окр. с.Калети), где они трансгрессивно, с конгломератами (1,5 м) в основании непосредственно залегают на кембрийских филлитах.

Таким образом, учитывая приведенный выше фактический материал, можно заключить, что хотя в целом чератхевская свита однообразна, в строениии ее намечаются определенные изменения как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях; по возрасту она соответствует верхнеплинсбахскому подъярусу и тоарскому ярусу в полном объеме.

Далее следует толща, образованная частым флишоидным чередованием аргиллитов, плотных алевролитов и мелкозернистых песчаников. Она выделяется нами под названием отрийской свиты по одноименной реке, слева впадающей в ущ.р.Дзирула. Здесь на отложения чератхевской свиты согласно залегают (рис.17):

J_2^1a 1. Зеленовато-серые аргиллиты с тонко— и среднеслоистыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами ..... 60 м

Перерыв в обнажении ..... 10 м

2. Флишоидное переслаивание средне— и толстослоистых песчаников карбонатных с аргиллитами ..... 65 м

3. Толстослоистые кварцево-слюдистые песчаники с подчиненными прослоями аргиллитов ..... 20 м

4. Коричневатые аргиллиты с редкими прослоями песчаников и алевролитов ..... 25 м

Последняя пачка согласно и постепенно переходит в вулканогенные образование порфиритовой серии. Отрийская свита почти без изменения в соотношении аргиллитов и песчаников, но несколько сокращенной мощностью (120 и 90 м), переходит в окр. с.Джвари и в ущ. р.Чератхеви. Здесь в ее верхние горизонты внедрена пластовая жила порфиритового диабаза с максимальной мощностью 30 м на левом берегу р.Чератхеви. По ущ. р.Лопанисцкали в окр. с.Гвиргвина в составе свиты встречается несколько прослоев алеврито-псаммитовых туфогенов (Лобжанидзе, 1972). Песчаники и аргиллиты секутся мощной жилой (80 м) оливинового диабаза с сферическим выветриванием. Отрийская свита, сложенная флишоидным чередованием аргиллитов и мелкозернистых разнослоистых песчаников с пластовыми жилами диабазов, прослеживается и восточнее до с.Каслети (правый склон ущ. р.Метехисцкали).

В связи с тем, что в отложениях отрийской свиты пока еще не найдены остатки характерной фауны, вопрос о возрасте решается предположительно, на основании ее стратиграфического положения в разрезе. Она согласно залегает на верхнетоарских отложениях и в свою очередь, связана согласным переходом с вулканогенами байоса. Там, где эрозией вскрыт контакт между ними, хорошо видно как терригенные образования постепенно обогащаются вулканогенным материалом, что выражено в переслаивании аргиллитов и песчаников с туфогенными песчаниками. Таким образом, наиболее вероятно допущение присутствия ааленского яруса в отрийской свите. Согласно Л.Н.Леонтьеву, В.Е.Хаину (1946) и Д.И.Панову (1976) верхние горизонты терригенных отложений охватывают также нижний

байос.

Изложенный материал показывает, что на всей территории Чонтско-Гвиргвинской зоны выделяются две свиты, отличающиеся относительно постоянным строением, разделенные четкими, видимо, изохронными границами. Они значительно отличаются от нижнеюрско-ааленских отложений предыдущей зоны. Им своействен более глубоководный характер, постепенный переход в байосские вулканогенные осадки и отсутствие нижних ярусов нижнего подотдела юрской системы.

Юго-западнее Чонтско-Гвиргвинской зоны по р.Думала (между с.Беретиса и Мандаети), под трансгрессивными осадками верхнего мела, сохранился небольшой выход прибрежных терригенных отложений. Они имеют ряд общих характерных признаков с мартотубанской свитой синемюрского возраста, но отличаются положением стратиграфических границ. Е.К.Вахания (1976) их выделил в качестве беретиских слоев. По нашему мнению, слоями наиболее широко и часто обозначаются вспомогательные бистратиграфические подразделения — слои с фауной. Поэтому нам кажется правильнее назвать рассматриваемые отложения беретискими песчаниками по слагающей характерной породе. Беретиские песчаники по неровной границе трансгрессивно залегают на древних гранитах и четко делятся на три части. Нижняя часть (25 м) образована, крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с разногалечниковыми конгломератами в основании. Средняя часть (50 м) представлена чередованием слоистых мелкозернистых слюдистых песчаников с отдельными редкими прослоями аргиллитов и обильными растительными остатками. Встречены линзы угля и известковистых песчаников, а также двустворчатые моллюски: *Pholadomya angusta* Reg., *Entolium cingulatum* Goldf., *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *M. quenstedti* (Pčel.), *Aequipecten sp.*, (Кахадзе, 1947), *Entolium cf. demissum* (Phill.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. cinctus* (Goldf.) и др. (Топчишвили, 1969). Верхняя часть построена средне- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с конгломератами в кровле. На основании указанной фауны беретиские песчаники относятся к верхнему лейасу.

Биджнисско-Цнелисская зона

Биджнисско-Цнелисская зона включает в себя территорию восточной периферии Дзирульского выступа. Нижнеюрско-ааленские отложения в пределах зоны распространены спорадически. Относительно полную их последовательность можно проследить в междуречье Орхеви и Шуагеле. Здесь проходят два тектонических разрыва, разобщающих данные отложения на три изолированных выхода. В одном из них, расположенном западнее с.Биджниси, на водораздельном хребте р.Орхеви и р.Шуагеле они построены следующим образом (разрез составлен совместно с Г.П.Лобжанидзе):

J_1s-p_1 1. Конгломераты с линзами средне— и крупнозернистых кварцевых песчаников в средней и верхней частях пачки. Хорошо окатанная галька конгломерата представлена гранитами, метаморфическими сланцами, альбитофирами и кварц-порфирами ..... 15-20 м

2. Крупнозернистые кварцевые песчаники и гравелиты с линзами мел-

ко- и среднегалечного конгломерата ..... 25 м

Перерыв в обнажении ..... 80 м

3. Слоистые средне— и крупнозернистые кварцевые песчаники ..... 5 м

Перерыв в обнажении ..... 20 м

4. Мелко— и среднезернистые кварцевые песчаники ..... 12 м

Перерыв в обнажении ..... 45 м

5. Кварцевые песчаники ..... 10 м

6. Средне— и реже крупнозернистые кварцево-слюдистые песчаники ..... 7 м

7. Мелкозернистые кварцево-слюдистые песчаники с остатками растительного детритуса ..... 10 м

Перерыв в обнажении ..... 20 м

8. Слоистые среднезернистые кварцевые песчаники..... 25 м

Эта пачка постепенно переходит в

J_1p_2 9. Аргиллиты с линзами песчанистых известняков и неопределенных до вида *Lima sp. ind* ..... 6 м

Перерыв в обнажении (судя по очертанию рельефа этот необнаженный участок сложен глинисто-аргиллитовыми породами).

Как видим, разрез подразделяется на два четко отличающихся комплекса отложений. Литологический состав нижнего из них, мощностью около 220 м указывает на его образования в мелководных условиях, соответствующих начальному этапу морской трансгрессии. Верхний, имеющий в основном глинистый характер, отвечает периоду углубления морского бассейна. По составу и стратиграфическому положению он идентичен чератхевской свите позднеплинсбахско-тоарского возраста, развитой в Чонтско-Гвиргвинской зоне. Мелководные образования, подстилающие глинистые породы, почти всеми характерными признаками и условиями накопления сопоставляются с мартотубанской свитой Кацхско-Молитской зоны. Отличие между ними состоит в стратиграфическом объеме. Данные отложения, расположенные непосредственно под верхнеплинсбахскими образованиями, наряду с синемюрским ярусом, охватывают также нижний подъярус плинсбаха. Возраст же мартотубанской свиты ограничен только синемюром. По нашему мнению, эта разница в диапазоне возрастного скольжения стратиграфических границ, не достаточна для выделения нового лито-стратиграфического подразделения. Поэтому рассматриваемые нами отложения включаются в состав мартотубанской свиты.

Второй выход мартоубанской свиты встречается в среднем течении р.Орхеви. Он представляет собой набор мелко— и среднезернистых кварцевых песчаников мощностью не менее 200 м. На левом берегу реки в основании свиты расположены среднегалечные конгломераты, сложенные породами кристаллического фундамента. Наконец, третий, сравнительно плохо обнаженный выход конгломератов и кварцевых песчаников развит в балке Заводисгеле (левый приток р.Орхеви). Среди этих грубообломочных пород имеются также прослои алевролитов и углистых сланцев. Вышележащие глинистые породы в двух последних выходах не сохранились под трансгрессивными байосскими вулканогенными образованиями. Надо полагать, что они размылись в конце нижней юры или аалена. В северной части подзоны строение и состав отложений несколько меняются. По балке Хевагеле, проходящий между с. Коби и с. Цнелиси, наблюдается следующая последовательность (Лобжанидзе, 1976):

$J_1^2p_2$. 1. Кварцево-аркозовые песчаники мощн. 3-5 м. С севера с ними контактируют послесреднелейасские породы кварц-порфира, содержащего ксенолиты известковисто-мергелистых пород.

2. Серые песчанистые известняки, постепенно переходящие в пелитоморфные известняки с обнаруженными нами *Spiriferina alpina falloti* Cor., *Zeilleria cf. mutabilis* (Opp.) и *Chlamys sp.* ..... 8-10 м

Более верхние горизонты прослеживаются в правом притоке р.Хевагеле, где они представлены песчанистыми мергелями с прослоями (0,5-2 м) и пачкой (10 м) вулканогенных пород. Общая мощность видимой верхней части разреза около 90 м.

Состав и мощность отложений, слагающих пачку 1, более всего соответсвует основанию верхнеплинсбахской чератхевской свиты, выделенной на северо-восточной периферии Дзирульского выступа. Расположенные выше известняки и мергели, видимо, должны быть отнесены к более верхним ее частям. По балке Хевагеле на разных уровнях чератхевской свиты залегает базальная пачка байоса, представленная 12-14 м брекчия-конгломератом. Она сложена слабоокатанными обломками пород кристаллического фундамента и нижней юры.

Местами, пирокластолиты и лавовые породы байоса содержат глыбы и обломки красных зоогенных известняков, внешний вид которых полностью совпадает с таковыми шрошской свиты позднеплинсбахско-раннеааленского возраста.

Наиболее крупная глыба длиной 110 м, шириной 25 м встречается в ущ. р.Цеданисцкали (окрестности с.Цедани). В ней найдены позднелейасский *Mytiloceramus pseudoinconstans* (Kakh.) и *M. quenstedti* (Pčel.). Вторая глыба длиной 16м с *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.), *M. cf. samebensis* (Kakh.) и *M. pseudoinconstans* (Kakh.) развита в балке Сакиресгеле. В 20 м южнее отмечается еще одна глыба (Лобжанидзе, 1965) с *Mytiloceramus dzirulensis* (Kakh.), *M. samebensis* (Kakh.), *M. fuscus* (Quenst.), *M. cf. tchalensis* (Kakh.), *M. amygdaloides* (Goldf.) и тоар-ааленским *Calliphylloceras cf. dzirulensis* (Djan.)

Присутствие красных известняков среди вулканогенов байоса указывает на важную деталь: в предбайосское время, в пределах зоны, параллельно с описанными терригенными образованиями, развивались и красные зоогенные известняки. Таким образом, здесь на определенных стратиграфических уровнях происходило фациальное замещение, и изохронные толщи выражены фациями как Кацхско-Молитской, так и Чонтско-Гвиргвинской зон.

Локско-Храмская зона

Нижнеюрско-ааленские отложения в виде узкой почти непрерывной полосой окаймляют Локский выступ древних кристаллических пород. Сравнительно ограниченно они развиты на Храмском выступе, где ими сложены несколько изолированных выходов, сосредоточенных на его восточной и южной периферия.

Первая местная схема стратиграфического подразделения этих отложений, обоснованная аммонитами, предложена К.Е.Габуния, П.Д.Гамкрелидзе (1942). По их данным, в основании юрского разреза выделяется

свита кварцевых песчаников нижнего лейаса, переходящая выше в свиту слюдистых песчаников и сланцев нижнего и среднего лейаса. В дальнейшем почти все исследователи разделяли представление о двучленном делении данных отложений, правда, с несколько иными возрастными границами. Лишь Д.И.Панов (1978) расчленил их на три обособленных комплекса.

Наши исследования полностью подтвердили последнее мнение. В действительности, каждый из комплексов отложений характеризуется определенным типом разреза и сохраняет строение по всей территории своего развития.

В пределах зоны, нижнеюрско-ааленские отложения трансгрессивно налегают на все доюрские образования. Они начинаются грубозернистой толщей (рис.18), выделенной В.И.Зесашвили под названием мошеванской свиты. Базальные слои свиты-конгломераты сложены хорошо окатанными гальками кислых эффузивов, реже — кристаллических сланцев, гранитов, кварца и кварцевых песчаников. Конгломераты отличаются непостоянной мощностью. В ущ. р.Горасцкали и Локчай (уроч.Ортапоста) их мощн. 2 м; в верховье р.Локчай и по рр.Баритисхеви и Домблутки — 35-40 м. В окр. с.Сафарло, на правом берегу р.Мошевани они значительно увеличиваются в мощности и достигают 60-70 м. Конгломераты встречаются и выше в составе кварцевых песчаников, которые занимают основную часть мошеванской свиты. В нижних горизонтах песчаники массивные, грубо— и крупнозернистые с линзовидными слоями конгломератов и гравелитов. В верхней части они слоистые, средне— и крупнозернистые, с линзами мелкогалечниковых конгломератов. По всей мощности встречаются отдельные гальки подстилающих пород и обугленные растительные остатки. В ущ. рр.Домблутки, Горасцкали и по второму левому притоку р.Гюльмагометчай среди кварцевых песчаников появляются отдельные прослои мелкозернистых слюдистых песчаников и алевролитов. Мощность кварцевых песчаников на Локском выступе 45-170 м, а на Храмском выступе до 4-10 м.

По второму левому притоку р.Гюльмагометчай нижние горизонты мошеванской свиты содержат ископаемые остатки флоры *Equisctum beanii* (Bunb.) Harris, *Phoenicopsis angustibolia* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. и др. (Сванидзе, 1971). Эти формы впервые появляются в нижней юре и исключают возможность принадлежности вмещающих их слоев к более древним образованиям. Верхние горизонты свиты согласным переходом связаны с фаунистически обоснованными нижнесинемюрскими отложениями (см.далее), следовательно наиболее соответствующим уровнем в общей стратиграфической шкале для мошеванской свиты является геттангский ярус.

Мошеванская свита по вертикали сменяется весьма выдержанной толщей мелкозернистых слюдистых песчаников. Они объединялись в течение многих лет с вышележащей толщей аргиллитов и песчаников в свиту слюдистых песчаников и сланцев (Габуния, Гамкрелидзе, 1942) или, по В.И.Зесашвили, в поладаурскую свиту. В 1978 г. Д.И.Панов обособил слюдистые песчаники в локчайскую свиту. Она, по его данным, местами с размывом налегает на отложения мошеванской свиты. В подтверждение этого мнения им отмечается присутствие в основании локчайской свиты (по р.Локчай) 1 м пласта слюдистого алевролита с редкой галькой кварцевых песчаников. По нашим наблюдениям, свита везде, без исключения, согласно на-

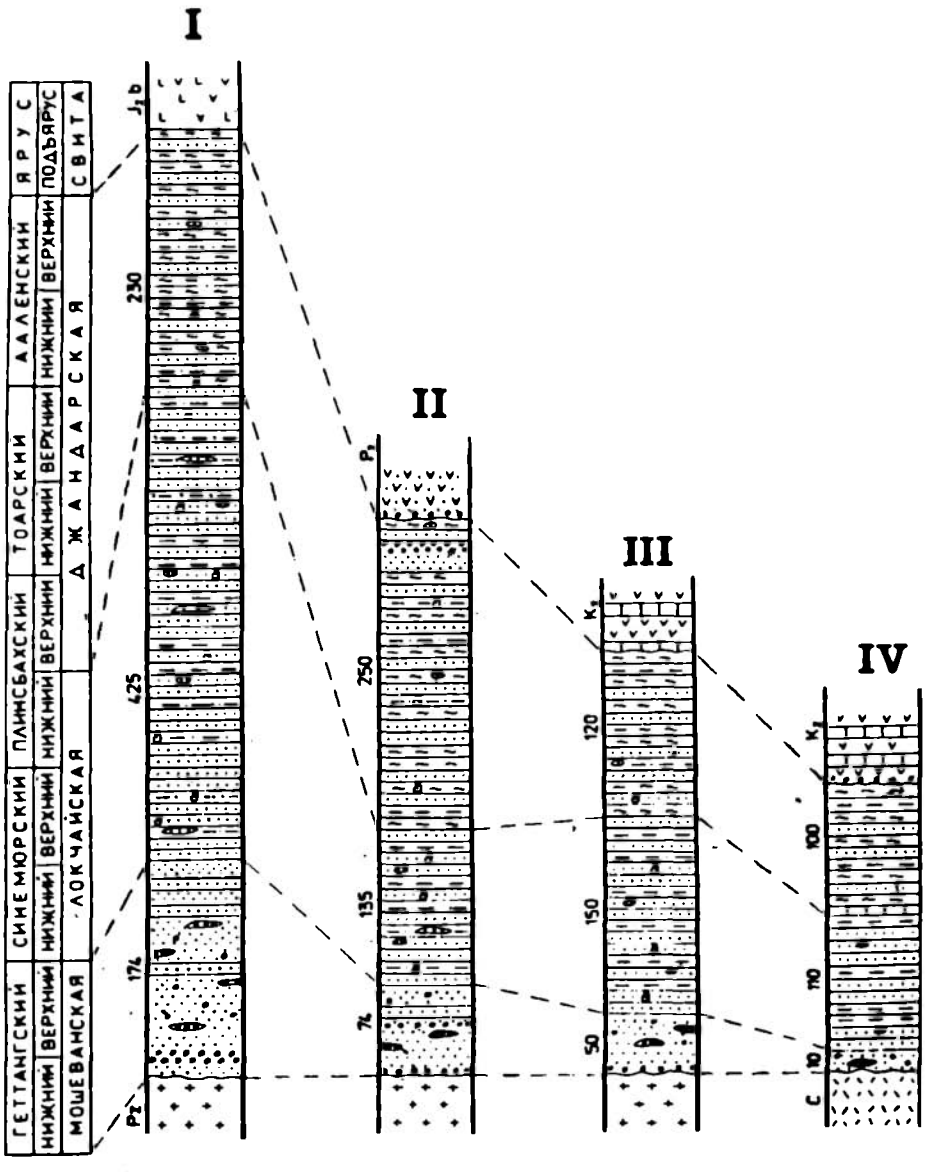

Рис. 18. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений Локско-Храмской зоны:

I — бас.р.Гюльмагометчай; II — ущ.р.Горасцкали; III — ущ. р.Локчай (уроч.Ортапоста); IV — левобережье р.Храми. Усл.обозн. см. на рис. 3

легает на мошеванскую свиту. Более того, на отдельных участках (р.Горасцкали, истоки р.Локчай и бас.р.Гюльмагометчай), где в кровле мошеванской свиты среди кварцевых песчаников встречаются слои мелкозернистых слюдистых песчаников и алевролитов, переход между ними совершенно постепенный. Указанная галька кварцевых песчаников, вероятно, относится к мошеванской свите, отложения которой образовались в прибрежной зоне морского дна и характризуются обилием галек аналогичного состава.

Один из разрезов, наиболее удачно охарактеризованных фаунистически, нами составлен по второму левому притоку р.Гюльмагометчай (восточная периферия Локского выступа):

$J_1^1s_1$ 1. Темно-серые мелкозернистые слюдистые песчаники и песчанистые алевролиты с линзами ожелезненных карбонатных пород и многочисленными остатками растительного детритуса. В нижних горизонтах нами обнаружены *Arnioceras kridioides* (Hyatt), *A. sp.*, *Chlamys textoria* (Schloth.) и *Pholadomya voltzi* Agas. На уровне этой пачки Ш.К.Китовани отмечает присутствие *Partschiceras cf. partschi* (Stur.), *Metophioceras cordieri* (Can.), *Arietites sp. ind.*, *Eoderoceras (?) sp. ind.*, *Mytiloceramus pholadauriensis* (Sess.) и др....60м

2. Пластовая жила основного состава ..... 25 м

Перерыв в обнажении ..... 50 м

3. Мелкозернистые слюдистые песчаники с двустворчатыми моллюсками и аммонитами, которые по нашим определениям, относятся к *Paracoroniceras sp.*, *Oxynoticeras sp.*, *Mytiloceramus depressus* (Münst.) и *M. quenstedti* (Pčel) .....30 м

4. Главным образом толстослоистые мелкозернистые слюдистые песчаники темно-серого цвета, переходящие местами в алевролиты. Встречаются конкреции карбонатных пелитолитов и остатки многочисленных аммонитов: *Vermiceras ultraspiratum* Fuc., *V. spiratissimum* (Quenst.), *V. francisci* Fuc., *V. cf. solarioides* Cos., *V. cf. scylla* (Reyn.), *V. sp.*, *Metophioceras cordieri* (Can.), *Arnioceras italicum* Fuc., *A. ceratitoides* (Quenst.) и *A. harpoides* Erb. (Топчишвили, 1989) ..... 30 м

5. Серые мелкозернистые слюдистые песчаники и алевролиты с обилием растительного детритуса и остатками моллюсков. В кровли нами собраны *Vermiceras sp.*, *Arnioceras ceratitoides* (Quenst.), *A. harpoides* Erb., *A. italicum* Fuc., *Mytiloceramus quenstedti* (Pčel.) ..... 60 м

$J_1^1s_2$ 6. Песчаники светло-серые мелкозернистые, очень сильно слюдистые. Встречаются отдельные пласты алевролитов, а также конкреции и линзы карбонатных пород. Песчаники переполнены остатками растительного детритуса. В нижних горизонтах нами найдены *Partschiceras sp.* и *Chlamys priscus* (Schloth.), а в самых верхних- *Gleviceras cf. sulcatum* (Pia) и *Tropidoceras cf. ellipticum* (Sow.) .....130 м

Очевидно, из отложений последней пачки происходят аммониты, указанные Д.И.Пановым (1978): *Microderoceras cf. birchi* (Sow.) и *M.sp.*

$J_1^2p_1$ 7. Прерывистые выходы средне— и толстослоистых песчаников с линзами известняков и *Tropidoceras cf.masseanum* (d'Orb.) ..... 90 м

Несколько комплексов аммонитов, приведенных в разрезе четко ограничивают стратиграфический объем свиты. Из нижней части свиты (200 м) происходят раннесинемюрские виды родов *Arietites, Vermiceras, Metophioceras* и *Arnioceras,* из средней части (130 м) — *Microderoceras*

cf.birchi (Sow.), характеризующий кровлю нижнего синемюра; выше встречены позднесинемюрский *Cleviceras cf. sulcatum* (Pia) и позднесинемюрско-раннеплинсбахский *Tropidoceras cf. ellipticum* (Sow.). Верхняя часть разреза охарактеризована только одним раннеплинсбахским *Tropidoceras cf. masseanum* (d'Orb.), указывающим на то, что в свите, наряду с синемюрским ярусом должен выделяться и нижний плинсбах.

Севернее по ущ. р.Бежаназарсу мощность свиты сокращается до 135 м. Ее основание включает раннесинемюрские виды: *Vermiceras ultraspiratum* Fuc., *V. spiratissimum* (Quenst.), *V. francisci* Fuc., *Paracoroniceras sp.*, *Metophioceras cordieri* (Can.) и *M. sp.* (Топчишвили, 1988).

Здесь же К.Е.Габуния, П.Д.Гамкрелидзе, без точной привязки к разрезу, отмечают находку *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.). По-видимому, указанный вид своим происхождением связан с кровлей свиты, ибо в соседнем разрезе (бас. р.Гюльмагометчай) он встречен именно на этом уровне. В ущ. р.Баритисхеви слюдистые песчаники содержат дайки порфиритов и диабазов мощн. от 1 до 4-6 м. Общая мощность всей свиты составляет здесь 200 м. В песчаниках нами собраны *Chlamys textoria* (Schloth.), *Entolium disciformis* (Schüb.), раннелейасский *Mytiloceramus depressus* (Münst.), *Pholadomya corrugata* Koch et Dunk. и синемюрская *Pleuromya toucasi* Dum.

В стратотипическом разрезе, расположенном в центральной части северной периферии Локского выступа, в районе уроч. Ортапоста, локчайская свита представлена темными полимиктовыми слюдисто-плагиоклазово-кварцевыми песчаниками и песчанистыми алевролитами мощн. 150 м. К нижним слоям песчаников приурочены раннесинемюрские *Epammonites cf. latisulcatus* (Quenst.), *Vermiceras aff. supraspiratum* (Wähn.) и *Metophioceras cordieri bifurcata* Nout. К более верхним — раннесинемюрские *Microderoceras cf. birchi* (Sow.), *M. sp. (ex gr. aff. birchi* Sow.) и позднесинемюрский *Oxynoticeras cf. haueri* Fuc. (Зесашвили, Чихрадзе, 1965). Последняя форма в действительности представляет собой *Oxynoticeras cf. doris* (Reyn.) (Pia, 1914), поэтому в дальнейшем мы будем ее рассматривать под этим названием. Д.И.Пановым (1978) из песчаников уроч. Ортапоста указано несколько находок неопределенных до вида синемюрских родов — *Vermiceras sp.*, *Microderoceras sp.* и *Xipheroceras (?) sp.* Нами также найден плохо сохранившийся аммонит, принадлежащий роду *Microderoceras*. Присутствие в данном разрезе самой верхней части синемюрского яруса подтверждается находками *Echioceras raricostatum* (Ziet.) и *Epideroceras steinmanni* (Hug) (Зесашвили, 1955).

Несколько западнее, в ущ. р.Домблутки отложения локчайской свиты изменены, сульфидизированы и окварцованы. Их мощность возрастает до 280 м. В свите встречаются остатки растительного детритуса и двустворчатые моллюски — *Pholadomya corrugata* Koch et Dunk., *P. cf. decorata* Hartm. in Ziet.

На западной периферии выступа по р.Мошевани и в низовьях ее правого притока р.Горасцкали нижние горизонты (80 м) толщи (135 м) слюдистых песчаников содержат *Arnioceras sp.*, *Entolium disciformis* (Schüb.), *Lima punctata* (Sow.), *Pholadomya cf. decorata* (Hartm.), *P. voltzi* Agas. и *Pleuromya striatula* (Agas.) (Топчишвили, 1988); *Vermiceras sp.* и раннесинемюрский *V. cf. spiratissimum* (Quenst.) (Зесашвили, 1967; Панов, 1978). В более верхних горизонтах (20 м) собраны *Microderoceras*

sp. и *M. cf. birchi* (Sow.) (Панов, 1978; Топчишвили, 1988). А еще выше, в 15-20-метровой пачке слюдистых песчаников нами обнаружены *Paltechioceras elicitum* Buck., *P. dignatum* Truem.- et Will., *P. rothpletzi* (Böse), *Epideroceras steinmanni* (Hug) и *E. lorioli* (Hug) — формы, свойственные кровле синемюрского яруса.

Юго-восточнее мелкозернистые слюдистые песчаники локчайской свиты мощн. 85-90 м выступают в истоках р.Локчай, где они несколько обогащены карбонатным материалом. В отложениях свиты встречены ранне— и среднеюрский *Chlamys textoria* (Schloth.), геттанг-раннеплинсбахская *Pholadomya corrugata* Koch et Dun. и плинсбахский *Pentacrinus goniogenos* Pomp. Последняя форма связана с верхними слоями свиты и позволяет утверждать, что она включает в свой состав и часть плинсбахского яруса.

Локчайская свита без существенных изменений вскрывается на поверхности Храмского выступа. Здесь среди слюдистых песчаников встречаются более грубые кварц-полимиктовые слабослюдистые песчаники. Мощность свиты меняется от 15 до 100-110 м. В слюдистых песчаниках (80 м), развитых на участке дороги сс.Навтиани-Земо-Ахкалафа, нами найден ранне- и среднелейасский *Chlamys priscus* (Schloth.).

Суммируя все изложенное выше, можно сказать, что локчайская свита в целом однообразна и отличается постоянством строения. Анализ аммонитов, содержащихся в ней, показывает, что основная часть свиты относится к синемюрскому ярусу от нижней его зоны *Arietites bucklandi* до самой верхней зоны *Echioceras raricostatum* включительно. Однако верхние горизонты свиты поднимаются и выше, в нижний плинсбах, так как по второму левому притоку р.Гюльмагометчай и по р.Бежаназарсу они содержат раннеплинсбахский *Tropidoceras cf. masseanum* (d'Orb.).

Заканчивается разрез нижней юры и аалена флишоидной толщей джандарской свиты (Панов, 1978), согласно залегающей на локчайской свите. Наиболее характерна джандарская свита в ущ. р. Горасцкали (см.рис.1). Здесь в опущенном блоке широтного разлома за кварцевыми и слюдистыми песчаниками в юго-западном направлении следуют:

$J_1^{2+3}p_2$-t 1. Черные аргиллиты, переслаивающиеся с серыми тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами (до 10 см). Отдельные пласты песчаников достигают мощн. 40-50 см. В основании пачки внедрена жила диабаза (5 м). В верхних горизонтах нами найдены *Harpoceras cf. falcifer* (Sow.) и *H. sp.* ..... 40 м

2. Флишоидное переслаивание аргиллитов, тонкослоистых алевролитов (1-4 см) и мелкозернистых средне— и толстослоистых песчаников (15-40 см), местами с полосчатой текстурй. Аргиллиты содержат многочисленные мелкие конкреции сферической формы. Встречены *Grammoceras cf. penestriatulum* Buck., *Dumortieria cf. striatulocostata* (Quenst.) и *Cucullaea sp.* ..... 80 м

J_2^1a 3. Аналогичные породы (20 м), переходящие выше в черные аргиллиты с прослоями тонкослоистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Обильно содержат конкреции сидерита. В осыпи найден нами аммонит, принадлежащий *Ludwigia murchisonae* (Sow.) ..... 35 м

Перерыв в обнажении ..... 50-60 м

4. Коричневато-серые средне— и толстослоистые среднезернистые кварцевые песчаники с тонкими прослоями аргиллитов. Местами пес-

чаники переходят в гравелиты. В верхних горизонтах появляются конгломераты (40 см) с галькой аргиллитов. Отдельные обломки аргиллитов встречаются и в песчаниках. Пачка содержит вулканическое тело дацитового состава (5 м) ..... 15-17 м

Перерыв в обнажении ..... 30 м

5. Чередование аргиллитов и мелкозернистых тонкослоистых (5 см) песчаников с конкрециями сидеритов ..... 30 м

Выше обнажаются вулканогены среднего эоцена с конгломератами в основании.

Кроме отмеченных в разрезе аммонитов, отсюда в разные годы взяты раннетоарский *Peronoceras fibulatum* (Sow.) (Зесашвили, 1967), позднетоарский *Grammoceras cf. fluitans* (Dum.), раннеааленский *Costileioceras cf. costosum* (Quenst.) (Комар, Высоцкий) и позднетоарский *Pseudogrammoceras cf. fallaciosum* (Bayle). Все аммониты являются руководящими формами и позволяют с полным основанием утверждать, что в 240 м толще аргиллитов и песчаников представлены тоарский и ааленские ярусы полностью. Самые нижние слои (35м) разреза палеонтологически не обоснованы, но их стратиграфическое положение (подстилают нижнетоарские отложения) и присутствие в соседних разрезах на том же уровне позднеплинсбахских аммонитов, дает основание сделать вывод об их принадлежности к верхнему плинсбаху.

На левом склоне р.Мошевани, отложения джандарской свиты (110 м) секутся мощными телами альбитофиров. В одном из выходов, сложенных аргиллитами, переслаивающимися с слюдистыми песчаниками, нами найдены *Phymatoceras cf. narbonense* (Buck.), *Mytiloceramus cinctus* (Goldf.) и *M. Amygdaloides* (Goldf.). В истоках р.Джандарчай, свита (100 м) непосредственно контактирует с гранитоидами кристаллического фундамента. Здесь как песчаники, так и аргиллиты обогащены растительными остатками и конкрециями сидерита. Песчаники часто карбонатные, включают обломки аргиллитов; нередко прослеживаются флишевые фигуры. В 30 м от основания свиты встречается *Harpoceras sp.*, несколько выше — *Mytiloceramus fuscus* (Quenst.). По р.Гюльмагометчай в флишоидной толще мощн. 230м присутствуют позднеплинсбахский *Pleuroceras cf. spinatum* (Brug.), *Peronoceras cf. fibulatum* (Sow.), *Variamussium pumilum* (Lam.), *Ctenostreon electra* (d'Orb.), *Pleuromya goldfussi* Roll. и *Mytiloceramus dubius* (Sow.).

В ущ. р.Бежаназарсу отложения джандарской свиты развиты в виде двух выходов. Один из них, выступающий в 2000 м от устья реки, представляет собой 4-метровую пачку сохранившуюся от предсеноманской эрозии. Второй, более мощный выход (150 м) вскрыт в истоках р.Бежаназарсу. Его слагают флишоидно чередующиеся песчаники и аргиллиты с раннетоарским *Hildoceras lateplicata* Nout., позднетоарским *Grammoceras sp. (ex gr. fallaciosum* Bayle) и раннеааленским *Hammatoceras subinsigne* (Opp.). Джандарская свита мощн. 150 м с незначительными изменениями в соотношении аргиллитов и песчаников обнажается в низовьях р.Баритисхеви, где в связи с проходящим здесь крупным разломом она непосредственно контактирует с мошеванской свитой. Несколько выше по течению прослеживается второй выход (до 40 м), имеющий уже нормальное взаимоотношение с подстилающими образованиями. В ущ. р.Локчай

(уроч. Ортапоста) свита выражена чередованием пачек флишоидного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников (120 м) *с Amaltheus margaritatus* Montf., *A sp.*, *Pentacrinus subangularis* Mill. и *P. laevisutus* Pomp., собранных в нижних горизонтах толщи. Далее на запад, по ущ. р.Домблутки в джандарскую свиту внедрены мощные дайкообразные экструзивы и пластовые жилы липаритов и липарито-дацитов, под воздействием которых отложения сильно изменены и установить их первичную структуру часто почти невозможно. Исключение составляет основание свиты, представленное чередованием тонко— и среднеслоистых песчаников и аргиллитов (45 м). Общая мощность свиты не более 240 м. Измененные породы местами переходят по простиранию в песчанистые алевролиты с *Mytiloceramus amygdaloides* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.) и позднеааленской *Ludwigia sp. (ex gr. murchisonae* Sow.).

Таким образом, как видно из списков фауны, происходящих из отложений джандарской свиты, большинство аммонитов отличается ограниченным стратиграфическим распространением и указывает на принадлежность, содержащих их слоев к верхнему подъярусу плинсбаха, тоарскому и ааленскому ярусам.

На храмском выступе свиту в основном слагают аргиллиты и песчаники с флишевыми фигурами на нижних поверхностях пластов. Лишь в истоках р.Питаретисхеви в ее основании залегают серые пелитоморфные известняки и мергели (4 м) с члениками криноидей. Общая мощность свиты здесь достигает 100 м, западнее в окр. с.Диди-Гомарети она сокращается до 70 м.

Сопоставляя эти отложения с аналогичными, развитыми на Локском выступе, можно вполне уверенно высказаться, что они и здесь должны занимать стратиграфический уровень, соответствующий интервалу от верхнего плинсбаха до аалена включительно. Правда, из нижнеюрско-ааленских отложений Храмского выступа отмечаются (Зесашвили, 1967) находки двустворчатых моллюсков, но все они указываются без точной привязки к разрезу и, естественно, использовать их для стратиграфических выводов невозможно.

Заканчивая характеристику местных стратиграфических подразделений Локско-Храмской зоны, следует остановиться на одном факте: в скважине, пробуренной на правом берегу р.Ахкерпчай (восточнее р.Баритисхеви) были вскрыты красные зоогенные пелитоморфные известняки (27 м) *с Mytiloceramus cf. quenstedti* (Pčel.) и *M. cf. amygdaloides* (Goldf.), чередующиеся с известковистыми туфами кислого состава и туфоизвестняками (Гогишвили, Кипиани, 1975). Над зоогенными известняками развиты туфопесчаники мощн. 25 м. Возможно, эти отложения представляют собой одну из фаций джандарской свиты.

ГЛАВА Ш

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НИЖНЕЮРСКИХ И ААЛЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ ПО АММОНИТАМ

Первая попытка зонального деления нижнеюрских и ааленских отложений Грузии была сделана К.Ш.Нуцубидзе (1962), которая в нерасчлененном разрезе выделяла зоны, фактически представляющие собой лишь слои с фауной. В дальнейшем результатами наших работ (Топчишвили, 1978, 1987) в определенной степени были восполнены пробелы в зональной стратиграфии нижней юры-аалена. В 1984 г. все материалы, известные до 1980 г., В.И.Зесашвили и др. были сведены в стратиграфическую схему юрских отложений Закавказья (Решение...., 1984).

Зональное биостратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений основано на руководящих видах аммонитов. Они, как известно, необычайно быстро эволюционируют во времени и расселяются в различных морских бассейнах мирового океана практически одновременно. Эти свойства в сочетании с частой встречаемостью в различных фациях обусловливают их высокое стратиграфическое значение.

Аммониты из нижнеюрских и ааленских отложений Грузии отличаются большим разнообразием состава (табл. I). Присутствие здесь многих архистратиграфических родов и видов, среди которых встречаются и индекс-аммонинты, позволяют распознать зоны Западной Европы.

В случае, если стратиграфический диапазон индекс-вида в Грузии отличается от западных аналогов устанавливается провинциальная зона-лона. Стратиграфические границы зонального подразделения определяются в разрезе сменой состава характерных комплексов аммонитов, соответствующих определенному этапу в эволюции органического мира.

За эталон принято зональное деление, предложенное В.Аркеллом (1961), с некоторыми изменениями в соответствии с решением Комиссии МСК (Зоны юрской системы СССР, 1982).

Остатки аммонитов развиты почти по всей площади распространения нижнеюрско-ааленских отложений (см.рис. 1). Значительная часть видов происходит из синемюрских, верхнеплинсбахских, тоарских и нижнеааленских отложений. В нижнем подъярусе плинсбаха и в верхнем аалене количество видов значительно сокращается. Геттангский ярус фаунистически пока не обоснован. Правда, из известняков Кахети описываются (Химшиашвили, 1974) два представителя геттангского рода *Ectocentrites*. Однако они очень плохой сохранности и лишены почти всех характерных морфологических признаков, поэтому установление с их помощью возраста вмещающих пород может привести к существенным недоразумениям.

Наиболее древние раннесинемюрские аммониты известны как в пределах Складчатой системы Большого Кавказа, так и на территории Закавказской межгорной области и Складчатой системы Малого Кавказа.

Таблица 1

Распространение нижнеюрских и ааленских аммонитов Грузии

Аммониты из нижнеюрских и ааленских отложений Грузии										
Наименование аммонитов		Стратиграфическое распространение								
		Геттанг	Синемюр		Плинсбах		Тоар		Аален	
			Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний
1		2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Juraphyllites diopsis (Gem.)									
2	J. eximus (Hauer)									
3	J. stella (Sow.)									
4	J. planispira (Reyn.)									
5	J. liberius (Gem.)									
6	Phylloceras bonarelli Bet.									
7	P. heberlinum (Reyn.)									
8	P. imereticum (Neum.)									
9	Partschiceras striatocostatum (Men.)									
10	Zetoceras perzetes (Monest.)									
11	Calliphylloceras emeryi (Bet.)									
12	C. supraliasicum (Pomp)									
13	C. nilssoni (Hee.)									
14	C. dzirulensis (Djan.)									
15	C. thevenini (Monest.)									
16	C. aveyronnense (Men.)									
17	Tatrophylloceras chonomphalum (Uač.)									
18	T. tatricum (Pusch)									
19	Cytoceras czjzekii (Hauer)									
20	C. gauthieri (Reyn.)									
21	C. rasile Uač.									
22	Thysanoceras francisci (Opp.)									

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
23	*T. cornucopiae guilhomardensis (Mon.)*						—			
24	*Megalytoceras cf. amplum (Opp.)*								—	—
25	*Arietites sp.*		—							
26	*A. bisulcatus (Brug.)*		—							
27	*Coroniceras aff. schloenbachi (Reyn.)*		—							
28	*C. sp. (rotiformis Sow.?)*		—							
29	*Megarietites sp.*		—							
30	*Epammonites latisulcatus (Quenst.)*		—							
31	*Vermiceras scylla (Reyn.)*		—							
32	*V. spiratissimum (Quenst.)*		—							
33	*V. francisci Fuc.*		—							
34	*V. ultraspiratum Fuc.*		—							
35	*V. cf solarioides Cos.*		—							
36	*V. spiratissimum latesella Ere.*		—							
37	*Paracoroniceras sp.*		—							
38	*Metophioceras cordieri (Can.)*		—							
39	*M. cordieri bifurcata Nouty.*		—							
40	*Arnioceras ceratitoides (Quenst.)*		—							
41	*A. ceratitoides mexicanum Ere.*		—							
42	*A. italicum Fuc.*		—							
43	*A. harpoides Ere.*		—							
44	*A. geometricoides Ere.*		—							
45	*A. cf. miserabile (Quenst.)*		—							
46	*A. cf. speciosum Fuc.*		—							
47	*A. kridioides Hyatt*		—							
48	*Euasteroceras sp.*		—	—						
49	*Oxynoticeras cf. doris (Reyn.)*			—						
50	*Gleviceras cf. sulcatum (Pia)*			—						

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
51	Radstockiceras cf. euvignieri (d'Orb.)			—	—					
52	Echioceras raricostatum (Ziet.)			—						
53	E. cf. rieteni (Quenst.)			—						
54	Paltechioceras elicitum Buck.			—						
55	P. favrei (Hug)			—						
56	P. nobile (Truem. et Wil.)			—						
57	P. studeri (Hug)			—						
58	P. dignatum (Truem. et Wil.)			—						
59	P. rothpletzi (Böse)			—						
60	P. rectocostatum (Truem. et Wil.)			—						
61	P. aureolum (Buck. et Simps.)			—						
62	P. bavaricum (Böse)			—						
63	P. boehmi (Hug)			—						
64	Leptechioceras meigeni (Hug)			—						
65	L. cf. nodotianum (d'Orb.)			—						
66	Microderoceras cf. birchi (Sow.)		—							
67	Epideroceras steinmanni (Hug)			—						
68	E. loriolí (Hug)		—	—						
69	E. tchedimicum Topchish.			—						
70	Polymorphites sp.				—					
71	Platypleuroceras variscol Par.				—					
72	Uptonia angusta (Quenst.)				—					
73	Acanthopleuroceras sp.				—					
74	Tropidoceras masseanum (d'Orb.)				—					
75	T. stahli (Opp.)				—					
76	T. cf. ellipticum (Sow.)			—	—					
77	Androgynoceras cf. latecostatum (Sow.)				—					
78	Amaltheus margaritatus Montf.					—				

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
79	*A. suenodosus (Y. et B.)*					—				
80	*A. suenodosus howarthi Steph.*					—				
81	*A. laevigatus How.*					—				
82	*A. cf. reticularis (Sims.)*					—				
83	*A. striatus How.*					—				
84	*A. stokesi (Sow.)*					—				
85	*Pleuroceras spinatum (Brug.)*					—				
86	*P. coronatum (Quenst.)*					—				
87	*Dactylioceras sp. ind.*									
88	*Peronoceras suearmatum (Y. et B.)*						—			
89	*P. fisulatum (Sow.)*						—			
90	*Collina gemma Bon.*						—	—		
91	*Catacoeloceras raquinianum (d'Orb.)*									
92	*Arieticeras bertrandi (Kill.)*					—				
93	*A. cf. algovianum (Opp.)*					—				
94	*Fontanelliceras sp.*									
95	*Harpoceras falcifer (Sow.)*						—			
96	*H. mulgravium (Y. et B.)*						—			
97	*H. coecilia (Rein.)*						—			
98	*H. sueplanatum (Opp.)*							—		
99	*Paltarpites argutus (Buck.)*									
100	*Fuciniceras boscense (Reyn.)*					—				
101	*F. isseli (Fuc.)*					—				
102	*Maconiceras sp.*						—			
103	*Pseudolioceras lythense (Y. et B.)*							—		
104	*P. carezi Monest.*							—		
105	*Polyplectus discoides (Ziet.)*							—		
106	*Praehaploceras zwieselei Monest.*						—			

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
107	Hildoceras bifrons (Brug.)						–			
108	H. cf. sublevisoni Fuc.						–			
109	H. lateplicata Noutz.						–			
110	Hildaites serpentinus (Rein.)						–			
111	Orthildaites orthus Buck.						–			
112	Grammoceras thouarsense (d'Orb.)							–		
113	G. striatulum (Sow.)							–		
114	G. penestriatulum Buck.							–		
115	G. cf. quadratum (Haug)							–		
116	G. cf. subquadratum Buck.							–		
117	G. fluitans (Dum.)							–		
118	Pseudogrammoceras pachu Buck.							–		
119	P. fallacosum (Bayle)							–		
120	P. subregale Pin.							–		
121	P. cotteswoldiae Buck.							–		
122	P. thushethicum Topchish.							–		
123	P. cf. singmanni (Denck.)							–		
124	P. cf. muelleri (Denck.)							–		
125	P. saemanni (Dum.)							–		
126	Pleydellia aalensis (Ziel.)							–		
127	P. crinita (Buck.)							–		
128	P. subcompta (Bran.)							–		
129	P. lotharingica (Bran.)							–		
130	Dumortieria radiosa (Seeb.)							–		
131	D. bleicheri Ben.							–		
132	D. subundulata (Bran.)							–		
133	D. tabulata Buck.							–		
134	D. gundershofensis (Haug)							–		

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
135	D. brancoi Ben.							–		
136	Dumortieria pseudoradiosa (Bran.)							–		
137	D. mactra (Dum.)							–		
138	D. cf. costula (Rein.)							–		
139	D. moorei (Lyc.)							–		
140	D. exigua Buck.							–		
141	D. suevica (Haug)							–		
142	D. striatulo-costata (Quenst.)							–		
143	D. sparsicostata (Haug)							–		
144	D. levesquei (d'Orb.)							–		
145	Catulloceras sp.							–		
146	Tmetoceras scissum (Ben.)								–	
147	Leioceras opalinum (Rein.)									
148	L. comptum (Rein.)									
149	L. götzendorfensis (Dorn.)								–	
150	Costileioceras costosum (Quenst.)									
151	C. suecostosum (Buck.)									
152	C. costatum (Horn)									–
153	Ludwigia bradfordensis (Buck.)									–
154	L. obtusiformis buckmani Cèc.									–
155	L. murchisonae (Sow.)									–
156	Brasilia sublineata Buck.									–
157	Phymatoceras cf. narbonense (Buck.)						–			
158	P. cf. tirolense (Hauer)						–			
159	P. comense evoluta (Renz)						–			
160	Haugia cf. variabilis (d'Orb.)							–		
161	Hammatoceras tenuinsigne Vač.									–
162	H. speciosum Janensch							–		
163	H. cf. sueinsigne (Opp.)									
164	Erycites fallax (Ben.)									
165	E. fallax plana Djan.									
166	E. personatiformis Cèc.									

Относительно хорошо сохранившиеся формы встречены на Локском выступе, в бас. р.Гюльмагометчай (основание локчайской свиты), где их представляют *Vermiceras spiratissimum* (Quenst.), *V. francisci* Fuc., *V. cf. solarioides* (Cos.), *V. cf. scylla* (Reyn.), *Metophioceras cordieri* (Can.), *Arnioceras kridioides* (Hyatt), характеризующие самую нижнюю зону синемюра Arietites bucklandi и *Vermiceras ultraspiratum* Fuc., продолжающий существовать и выше в соседней зоне. Здесь же представители зоны Arietites bucklandi сконденсированы с фауной зоны Arnioceras semicostatum — *A. italicum* Fuc., *A. ceratitoides* (Quenst.) и *A. harpoides* Erb. По преобладающим компонентам слои с указанной фауной должны относиться к основанию синемюра-зоне *Arietites bucklandi.* В ущ. р.Локчай синхронные отложения содержат *Vermiceras aff. supraspiratum* (Wahn.), *Metophioceras cordieri bifurcata* (Nout.) и *Epammonites cf. latisulcatus* (Quenst.). Присутствие зоны Arietites bucklandi устанавливается также в низах сванетской свиты по находкам *Vermiceras scylla* (Reyn.), *V. spiratissimum* (Quenst.) и *V. spiratissimum latesella* Erb. Этот стратиграфический уровень, очевидно, прослеживается также в известняках сторской свиты (Кахети), содержащих *Arietites bisulcatus* (Brug.), и в отложениях лашипсинской свиты с *Vermiceras aff. scylla* (Reyn.).

На Локском выступе в 60 м выше слоев со смешанной фауной (бас.р.Гюльмагометчай) встречены *Arnioceras ceratitoides* (Quenst.), *A .harpoides* Erb. и *A. italicum* Fuc., позволяющие выделить здесь вторую стандартную зону синемюра Arnioceras semicostatum. В Сванети ее слагают нижняя часть сванетской свиты с *Arnioceras geometricoides* Erb., *A. cf.miserabile* (Quenst.) и *A.cf. speciosum* Fuc., а на Дзирульском выступе — слюдистые песчаники с *Arnioceras ceratitoides mexicanum* Erb.

С самой верхней зоной нижнего синемюра — Caenisites turneri сопоставляются слои с Microderoceras birchi,выделенные в слюдистых песчаниках локчайской свиты. В этой свите встречен *Oxynoticeras cf. doris* (Reyn.) отвечающий зоне Oxynoticeras oxinotum верхнего синемюра.

Особенно многочисленными аммонитами охарактеризована кровля синемюрского яруса — зона Echioceras raricostatum. Большинство аммонитов сосредоточено в известняках и мергелях чедымской свиты Абхазии, где их представляют следующие руковадящие виды:*Paltechioceras boehmi* (Hug), *P. elicitum* Buck., *P. nobile* (Truem. et Will.), *P. favrei* (Hug), *P.aureolum* (Buck.et Simp.), *P. dignatum* Truem. et Will., *P. rothpletzi* (Böse),*P. studeri* (Hug),*P. bavarikum* (Böse), *P. recticostatum* (Truem.et Will.), *Epideroceras lorioli* (Hug), *E. steinmanni* (Hug), *Leptechioceras meigeni* (Hug), *L. nodotianum* (d'Orb.) и вид-индекс *Echioceras raricostatum* (Ziet.). Более обедненным комплексом, состоящим из *Gleviceras cf. sulcatum* (Pia), *Echioceras raricostatum* (Ziet.), *Paltechioceras dignatum* Truem. et Will., *P. rothpletzi* (Böze), *P. elicitum* Buck., *Epideroceras steinmanni* (Hug) и *E. lorioli* (Hug), устанавливается наличие зоны E. raricostatum в локчайской свите. Ее присутствие подтверждается также единичными находками представителей *Paltechioceras, Echioceras* и *Epideroceras* в отложениях сторской и лашипсинской свитах.

Таким образом, комплексы аммонитов, сосредоточенные в отдельных разрезах, дают возможность выделить в синемюрском ярусе зоны Arietites

*b*ucklandi, Arnioceras semikostatum, Echioceras raricostatum и слои с Microderoceras cf. birchi (табл.II)

В Абхазии позднесинемюрский комплекс аммонитов выше сменяется другим, составляющим основу выделенной нами лоны Tropidoceras masseanum. Здесь ее (бас.р.Гумиста, ахипоская свита) слагают Uptonia angustata (Quenst.),*Tropidoceras masseanum* (d'Orb.) и *Platypleuroceras variscoi* Par. На Локском выступе ей соответствует кровля локчайской свиты с *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.). В состав лоны входят *Tropidoceras stahli* (Opp.),*Polymorphites sp.* и *Acanthopleuroceras sp.* из карбонатных отложений квирильской свиты дзирульского выступа.

В терригенно-карбонатной толще ахипоской свиты, несколько выше указанных аммонитов, обнаружен *Androginoceras cf. latekostatum* (Sow.), позволяющий наметить присутствие верхней зоны нижнего плинсбаха Prodactylioceras davoei.

Значительно многочисленны находки аммонитов в верхней части плинсбахского яруса.Особенно часто встречается *Amaltheus margaritatus* Montf., который в отложениях кутыкухской свиты развит совместно с *Amaltheus cf. subnodosus* (Y. et B.), *A. laevigatus* (How.) *A.subnodosus howarthi* Steph. и видом-индексом нижней зоны верхнего плинсбаха *A. stokesi* (Sow.) общей зональной шкалы. Этот вид и в других случаях (латская и муашская свиты) встречается совместно с аммонитами вышележащей зоны. Следовательно, здесь имеется возможность выделить лишь лону Amaltheus subnodosus,которая по объему соответствует двум стандартным зонам— Amaltheus stokesi и A. magaritatus. Присутствие лоны Amaltheus subnodosus достоверно устанавливается в отложениях твиберской, шатильской и циклаурской (Кахети) свитах,где собраны *Amaltheus margaritatus* Montf. ,*Amaltheus subnodosus* (Y. et B.), *A. striatus* How., *Arietites cf.algovianum* (Opp.) и *A. cf. bertrandi* (Kill.).

На северо-восточной периферии Дзирульсково выступа в глинисто-мергелистых породах чератхевской свиты найдены многочисленные представители *Amalthes margaritatus* Montf., которые на южной и юго-западной периферии выступа ассоциируются в красных известняках с *Amaltheus subnodosus* (Y. et B.), *Amaltheus subnodosus howarthi* Steph., *Fuciniceras isseli* (Fuc.), *F. boscense* (Reyn.) и *Arieticeras bertrandi* (Kill.). На Локском выступе присутствие лоны Amaltheus subnodosus подтверждается единственным экземпляром *Amaltheus margaritatus* Montf. из основания джандарской свиты.

Последний член зонального стандарта плинсбахского яруса — зона Pleuroceras spinatum охарактеризована аммонитами лишь на Дзирульском и Локском выступах, где в отложениях шрошской свиты найдены *Preuroceras spinatum* (Brug.) и *P. coronatum* (Quenst.), а в джандарской свите — первый основной вид.

В нижнем подъярусе тоара по отдельным находкам характерных видов *Harpoceras* и *Hildaites* выделяются слои с Harpoceras falsifer-Hildaites serpentinus. К ним на Южном склоне относится кровля ацгарской, муашской, латской свит и основание сорской свиты. В Тушети им соответствуют низы курисцкальской свиты с *Harpoceras mulgravium* (Y.et B.), *H.falcifer* (Sow.) и *Hildaites cf. serpentinus* (Rein.).

На Закавказской межгорной области и в складчатой системе Малого

Кавказа их присутствие подтверждается в красных известняках шрошской свиты и в флишоидной толще джандарской свиты, заключающих обычно характерный вид *Harpoceras falcifer* (Sow.).

Кровля нижнего тоара и основание верхнего тоара рассматривается как лона Peronoceras subarmatum, отвечающая по объему двум соседним стандартным зонам — Hildoceras bifrons и Haugia variabilis. Она устанавливается достоверно в красных известняках Дзирульского выступа, где по р. Квирила расположен ее стратотип. Здесь в составе зонального комплекса участвуют *Catacoeloceras raquinianum* (d'Orb.),*Peronoceras subarmatum* (Y.et B.), *Hildoceras bifrons* (Brug.), *Phymatoceras cf. tirolense* (Hauer), *P. comense evoluta* (Rens) и *Praehaploceras zwieselei* Monest. На Локском выступе лоне соответствуют аргиллиты джандарской свиты с *Peronoceras fibulatum* (Sow.), *Hildoceras lateplicata* Noutz. и *Phymatoceras cf. narbonense* Buck. В Тушети присутствие лоны Peronoceras subarmatum подтверждается находками *Collina gemma* Bon.,*Hildoceras bifrons* (Brug.), *Orthildaites orthus* Buck. и *Haugia cf. variabilis* (d'Orb.).В Сванети синхронные отложения обоснованы находками *Hildoceras cf. sublevisoni* Fuc. и *Maconiceras sp.*

Залегающая выше зона Grammoceras thouarsense выделяется по богатому и разнообразному комплексу аммонитов. В Тушети к ней приурочены *Polyplectus discoides* (Ziet.), *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.),*G. striatulum* (Sow.), *G. penestriatulum* Buck., *G. cf quadratum* (Haug), *G. cf. subquadratum* Buck., *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle) и *P. cotteswoldiae* (Buck). В глинистых сланцах и песчаниках казбекской свиты Сванети, наряду с некоторыми отмеченными выше формами, зону представляют *Pseudogrammoceras saemanni* (Dum.), *P. subregale* Pin. и *P. cf. muelleri* (Denck.). Благодаря широкому распространению доминирующего вида *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.) и ряда других сопровождающих его видов, эта часть разреза прослеживается почти по всей изученной территории Складчатой системы Большого Кавказа-от Абхазии на западе, до Кахети включительно — на востоке. Находки *Polyplectus cf. diskoides* (Ziet.), *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. quadratum* (Haug), *Pseudogrammoceras bingmanni* (Dum.) и *P. saemanni* (Dum.) в красных известняках шрошской свиты позволяют утверждать, что вмещающие их слои образуют одну фаунистическую зону *G. thouarsense.* На Локском выступе ее определяют *Pseudogrammoceras cf. fallaciosum* (Bayle) и *Grammoceras cf. penestriatulum* Buck., собранные в отложениях джандарской свиты.

Завершающая тоарский ярус зона Dumortieria levesquei наиболее достоверно выделяется в нижних горизонтах алматской свиты Кахети и обосновывается *Dumortieria bleicheri* Ben., *D. gundershofensis* (Haug), *D. moorei* (Lyc.), *D. subundulata* (Bran.), *D. tabulata* Buck., *D. cf. costula* (Rein.), *D. exigua* Buck., *D. striatulocostata* (Quenst.), *D. sparsicostata* (Haug), *D. levesquei* (d'Orb.) и несколькими представителями рода *Pleydellia* — *P. crinita* (Buck), *P. subcompta* (Branco). В отложениях казбекской свиты Хевсурети ряд этих видов встречен с *Dumortieria brancoi* Ben., *D. radiosa* (Seeb.), *D. pseudoradiosa* (Bran.) и *D. suevica* (Haug). Аналогичные отложения Сванети содержат *D. exegua* Buck., *D. bleicheri* Ben., *D. mactra* (Dum.), *Pleydellia aalensis* (Ziet.). Этой зоне, видимо,

соответствует небольшая часть сорской свиты с *Pleydellia lotharingica* (Bran.), *P. crinita* (Buck.) и *Dumortieria gundershofensis* (Haug), развитой в Сванети и Раче. В междуречье Лехура-Арагви, в отложениях сорской свиты содержатся *Pleydellia cf. aalensis* (Ziet.), *Dumortieria mactra* (Dum.), *D. gundershofensis* (Haug) и *D. brancoi* Ben., позволяющие надежно их коррелировать с зоной Dumortieria levesquei.

На Дзирульском и Локском выступах количество аммонитов, обосновывающих кровлю тоарского яруса, заметно сокращается. Из верхних горизонтов шрошской свиты отмечается несколько находок *Pleydellia aalensis* (Ziet.), *Dumortieria gundershofensis* Buck. и *D. cf. levesquei* (d'Orb.), а в джандарской свите зафиксирован всего один аммонит, представляющий собой *Dumortieria cf. striatulocostata* (Quenst.).

Над зоной Dumorieria levesquei расположена зона Leioceras opalinum нижнеааленского подъяруса, которым в международной шкале начинается средний отдел юрской системы. Относительно богатым комплексом аммонитов она выделяется в алматской свите Кахети. Слагающие ее аммониты представлены *Leioceras opalinum* (Rein.), *L. comptum* (Rein.), *L. gotzendorfensis* (Dorn.), *Costileioceras costosum* (Quenst.), *C. subcostosum* (Buck.), *Hammatoceras cf. subinsigne* (Opp.) и *Tmetoceras cf. scissum* (Ben.). Последний вид, используемый для обозначения одноименной зоны, расположенный в Северо-Западной Европе, между зоной Leioceras opalinum и Ludwigia murchisonae (Аркелл, 1961), встречается в этих отложениях и в верхнем аалене. О его более широком стратиграфическом распространении, чем соответствующая зона, отмечалось в работах некоторых зарубежных исследователей (Rieber, 1963, Morton, 1971).

Единичные находки представителей *Leioceras* и *Costileioceras* в отложениях гудушаурской (Сванети, Рача, Хевсурети), хахматской (Хевсурети), курисцкальской (Тушети) и сорской (Абхазия, междуречье Лехура-Арагви) свит соответствуют стратиграфическому уровню, отвечающему зоне Leioceras opalinum. Из кровли красных известняков шрошской свиты приводятся раннеааленские *Costileioceras cf. costosum* (Quenst.), *Hammatoceras tenuinsigne* Vač., *H. cf. subinsigne* (Opp.) и *Erycites fallax* (Ben.).

О присутствии зоны Leioceras opalinum на Локском выступе свидетельствуют найденные в отложениях джандарской свиты *Costileiocera cf. costosum* (Quenst.) и *Hammatoceras subinsigne* (Opp.).

Стандартная зона аалена Ludwigia murchisonae согласно продалжает подстилающую зону в алматской свите Кахети. Здесь она выделяется на основании *Costileioceras costosum* (Horn), *Ludwigia bradfordensis* (Buck.) и *L. obtusiformis buckmani* Géc. На Локском выступе с ней коррелируется кровля джандарской свиты с *Ludwigia murchisonae* (Sow.).

Ааленский ярус венчается зоной Graphoceras concavum, присутствие которой подтверждается находкой *Brasilia sublineata* Buck. в кровле алматской свиты.

ГЛАВА IV

СОПОСТАВЛЕНИЕ НИЖНЕЮРСКО-ААЛЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Сравниваются территории Северного Кавказа (Краснодарский край, Карачаево-Черкеск, Балкария, Осетия, Чечня, Ингушетия и Дагестан) и Азербайджана, охватывающие три крупные геоморфологические единицы: Северный склон Большого Кавказа, Предкавказье и Закавказье. Граница между Северным Кавказом и Закавказьем проводится по Главному водоразделу Большого Кавказа. По традиции западное окончание Большого Кавказа (южная часть Краснодарского края) полностью относится к северному Кавказу, а восточная (Северный Азербайджан) — к Закавказью.

При описании нижнеюрских и ааленских отлежаний сопоставляемых территорий использована схема их районирования, предложенная в решении 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (1984) и в работе В.Б.Агаева (1990).

На Северном Кавказе по биостратиграфическим данным наиболее древние отложения развиты в Гойтхско-Ачишхинской зоне (бас. рек Мзымта и Шахе), где они представлены эстосадокской свитой (рис.19) трансгрессивно залегающей на образованиях триаса и палеозоя. Ее представляют конгломераты, песчаники и глинистые сланцы с известняками в верхней части и раннесинемюрскими аммонитами *Arietites cf., bucklandi* Sow. и *A. cf. grossi* (Wright) в нижней (Юрс.сист., 1972). Общая мощность эстосадокской свиты 500 м.

Восточнее, в Архыз-Гузерипльской зоне (бас.рр.Пшехи, Белой и Малой Лабы) и севернее, в Лабино-Малкинской зоне (Бело-Урупский район) синемюрские отложения слагают бугунжинскую свиту, которая с глубоким размывом залегает на образованиях палеозоя и триаса. В основании свиты располагается базальный горизонт, представленный песчаниками с прослоями конгломератов и линзами органогенно-обломочных известняков (5-20м). Выше следуют алевролиты с прослоями песчаников, аргиллитов и линзами известняков. Из разных слоев свиты происходят *Microderoceras birchi* (Sow.), *Oxynoticeras oxynotum* (Quenst.) и *Echioceras declivis* Truem. et Will. (Станкевич, 1964, Ростовцев, 1968), указывающие на присутствие зон синемюра Caenisites turneri, Oxynoticeras oxynotum и Echioceras raricostatum. Мощность свиты колеблется от 120 до 600 м.

Небольшие выходы бугунжинской свиты соответствующие кровле синемюрскогоо яруса, выступают в Тырныауз-Пшекишской (бас. рр. Белой и Баксан) и Восточно-Балкарской (восточная часть Балкарии) зонах.

Верхнему синемюру принадлежат также низы угленосной хумаринской свиты, которая прослеживается почти во всех указанных выше зонах. Она с базальными конгломератами, гравелитами и песчаниками несогласно залегает на древних кристаллических породах.

Основание нижней юры, развитое юго-восточнее в междуречье Терека

и Уруха, входит в состав Дигоро-Осетинской зоны (рис.19). Оно сложено фациально изменчивой толщей осетинской свиты (Панов, Гущин, 1987), несогласно залегающей на палеозойских образованиях. Ее нижнюю часть представляют грубозернистые песчаники, гравелиты с прослоями графитовых сланцев и алевролитов с линзами лав и пирокластолитов, а верхнюю — продукты подводной вулканической деятельности андезит-дацитового состава (мощн. свиты от 120 до 700 м). По положению в разрезе возраст значительной части свиты определяется синемюром.

В западной подзоне Бокового хребта (в междуречье Терека-Ассы) наиболее низкая часть юрского разреза известна под названием кистинской свиты. Это трансгрессивная, фациально изменчивая толща терригенных и вулканогенных пород мощн. 500 м.

В Азербайджанской части Большого Кавказа синемюрские отложения выступают в пределах Тфанской подзоны (зона Южного склона) в междуречье Мазымчай-Белоканчай. Здесь они образованы песчанистыми и песчано-глинистыми пачками кацдакской свиты (мощность 2300 м). В верхней части свиты (700 м) повсеместно развиты пластовые эффузивы основного состава (Агаев, 1976, 1990). Ее возраст определяется на основании *Arietites sp.*, найденного В.А.Мельниковым и др. (1973).

Последний выход сопоставляемых отложений прослеживается на Малом Кавказе в Шамхорском выступе древних кристаллических пород (бас. рек Ахынджачай и Асрикчай). Эти, главным образом терригенные образования, трансгрессивно залегающие на нижнепалеозойских сланцах, начинаются геттангской толщей (до 300 м) грубообломочных пород мошеванской свиты, которая выше переходит в мелкозернистые слюдтистые песчаники (80 м) локчайской свиты (Панов, 1978). Последняя содержит аммониты *Arietites sp. ind.*, *Coroniceras sp.*, *Vermiceras sp.*, *Arnioceras abjectum* Fuc., *Microderoceras cf. birchi* (Sow.), *Echioceras declivis* (Truem. et Will.) и др. (Гасанов, 1967, 1971), свидетельствующие о присутствии в ней, также как и в аналогичных отложениях Грузии, синемюрского яруса.

Плинсбахские отложения и в особенности верхнеплинсбахские пользуются на Северном Кавказе большим распространением, чем синемюрские. Нижнеплинсбахские отложения в большей степени подтверждены находками аммонитовой фауны в Лабино-Малкинской зоне. Из известняков в кровле бугунжинской свиты по р.Большая Лаба известны (Ростовцев, 1964, 1968) раннеплинсбахские *Tragophylloceras anonimum* Haas, *T. huntoni* (Simps.), *Tropidoceras ellipticum* (Sow.), *T. obtusum* Futt. и *T. cf.stahli* (Opp.) Один раннеплинибахский аммонит *Uptonia cf. jamesoni* (Sow.) отмечается также из верхней части бугунжинской свиты Архыз-Гузерипльской зоны (Панов, 1976).

В Зеленчук-Чегемском районе Лабино-Малкинской зоны нижний подъярус плинсбаха занимает значительную часть угленосной хумаринской свиты. Ее слагают песчаники, с пластами угля, алевролиты и реже аргиллиты, соотношение которых, также как и мощность свиты в целом, быстро и резко меняется. На правобережье р.Кубани мощность равна 1000 м, а к востоку по рр.Баксан и Чегем сокращается до 25-85 м. В междуречье Кубани-Малка хумаринская свита содержит два линзовидных горизонта (100 м) эффузивных пород андезит-дацитового состава (Панов, 1976). Из отложений свиты в

районе ее перехода в бугунжинскую свиту указываются (Объяснительная записка..., 1973) находки раннеплинсбахских *Polymorphites polymorphus* (Quenst.), *Uptonia cf. ignota* (Simps.), *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.), *T. flandrini* (Dum.) и *Androginoceras oblongum* (Quenst.).

К верхнему плинсбаху в Бело-Урупском районе (Лабино-Малкинская зона) относится нижняя подсвита псебайской свиты. В бас. р.Лабы она согласно залегает на известняках бугунжинской свиты, а по р.Уруп — с размывом, с гальками и глыбами известняков в основании. Западнее р.Малая Лаба подсвита трансгрессивно переходит на доюрские образования. Она построена аргиллитами с конкрециями сидерита и подчиненными прослоями песчаников, часто переслаивающихся между собой. В ее кровле выделяются массивные песчаники (50-200 м) ахызыртского и богачихинского горизонтов. На р.Ходзь мощность подсвиты 600 м, на р.Сахрай до 70 м. В этом подъярусе рассматривается также нижняя часть средней подсвиты псебайской свиты — однородная толща аргиллитов. Как в нижней, так и в средней подсвитах найдены позднеплинсбахские аммониты: *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. subnodosus* (Y. et B.), *A. depressus* (Simps.), *A. coronatus* (Quenst.), *A. nodifer* Buck., *A.laevis* (Quenst.), *A. aff. reticularis* (Simps.) и др. (Панов, 1965).

Слои, содержащие данный комплекс *Amaltheus*-ов выделяются как провинциальная зона (лона) Amaltheus margaritatus-A. subnodosus (Решение..., 1984).

Восточнее, на территории Зеленчук-Чегемского района нижняя подсвита псебайской свиты фациально замещается лавами, лавобрекчиями, туфами и туфобрекчиями андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов шоанской свиты (10-200 м).

В бас. р.Белой на западе и в бас. рр.Чегема и Баксана на востоке (Тырныауз-Пшекишская шовная зона и Восточно-Балкарская зона) в составе верхнего плинсбаха рассматривается основная часть безенгийской свиты. Она часто несогласно залегает на породах древнего кристаллического фундамента и обычно подразделяется на три части. Нижняя базальная часть (0-45 м) представлена кварцевыми песчаниками, конломератами, гравелитами и углистыми алевролитами, средняя — аргиллитами и алевролитами, местами мергелистыми с пластами известняков и ископаемой растительностью а также остатками фауны пелециподов, брахиопод, белемнитов и позднеплинсбахских аммонитов *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. depressus* (Simps.) и *Arieticeras cf. algovianum* (Opp.). Верхняя часть свиты относится к тоарскому ярусу. Мощность безенгийской свиты от 50 до 250 м.

В пределах Архыз-Гузерипльской зоны (рр.Белая, Киша, Алоус, Киртык) на породах бугунжинской и хумаринской свит, местами трансгрессивно переходя на доюрские образования, залегает фациально изменчивая толща чубинской свиты. В бас.рр. Белая-Алоус свиту слагают флишоидно чередующиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники, в основании и в средней части, с массивными среднезернистыми песчаниками. К верхним горизонтам свиты приурочены *Amaltheus depressus* (Simps.) и *A. margaritatus* Montf. (Панов, 1976). В бас. р.Пшехи чубинскую свиту представляют аргиллиты с бодецким горизонтом песчаников. Таким же строением она характеризуется в Киртыкской впадине, где в нижней и

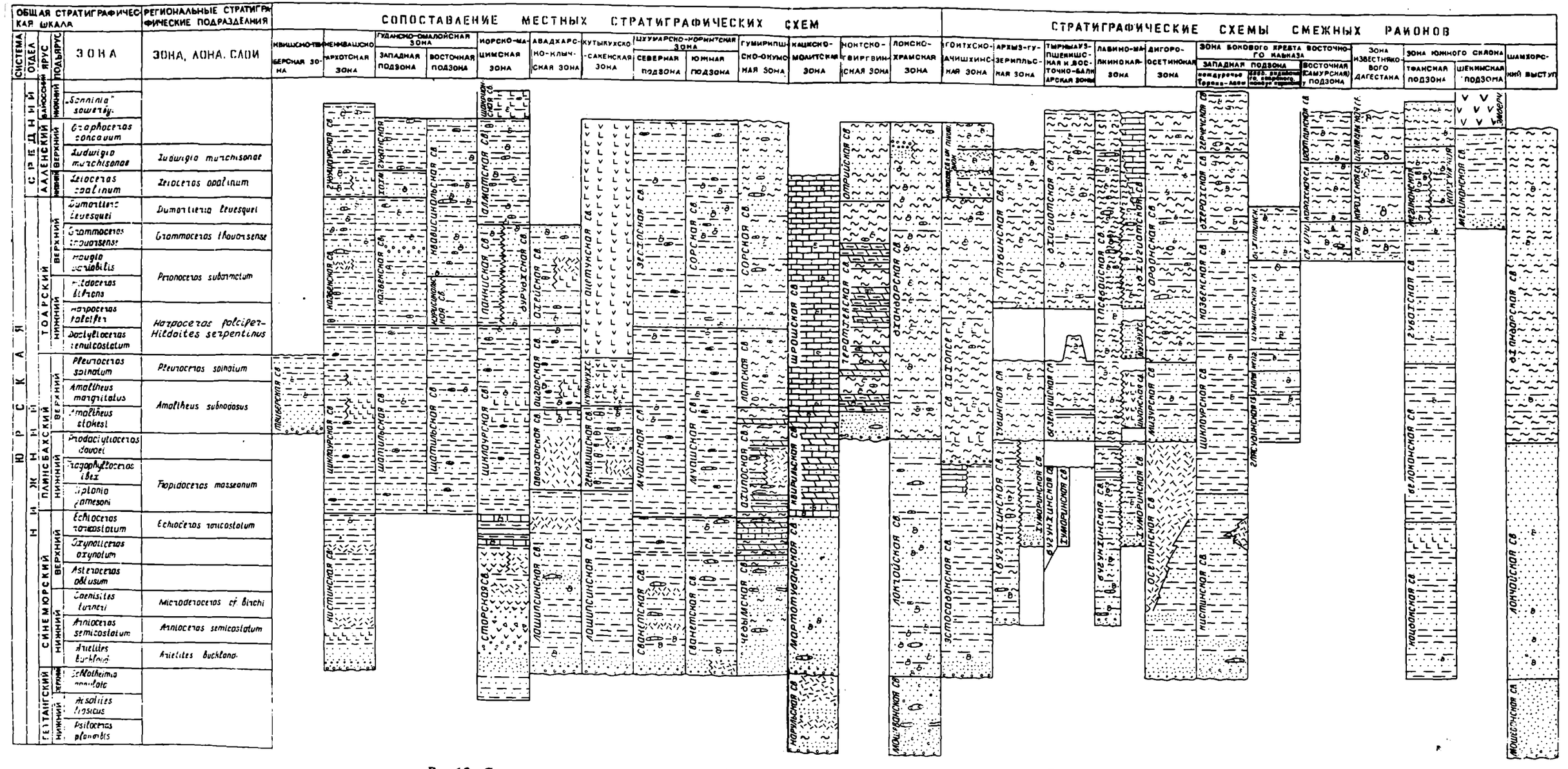

Рис.19. Сопоставление местных стратиграфических подразделений нижней юры-аалена Грузии и смежных территорий. Усл.обозн.см. рис. 3 и рис.20

верхней пачки аргиллитов встречены представители амальтеид. Относительно частые находки *Amaltheus-ов* подтверждают принадлежность свиты к провинциальной зоне верхнего плинсбаха Amaltheus margaritatus - A. subnodosus. Ее мощность от 70 до 600 м.

В бас. рр.Мзымта, Шахе и Пшеха (Гоитхско-Ачишхинская зона) к верхнему плинсбаху и, возможно, частично к нижнему принадлежат нижние горизонты свиты хахопсе. Они с размывом залегают на отложениях эстосадокской свиты, кровля которой условно относится к низам плинсбаха. Свита хахопсе сложена однородными аргиллитами и глинистыми сланцами с прослоями песчаников и алевролитов, в основании с базальными конгломератами. В нижней части свиты в бас. р.Малый Тугупс найден *Amaltheus margaritatus* Montf.

Восточнее, в Дигоро-Осетинской зоне нижнеплинсбахский подъярус охватывает верхнюю часть осетинской свиты (кератофировый горизонт). Это покровы альбитизированных порфиритов, пирокластолиты андезит-дацитового состава и подчиненные прослои терригенных пород.

С размывом на осетинской свите залегают отложения мизурской свиты, местами трансгрессивно перекрывающие и доюрские образования. Ее слагают алевролиты, песчаники и аргиллиты с грубозернистыми песчаниками и гравелитами в основании. Мощность свиты варьирует от 70 до 700 м. Из отложений свиты известны (Объяснительная записка ..., 1973) *Amaltheus margaritatus* (Montf.), *A. laevis* (Quenst.), *A. depressus* (Simps.), *Arieticeras cf. algovianum* (Opp.), *A. cf. perspiratum* (Fuc.), *A. cf. bertrandi* (Kil.), *A. cf. retrorsicostata* (Opp.), указывающие на присутствие в мизурской свите лоны Amaltheus margaritatus - A. subnodosus.

Далее на востоке плинсбахские отложения, слагая обширные площади междуречья Терека-Ассы, прослеживаются непосредственно в западной подзоне зоны Бокового хребта Восточного Кавказа. В бас. р.Терека согласно на кистинской свите, которая здесь, видимо, охватывает и нижние горизонты плинсбахского яруса, залегает циклаурская, представляющая собой однообразную толщу (1000-1500 м) глинистых сланцев с подчиненными прослоями песчаников и измененных эффузивов в нижней части. В верховье р.Ассы по соотношению количества глинистых сланцев и песчаников ее можно подразделить на две подсвиты. Нижняя (2000 м) — эта толща глинистых сланцев, преимущественно аспидных с отдельными прослоями и маломощными пакетами песчаников. Породы содержат несколько даек диабазов (1-10 м). Верхняя подсвита сложена однообразными глинистыми сланцами мощн. 1300-1500 м. В кровле появляются прослои единичных песчаников. В глинистых сланцах, обнажающихся на левом берегу р.Ассы в 600 м к северу от ее правого притока — р.Нелхи, нами обнаружены *Calliphylloceras cf. bicicolae* (Men.) и *Amaltheus sp.* (Топчишвили, 1988). Вертикальное распространение первого аммонита ограничено средним лейасом, а второй характерен для верхнего плинсбаха. Позднеплинсбахский аммонит *Fuciniceras sp.* указывается и из отложений циклаурской свиты верховьев р.Армхи (Объяснительная записка ..., 1973). Более нижние горизонты не содержат ископаемых остатков фауны, однако, судя по залеганию непосредственно под отложениями верхнего плинсбаха, их следует рассматривать в составе более ранних уровней плинсбахского яруса.

Глинистые сланцы и глинисто-алевритовые сланцы с редкими прослоями песчаников (2500 м), обнажающиеся в бас. рр.Чантыаргун и Шароаргун, представляют шатильскую свиту, стратиграфические границы которой должны совпадать с циклаурской. В осевой части антиклинория Бокового хребта от Андийского Койсу до Каракойсу самые нижние горизонты юрского разреза И.Д.Филлимонов подразделил на глясудинскую и хваршинскую свиты. Глясудинская свита в целом отличается глинисто-алевритовым составом, хотя на отдельных уровнях прослеживается пачки флишоидного чередования глинисто-алевритовых пород и песчаников (Гущин, Панов, 1983). Мощн. свиты 1500 м. В ней отмечаются *Protogrammoceras exiguum* Fuc., *Arieticeras ruthenense* Reyn. и *Fuciniceras sp. ind.* Для хваршинской свиты (до 1000 м) характерно наличие мощных пластов и пачек песчаников с *Arieticeras algovianum* (Opp.), *A.cf.domerense* Men., *A. amalthei* (Opp.), *A. cf. crassitesta* (Quenst.), *A. expulsum* (Fuc.), *Aveyroniceras mortilleti* (Men.) и *Emaciaticeras sp.ind.* (Казакова и др., 1986). Указанные комплексы средиземноморских аммонитов устанавливают возраст глясудинской и хваршинской свит поздним плинсбахом.

Образованиями этого подъяруса считаются расположенные выше глинистые сланцы с прослоями и пачками песчаников значительной части (500 м) кейдынской свиты с *Arieticeras bertrandi* (Kil.).

В зоне Южного склона Азербайджана (Тфанская подзона) плинсбахский ярус образован белоканской свитой однообразных глинистых сланцев с подчиненными прослоями песчаников (до 900 м) и аммонитами *Amaltheus sp.*, *A.margaritatus* Montf., позволяющими установить во вмещающих их отложениях слои с *Amaltheus* (Агаев, 1990).

На Малом Кавказе в бас. рр.Ахынджачай и Асрикчай в плинсбахский ярус включены слои слюдистых песчаников локчайской свиты и низы джандарской свиты — слои аргиллитов часто песчанистых (до 30 м) с *Arieticeras algovianum* (Opp.) и *Liparoceras ex gr. henleyi* (Sow.) (Гасанов, 1971).

Тоарские отложения распространены шире и значительно богаче представлены остатками ископаемой фауны в том числе аммоноидеями, благодаря которым в их составе выделены подъярусы с соответствующими зонами.

В Азербайджане на Малом Кавказе (Шамхорский выступ) они протягиваются непрерывной полосой от ущ. р.Ахум до среднего течения р.Ахынджачай и верховья р.Асрикчай.

В тоаре здесь рассматривается часть джандарской свиты (Панов, 1978), сложенной мелкозернистыми песчаниками, ритмично чередующимися с аргиллитами (мощность 60 м). В ней выделяются верхнетоарские зоны: *Grammoceras thouarsense* по находкам *G. thouarsense* (d'Orb.), *G. cf. subquadratum* (Buck.), *Pseudogrammoceras fallciosum* (Bayle), *P. cf. saemanni* (Dum.) и *Dumortieria levesquei* (d'Orb.), *D. exigua* Buck., *D. tabulata* Buck. (Гасанов, Сапунов, 1969; Гасанов, 1971).

В Тфанской подзоне Южного склона Азербайджана от р.Белоканчай до бас. р. Джимчай на отложениях белоканской свиты согласно залегает толща (800 м), принадлежащая к губахской свите. В ее составе значительно возрастает роль песчаников, которые встречаются в виде отдельных мощ-

ных пачек (30 м) и тонких слоев, чередующихся с глинистыми сланцами и алевролитами. Возраст свиты определяется тоаром на основании найденных в ней раннетоарского *Dactylioceras cf. semicelatum* (Simps.) и позднетоарского *Dumortieria bleicheri* Ben. (Агаев, 1990). К тоару относится также нижняя часть вышележащей мегиканской свиты. Ее представляют песчаники, реже, алевролиты и глинистые сланцы с *Polyplectus discoides* (Ziet.), *Pseudogrammoceras muelleri* (Denck.), *P. saemanni* (Dum.), *P. cf.cotteswoldiae* (Buck.), *Dumortieria levesquei* (d'Orb.), *D. moorei* (Lyc.), *D. pseudoradiosa* (Bran.), *D. bleicheri* Ben. (Агаев, 1976, 1990).

В Шекинской подзоне обнажаются лишь отложения мегиканской свиты, подстилающие вулканогены байоса. В низах свиты развиты конгломераты с гальками древнего фундамента, гравелиты и грубозернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев.

В зоне Известнякового Дагестана, охватывающего территории Горной Чечни и Центрального Дагестана тоар представлен верхним подъярусом. Ему соответствуют отложения свиты ири полностью и нижние горизонты карахской свиты. Свита ири имеет четырехчленное строение: внизу залегают массивные песчаники, чередующиеся с аргиллитами и алевролитами (450 м); выше — аргиллиты с тонкими прослоями алевролитов и песчаников (400 м); затем пачки песчаников, переслаивающихся с аргиллитами (500 м); в самом верху — частое переслаивание аргиллитов с песчаниками, содержающими прослои конкреционных конгломератов и тонкие прослои известняков (200 м). Суммарная мощность свиты до 1500 м. В большей по мощности части свиты обнаружены *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G.. quadratum* (Haug), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), верхние горизонты охарактеризованы *Dumortieria rhodanica* (Haug) *D. levesquei* (d'Orb.) (Объяснительная записка..., 1973).

Карахскую свиту в целом слагают массивные и толстослоистые песчаники с подчиненными по мощности пачками переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями угля. Из нижней части свиты известны *Dumortieria levesquei* (d'Orb.), *D. pseudoradiosa* (Bran.), *Pleydellia aalensis* (Ziet.), *P. mactra* (Dum.) и др.

В восточной (самурская) подзоне зоны Бокового хребта Восточного Кавказа верхнетоарские отложения характеризуются сходным составом и рассматриваются также в свите ири и карахской свите.

В западной подзоне (бас.рр. Андийского, Аварского Койсу и Каракойсу) тоар начинается глинистыми сланцами с прослоями песчаников и раннетоарским аммонитом *Hildoceras gyrale* Buck. Это верхняя треть (250 м) кейдинской свиты, общая мощность которой исчисляется 750 м (нижняя часть свиты относится к верхнему плинсбаху). Раннетоарские аммониты *Harpoceras cf. exaratum* (Y. et B.), *Hildoceras cf. bifrons* (Brug.), *H. cf. levisoni* (Simps.) встречены также в цумадинской свите (840 м) — переслаивание глинистых сланцев и песчанников. Верхнему тоару принадлежит мощная (до 4600 м) бежитинская свита ленточно переслаивающихся песчаников, аргиллитов и алевролитов с *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.), *G. quadratum* (Haug), *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Dumortieria rhodanica* (Haug), *D. gunderschophensis* (Haug), *D. cf. moorei* (Lyc.), *D. cf. pseudoradiosa* Bran., *D. cf. bleicheri* (Ben.) и др. (Стратиграфический сл..., 1979).

В бас. рр. Чанты-Аргун и Шаро-Аргун тоар представлен мощными толщами глинистых и глинисто-алевритовых пород в различных сочетаниях с песчаниками.

В междуречье Терека и Ассы в 100 м выше от слоев с позднеплинсбахской фауной, в глинистых сланцах с редкими прослоями мелкозернистых песчаников (циклаурская свита) встречен *Harpoceratoides sp.* (Топчишвили, 1988), указывающий на принадлежность верхних горизонтов свиты к тоарскому ярусу.

В составе вышележащей казбекской свиты, наряду с глинистыми разностями, большую роль начинают играть песчаники, число и мощность слоев которых в разрезе и по простиранию чрезвычайно непостоянны. Если в нижней части свиты песчаники встречаются в виде подчиненных прослоев и пачек среди глинистых сланцев и аргиллитов, то в верхней — они группируются в мощную пачку (80-100 м), известную под названием пуйских песчаников. В 300-400 м от развалин с. Пуй в осыпи (на левом берегу р.Ассы) нами встречен *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle). Обычно мощность казбекской свиты определяется 1000-1500 м. В ущ. р.Ассы она достигает 3000 м. Возраст ее охватывает значительную часть тоарского яруса.

Казбекская свита согласным переходом связана с джерахской, сложенной темными аргиллитами (часто полосчатыми, алевритистыми или песчанистыми), перемежающимися с тонкими прослоями (1-10 см) алевролитов и песчаников. Последние на отдельных участках группируются в маломощные пачки. Песчаники рыхлые, преимущественно косослоистые, плитчатые, с обугленным растительным детритом на плоскостях наслоения. Аргиллиты плитчатые и скорлуповатые. Среди глинисто-алевролитовых разностей заключены многочисленные мелкие конкреции глинистого сидерита и линзовидные стяжения (до 20 см) карбонатных пород. Из нижней части свиты известны *Dumortieria ex gr. radiosa* (Seeb.) и *Pleydellia cf.aalensis* (Ziet.). Судя по аммонитам она включает кровлю тоара (зона *D. levesquei).*

В Дигоро-Осетинской зоне тоарские отложения, слагающие ардонскую свиту, связаны постепенным переходом с нижележащей мизурской свитой, а там, где последняя отсутствует, несогласно залегают на доюрских образованиях. К нижнему тоару принадлежит толща (до 700 м) аргиллитов с сидеритовыми конкрециями и аммонитами *Dactylioceras semicelatum* (Simps.), *D. cf. tenuicostatum* (Y.et B.), *Hildoceras cf. levisoni* (Simps.) и толща (до 800 м) глинистых алевролитов с прослоями и пачками песчаников с *Dactylioceras commune* (Sow.). В верхний тоар включены алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников и линзами мергелей (450м), содержащих *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *Polyplectus discoides* (Ziet.) и *Dumortieria gundershofensis* (Haug).

Западнее тоарские отложения выступают в восточной части Балкарии (Восточно-Балкарская зона) и далее обнажаются в виде двух изолированных выходов в бас. р.Баксана на востоке и в бас. р.Белой на западе (Тырныауз-Пшекишская зона). Наиболее древняя их часть выделяется в песчаниках и алевролитах кровли безенгинской свиты с *Dactylioceras ex gr. semicelatum* (Simps.).

Отложения, соответствующие более высокому стратиграфическому уровню, известны под названием джигиатской свиты. Она трансгрессивно

залегает на разных горизонтах безенгийской свиты, а местами и на доюрских образованиях. Ее подразделяют на три подсвиты. Две из них относятся к тоару. Нижняя подсвита (70-500 м) сложена преимущественно аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников с гравелитами (0,2-1 м) в основании. В Восточной Балкарии по р.Ардон из нижней подсвиты указывается (Кузнецов, 1951) *Dactylioceras commune* (Sow.), *D. arcus* Buck., *D. attenuatus* (Simps.) и *Hildoceras mercati* (Sow.).Средняя подсвита (50-550 м) — это мелкозернистые песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями аргиллитов и линзами конкреционных конгломератов. Она содержит позднетоарские аммониты *Grammoceras quadratum* (Haug), *G. striatulum* (Sow.), *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Haugia cf. variabilis* (d'Orb.). Более верхние горизонты подсвиты характеризуются присутствием *Dumortieria brancoi* Ben., *D. striatulocostata* (Quenst.), *D. cf. subundulata* (Bran.)и *D. bleicheri* Ben. (Объяснительная записка..., 1973).

Южнее тоарские отложения распространены в Архыз-Гузерипльской зоне, где они установлены в мощной толще тубинской свиты (2000 м). Она трансгрессивно залегает на породах чубинской (рр.Белая, Алоус и Кыртык) и бугунжинской свит (рр.Лаба-Теберда). Значительную часть свиты слагают аргиллиты с редкими прослоями песчаников и алевролитов. В ее основании залегают конгломераты и гравелиты, замещающиеся по р.Белой пластом криноидного известняка. Из нижних горизонтов определены (Ростовцев, 1965, 1967) *Hildoceras cf.sublevisoni* (Fuc.), *Peronoceras cf. desplacei* (d'Orb.), *Phymatoceras cf. tirolense* (Hauer). К более высоким горизонтам приурочены *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. cf. quadratum* (Haug), *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Pleydellia cf. aalensis* (Ziet.), *P. leura* Buck. По этим аммонитам тубинская свита включает в свой состав верхи нижнего тоара — зона Hildoceras bifrons и все зоны верхнего тоара.

Более древними аммонитами подтверждается присутствие тоара в Лабино-Малкинской зоне. В Бело-Урупском районе в средней подсвите (450-800 м) псебайской свиты, представленной чередованием алевролитов, мелкозернистых песчаников и аргиллитов, найдены *Harpoceras cf. falcifer* (Sow.), *H. mulgravium* (Y. et B.), *H. exaratum* (Y. et. B.), *Hildaites cf. serpentinus* (Opp.), *Dactylioceras cf. semicelatum* (Simps.), *D. cf. tenuicostatum* (Y. et B.), характеризующие региональную зону или лону нижнего тоара Dactylioceras-Harpoceras (Решение..., 1984). В верхней части подсвиты встречены *Hildoceras bifrons* (Brug.), *H. sublevisoni* (Fuc.), *Dactylioceras commune* (Sow.), *D. cf. anguinum* (Rein.), *D. marioni* (Liss.), *Peronoceras subarmatum* (Y. et. B.) и др. (Живаго, 1960, Казакова, 1963, Панов, 1965, Ростовцев, 1964, 1968). Слои, содержащие эти аммониты выделяются как зона Hildoceras bifrons. Выше следует верхняя подсвита, сложенная аргиллитами с конкрециями сидерита и линзами мергеля. В ее основании на р.Малая Лаба залегают мелкозернистые песчаники армянского горизонта (70 м). Подсвита на разных стратиграфических уровнях содержит *Peronoceras vesticosum* Buck., *Phymatoceras tirolense* (Hauer), *P. cf. comense* (Buck.), *P. chelussii* Paret et Viale, *Haugia cf. variabilis* (d'Orb.), *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *P. saemanni* (Dum.), *P.regale* Buck., *P. pedicum* Buck., *Dumortieria striatulocostata* (Quenst.),

D. munieri (Haug), *D. subundulata* Bran., *D. moorei* (Lyc.), *Pleydellia costulata* (Ziet.) и др. (Объяснительная записка..., 1973). По данным аммонитам здесь выделяются зоны верхнего тоара Haugia variabilis, Grammoceras thouarsense и Dumortieria pseudoradiosa.

В Зеленчук-Чегемском районе нижнетоарская часть (зона Dactylioceras-Harpoceras) фациально замещается муздухской свитой (100-120 м), которая с размывом залегает на шаонской и хумаринской свитах. Ее слагают конгломераты, гравелиты, кварцевые песчаники и алевролиты с растительными остатками и прослоями угля. В связи с отсутствием ископаемых остатков фауны возраст свиты определяется условно.

Значительную часть тоара образуют отложения джигиатской свиты, отделенные несогласием от нижележащих свит. В основании свиты повсеместно залегает пласт гравелита или песчаника, переходящий выше в аргиллиты с сидеритовыми конкрециями и подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Эти отложения, входящие в нижнюю подсвиту (100-300 м) джигиатской свиты, содержат аммониты, на основании которых выделяется лона Dactylioceras-Harpoceras с *Harpoceras aff. falcifer* (Sow.), *H. cf. ovatum* (Y. et B.), *Hildaites serpentinus* (Rein.) и зона Hildoceras bifrons с *Dactilioceras commune* (Sow.), *Hildoceras bifrons* Brug., *H. levisoni* (Simps.), *H. sublevisoni* (Fuc.) (Объяснительная записка ..., 1973). Средняя подсвита (150-280 м) представлена преимущественно мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями конкреционных конгломератов и линзами органогенного известняка с *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. quadratum* (d'Orb.), *G. doerntense* (Denk.), *G. striatulum* (Sow.), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle) и *Polyplectus discoides* (Ziet.), устанавливающие присутствие зоны Grammoceras thouarsense. Следующая местная зона Dumortieria pseudoradiosa выделяется в нижних горизонтах верхней подсвиты. Она обоснована многочисленными находками *Dumortieria pseudoradiosa* Bran., *D. tabulata* Buck., *D. brancoi* Ben., *D. subundulata* Bran., *Pleydellia aalensis* (Ziet.), *P. mactra* (Dum.) и др. (Объяснительная записка ..., 1973).

На южном склоне, в бас. рр. Мзымта и Шахе (Гойтхско-Ачишхинская зона), к тоару относится верхняя часть мощной толщи глинистых пород свиты хахопсе. Ее тоарский возраст подтверждается находками *Hildaites cf. serpentinus* (Rein.), *Pleydellia cf. subcompta* (Bran.) (Панов, Пруцкий, 1983), *Phymatoceras narbonense* (Back.) и *Pseudogrammoceras cf. saemanni* (Dum.) (Ростовцев, 1967).

Отложения ааленского яруса имеют также весьма широкое распространение и повсеместно охарактеризованы аммонитами. На Малом Кавказе (Шамхорский выступ) фаунистически обоснованный аален непосредственно продолжает тоарские глинисто-песчанистые породы джандарский свиты. Здесь на основании *Leioceras opalinum* (Rein.) и др. (Гасанов, 1971) подтверждается присутствие лишь нижнего подъяруса аалена (50-60 м).

В зоне Южного склона Азербайджана (Шекинская подзона) ааленский ярус выделяется в большей части мегиканской свиты с раннеааленскими *Leioceras opalinum* (Rein.), *L. comptum* (Rein.), *L. gotzendorfensis* (Dorn.), *Costileioceras costosum* (Quenst.), *Hammatoceras subinsigne* (Opp.) и позднеааленскими *Ludwigia murchisonae* (Sow.), *L. umbilicata* (Buck.), *L. obtusiformis* (Buck.) и др. (Араев, 1990). Этот комплекс аммнитов группируется в двух зонах аалена Leioceras opalinum и Ludwigia murchisonae.

В пределах Тфанского антиклинория отложения губахской свиты перекрываются (неповсеместно) глинистыми сланцами и аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников, известных под названием кархунской свиты (500 м). К ней приурочены многочисленные конкреции сидерита и аммониты *Leioceras comptum* (Rein.), *L. opalinum* (Rein.), а также *Graphoceras concavum* (Sow.), *Ludwigia rudis* Buck., *L. subtilicosta* Krimh. и *L. bradfordensis* (Buck.), устанавливающие во вмещающих их отложениях самую верхнюю зону аалена Graphoceras concavum (Агаев, 1990). Аммониты этой зоны встречаются и выше, в джиминской свите, представленной закономерно переслаивающимися песчаниками или алевролитами с аргиллитами.

На территории зоны Известкового Дагестана ааленские отложения выделяются в карахской свите (700-3500 м), где на слоях с аммонитами зоны Dumortieria pseudoradiosa непосредственно залегают слои с *Leioceras opalinum* (Rein.), *L. comptum* (Rein.), *Costileioceras costosum* (Quenst.) и др. В более высоких горизонтах свиты встречены *Leioceras wilsoni* Buck., *L. acutum* (Quenst.), *Staufenia sinon* (Bayle), *Ludwigia ex gr. murchisonae* (Sow.) и др. (Объяснительная записка..., 1973).

На карахской свите согласно залегает игатлинская, развитая аргиллитами, алевролитами и в меньшей степени мелкозернистыми песчаниками с прослоями конкреционных конгломератов (до 600 м). Нижняя половина свиты принадлежит к лоне Staufenia sinon-Ludwigia bradfordensis (Решение..., 1984). Ее характеризует вид-индекс и *Staufenia staufensis* Opp., *Ludwigia murchisonae* (Sow.), *L. tortum* Buck., *L. bradfordensis* (Buck.) и др. В верхней половине свиты устанавливается зона Graphoceras concavum по находкам вида-индекса, *Graphoceras cornu* (Buck.), *G. decorum* Buck., *Ludwigia subtilicosta* Krimh., *L. rudis* Buck. и др. (Объяснительная записка ..., 1973). В известняках, приуроченных к кровле игатлинской свиты, аммониты зоны Graphoceras concavum сконденсированы совместно с представителями раннебайосского рода *Hyperlioceras*.

В зоне Бокового хребта Восточного Кавказа, в частности его восточной подзоне, характер ааленских отложений аналогичен характеру отложений известнякового Дагестана. Они слагают значительную часть карахской свиты, представленной аргиллитами с конкрециями, прослоями и пачками песчаников с *Leioceras opalinum* (Rein.), *L. acutum* (Quenst.), *Costileioceras costosum* (Quenst.), *Staufenia sinon* (Bayle), *Ludwigia murchisonae* (Sow.), *L. cf.tulutaria* (Dum.). Аалену принадлежит почти полностью игатлинская свита (до 700 м), связанная с карахской постепенным переходом. Она выражена главным образом аргиллитами с линзами песчанистых известняков в кровле. Нижняя часть свиты относится к зоне Staufenia sinon-Ludwigia bradfordensis и охарактеризована *Leioceras cf. gracile* Buck., *Ludwigia murchisonae* Sow. Верхняя часть свиты соответствует зоне Graphoceras concavum, содержащей одноименный вид, *Ludwigia subtilicosta* Krimh. и др. (Объяснительная записка..., 1973). В известняках кровли игатлинской свиты аммониты последней зоны сконденсированы совместно с аммонитами нижнебайсской зоны Sonninia sowerbyi.

В западной подзоне (междуречье Терека-Ассы) аален охватывает верхнюю часть джерахской свиты (общая мощность свиты 2000 м) с *Leioceras opalinum* (Rein.), *L. gotzendorfensis* (Dorn.), *L. cf. comptum* (Quenst.),

Costileioceras cf. costosum (Quenst.), *Staufenia ex gr. sinon* (Bayle), *Ludwigia murchisonae* (Sow.), *L. cf. bradfordensis* (Buck.) и др. (Мацкевич, 1964, Объяснительная записка..., 1973). Судя по указанным аммонитам, она включает лоны Leioceras opalinum-L. comptum, Staufenia sinon-Ludwigia bradfordensis.

На джерахской свите согласно залегают ломкие скорлуповатые аргиллиты, иногда переслаивающиеся с алевролитами и тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками, принадлежащими к герчечской свите. В основании свиты по ущ. р.Ассы нам удалось найти *Graphoceras cornu* (Buck.), указывающий на присутствие в ней кровли ааленского яруса.

Западнее, в Дигоро-Осетинской зоне, аалену отвечает верхняя толща (до 700 м) ардонской свиты. Ее слагают пачки песчаников неравномерно чередующихся с алевролитами и аргиллитами с линзами и прослоями известняков-ракушечников. Из разных районов развития свиты известны *Leioceras cf. opalinum* (Rein.), *L. acutum* (Quenst.), *Staufenia sinon* (Bayle), *Tmetoceras cf. scissum* (Ben.).

В восточной части Балкарии (Восточно-Балкарская зона) и в пределах Тырныауз-Пшекишской зоны к аалену относится верхняя подсвита (от 80 до 600 м) джигиатской свиты, что устанавливается находками *Leioceras opalinum* (Rein.), *Hammatoceras subinsigne* (Opp.) из низов подсвиты, *Staufenia staufensis* (Opp.), *S.sinon* (Bayle) из более верхних горизонтов, а из верхов подсвиты *Ludwigia bradfordensis* (Buck.) и, видимо, *L. murchisonae* Sow. Подсвиту слагают аргиллиты с прослоями алевролитов, мелкозернистых песчаников и конкреционных конгломератов. В ее кровле, местами появляются прослои органогенно-обломочных известняков. С этим уровнем связана находка позднеааленского аммонита *Graphoceras concavum* (Sow.).

Аален в Архыз-Гузерипльской зоне (междуречье Белой и Баксана) по составу слагающих его пород мало отличается от тоара. Его присутствие подтверждается в верхней части тубинской свиты по единичным находкам *Leioceras opalinum* (Rein.) и *Staufenia sinon* (Bayle) на правобережье р.Пшеха (Панов, 1976).

В междуречье Белой и Урупа (Лабино-Малкинская зона) аален выделяется в отложениях верхней подсвиты (350-750 м) псебайской свиты. Она содержит *Leioceras opalinum* (Rein.) и *L. comptum* (Rein.). В бас. р.Белой и в междуречье Малой Лабы и Урупа в верхних горизонтах подсвиты развиты алевролиты и аргиллиты с линзовидными пластами криноидных известняков и известковистых песчаников (100-150 м), сохранившихся от размывов. В этих отложениях отмечаетсяя (Панов, 1976) наличие *Staufenia sinon* (Bayle) и *S.opalinoides* (Mayer).

К востоку, на территории Зеленчук-Чегемского района, ааленскому ярусу и, видимо, низам байоса соответствует значительная часть верхней подсвиты (до 140 м) джигиатской свиты. Ее представляют аргиллиты с конкрециями сидерита и прослоями мелкозернистых песчаников с линзовидными пластами известняков и конкреционного конгломерата. В этой части подсвиты содержатся относительно многочисленные аммониты, группирующиеся в две провинциалные зоны аалена — Leioceras opalinum-L. comptum с видами-индексами и *L. undulatum* Buck., *Costileioceras costosum* (Quenst.), и Staufenia sinon с *S. sinon* (Baule), *S.staufensis*

(Opp.), *Leioceras substriatum* Buck., *L. bifidatum* Buck., *Ludwigia murchisonae* (Sow.), *L. baylei* (Buck.), *Tmetoceras scissum* (Ben.) и др. (Объяснительная записка ..., 1973).

В междуречье Уруп-Кубань верхние горизонты подсвиты фациально замещаются органогенно-обломочными криноидными известняками (1-20 м). В различных разрезах на разных стратиграфических уровнях от зоны верхнего тоара Dumortieria pseudoradiosa до зоны Sonninia sowerbyi нижнего байоса они содержат аммониты. В северных разрезах известиняки замещают только кровлю подсвиты (зона S. sowerbyi). Южнее же в результате их замещения все более нижних слоев верхнеджигиатской подсвиты, стратиграфический объем известняков увеличивается (Панов, 1976). Местами аммониты различных зон сконденсированы и встречены на одном уровне.

Крайне западные выходы ааленских отложений связаны с Гойтхско-Ачишхинской зоной. Здесь они начинаются верхними горизонтами свиты хахопсе с *Leioceras cf. comptum* (Rein.). Затем следует чаталтапинская свита, сложенная вулканогенно-осадочными породами мощн. до 1500 м. В средней ее части на р.Большой Тугупс К.О.Ростовцевым (1964) обнаружены *Leioceras opalinum* (Rein.), *L. comptum* (Rein.) и *Hammatoceras cf. subinsigne* (Opp.). Более верхнюю часть аалена занимает свита горы Индюк. В ее основании выделяются кварцевые порфиры и их пирокластолиты (до 150 м), на которых залегают флишоидно переслаивающиеся песчаники и аргиллиты (до 300 м) с конгломератами в основании. Выше идут пачки переслаивающихся аргиллитов с пирокластолитами кислого состава. Общая мощность свиты до 1200 м. Ее возраст определяется поздним ааленом единственной находкой *Ludwigia sp.* (Панов, 1983).

Вверх по разрезу свита горы Индюк согласно сменяется пшишской свитой. Внизу ее слагают флишоидно переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники (до 600 м), а в верхней части — однородные аргиллиты с прослоями алевролитов (до 500 м). Находки *Ludwigia bradfordensis* Buck., *L. cf. umbilicata* Buck., *L. ex gr. murchisonae* (Sow.) и др. (Ростовцев, 1967) позволяют отнести свиту к верхнему аалену.

Анализируя вышеизложенный материал, можно прийти к выводу, что несмотря на существенные различия в нижнеюрско-ааленских отложениях Грузии и смежных территорий, прослеживается и определенное сходство как в последовательности, так и в строении толщ. В отдельных случаях устанавливаются даже идентичные лито-стратиграфические подразделения, которым свойственны в целом тождественная последовательность, общий литологический и палеонтологический состав.

Большое сходство состава и последовательности аммонитов создают благоприятные предпосылки для биостратиграфической корреляции этих отложений (см.табл. II).

На Северном Кавказе синемюрские и низы нижнеплинсбахских отложений не расчленяются на зоны и лоны. По находкам единичных аммонитов в ряде районов устанавливается лишь присутствие синемюрских зон Arietites bucklandi, Caenisites turneri, Oxynoticeras oxynotum, Echioceras raricostatum и нижней зоны плинсбаха Uptonia jamesoni. В синемюрских отложениях Азербайджана по редким находкам аммонитов подтверждается также присутствие всех этих зон и зоны Arnioceras semicostatum. В Грузии две нижние зоны синемюра выделяются по комп-

лексу видов, принадлежащих к родам *Arietites, Epammonites, Vermiceras, Metophioceras* и *Arnioceras*. В кровле нижнего синемюра устанавливаются слои с Microderoceras cf. birchi. Присутствие средней зоны верхнего синемюра Oxynoticeras oxinotum подтверждается единственной находкой *Oxynoticeras cf. doris* (Rein.). Кровля синемюра — зона Echioceras raricostatum, отчетливо выделяется по многочисленным видам родов *Paltechioceras, Leptechioceras, Epideroceras* и *Echioceras*. В нижнем плинсбахе Грузии выделяется лона Tropidoceras masseanum, обоснованная представителями родов *Uptonia, Tropidoceras* и др.

В верхнем плинсбахе на Северном Кавказе выделяется лона Amaltheus margaritatus-A. subnodosus, охарактеризованная многочисленными *Amaltheus* и средиземноморскими *Arieticeras* и *Fuciniceras*. В Азербайджане на этом уровне устанавливаются слои с Amaltheus, которые в одних случаях выражены видом *A. margaritatus* Montf., в других же только его родом. В Грузии выделяется лона Amaltheus subnodosus и самая верхняя зона плинсбаха Pleuroceras spinatum.

В нижнем тоаре на Северном Кавказе устанавливается лона Dactylioceras-Harpoceras и зона Hildoceras bifrons. Первая охватывает две стандартные зоны — Dactylioceras tenuicostatum и Harpoceras falcifer. Ее слагают виды родов *Dactylioceras* и *Harpoceras*. В Грузии выделяются слои с Harpoceras falcifer-Hildaites serpentinus. В Азербайджане этот стратиграфический уровень аммонитовой фауной не обоснован.

Зону Hildoceras bifrons Северного Кавказа характеризуют многочисленные виды *Hildoceras, Dactylioceras* и реже *Peronoceras*. Здесь же выделяется нижняя зона верхнего тоара Haugia variabilis, обоснованная видами родов *Haugia* и *Phymatoceras*. По объему этим двум зонам в Грузии соответствует лона Peronoceras subarmatum с *Catacoeloceras, Peronoceras, Hildoceras, Praehaploceras, Phymatoceras* и *Haugia*.

Зона Grammoceras thouarsense верхнего тоара устанавливается во многих районах Северного Кавказа, в Грузии и Азербайджана. Для нее характерны ребристые *Grammoceras* и *Pseudogrammoceras*.

С зоной Dumortieria levesquei кровли тоарского яруса в Азербайджане и Грузии сопоставляются одноименные зоны. На территории Северного Кавказа эта зона известна под названием Dumortieria pseudoradiosa. Зональный комплекс состоит из многолчисленных аммонитов рода Dumortieria в ассоциации с более редкими *Pleydellia*.

Стандартная зона Leioceras opalinum выделяется в низах ааленского яруса Азербайджана и Грузии. Она содержит комплекс, в состав которого входят виды родов *Leioceras, Costileioceras* и *Hammatoceras*. На Северном Кавказе ей соответствует лона Leioceras opalinum-L. comptum и нижняя часть лоны Staufenia sinon-Ludwigia bradfordensis. Последняя охарактеризована двумя комплексами фауны. В нижней части это представители *Leioceras, Staufenia, Tmetoceras* и *Erycites*, в верхней преобладают *Ludwigia* и *Hammatoceras*. Верхняя часть лоны коррелируется со стандартной зоной Ludwigia murchisonae, которая выделяется как в Грузии, так и в Азербайджане по находкам *Ludwigia*.

Зона Graphoceras concavum устанавливается в разрезах Северного Кавказа и Азербайджана. К ней приурочены в основном представители *Graphoceras* и *Ludwigia*. В Грузии ее присутствие подтверждается единственным экземпляром рода *Brasilia*.

Таблица II

Сопоставление региональных биостратиграфических подразделений нижней юры-аалена Грузии и смежных территорий

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА					СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ НИЖНЕЙ ЮРЫ-ААЛЕНА ГРУЗИИ И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ					
СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ПОДЯРУС	ЗОНА	РЕГИОНАЛЬНЫЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ХАРАКТЕРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АММОНИТОВ					
					ГРУЗИЯ		СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ (РЕШЕНИЕ..., 1984)		АЗЕРБАЙДЖАН (ГАСАНОВ, 1971, АГАЕВ, 1990)	
ЮРСКАЯ	СРЕДНИЙ	ААЛЕНСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Graphoceras concavum		Brasilia sublineata Buck	Graphoceras concavum	Graphoceras concavum (Sow.), G. cornu (Buck.), Ludwigia rudis Buck., L. subtilicosta Krimh	Graphoceras concavum	Graphoceras concavum (Sow.), Ludwigia rudis Buck., L. subtilicosta Krimh., L. bradfordensis (Buck.), L. costa Buck
				Ludwigia murchisonae	Ludwigia murchisonae	Castileioceras costatum (Horn.), Ludwigia bradfordensis (Buck.), L. obtusiformis Bukmani Gec., L. murchisonae (Sow.)	Staufenia sinon-Ludwigia bradfordensis	Ludwigia murchisonae (Sow.), L. bradfordensis (Buck.), L. aperta Buck., L. torta (Buck.), L. obtusiformis (Buck.) u gp.	Ludwigia murchisonae	Ludwigia murchisonae (Sow.), L. obtusiformis (Buck.), L. aperta Buck, L. umbilicata Buck., Staufenia sinon (Bayle) u gp
			НИЖНИЙ	Leioceras opalinum	Leioceras opalinum	Leioceras opalinum (Rein.), L. comptum (Rein.), Castileioceras costosum (Quenst.), C. subcostosum (Buck.) u gp	Leioceras opalinum - L. comptum	Staufenia sinon (Baule), Leioceras opalinum (Rein.) u gp. Leioceras opalinum (Rein.), L. comptum (Rein.), L. gotzendorfensis (Dorn.), Costileioceras costosum (Quenst.)	Leioceras opalinum	Leioceras opalinum (Rein.), L. comptum (Rein.), L. gotzendorfensis (Dorn.), Costileioceras costosum (Quenst.) u gp
		ТОАРСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Dumortieria levesquei	Dumortieria levesquei	Dumortieria pseudoradiosa (Bran.), D. radiosa (Seeb.), D. broncoi Ben., D. exigua Buck., D. bleicheri Ben., D. moorei (Lyc.) u gp	Dimortieria pseudoradiosa	Dumortieria pseudoradiosa Bran., D. broncoi Ben., D. levesquei (d'Orb.), D. bleicheri (Ben.), Pleydellia aalensis (Ziet.) u gp	Dumortieria levesquei	Dumortieria bleicheri Ben., D. levesquei (d'Orb.), D. moorei (Lyc.), D. tabulata Buck., D. exigua Buck
				Grammoceras thouarsense	Grammoceras thouarsense	Grammoceras thouarsense (d'Orb.), G. striatum (Sow.), G. cf. quadratum (Haug.), Pseudogrammoceras fallaciosum (Bayle) u gp	Grammoceras thouarsense	Grammoceras thouarsense (d'Orb.), G. quadratum (Haug.), Pseudogrammoceras fallaciosum (Bayle), P. sarmanni (Dum.) u gp.	Grammoceras thouarsense	Grammoceras thouarsense (d'Orb.), G. subquadratum Buck., Pseudogrammoceras sarmanni (Dum.), P. fallaciosum (Bayle, u gp.
			НИЖНИЙ	Haugia variabilis	Peronoceras subarmatum	Catacoeloceras raquinianum (d'Orb.), Peronoceras subarmatum (Yel. B.), P. fioulatum (Sow.), Hildoceras bifrons (Brug.), H. cf. sublevisoni Fuc., Phymatoceras cf. hardonnense Buck., Ph. cf. tirolense (Hauer), P. camense evolutum (Renz.), Haugia cf. variabilis (d'Orb.) u gp	Haugia variabilis	Haugia variabilis (d'Orb.), Phymatoceras tirolense (Hauer), Ph. chelussi Parisch et Viale, Peronoceras verticosum Buck u gp		
				Hildoceras bifrons			Hildoceras bifrons	Hildoceras bifrons (Brug.), H. sublevisoni Fuc., H. lavinianum Fuc., Dactylioceras commune (Sow.), D. tenuiatus (Simps.) u gp		
				Harpoceras falciferum	Harpoceras falciferum-Hildaites serpentinus	Harpoceras falciferum (Sow.), H. mulgravium (Yel. B.), Hildaites serpentinus (Rein.)	Dactylioceras-Harpoceras	Dactylioceras semicelatum (Simps.), D. tenuicostatum (Yel. B.), Tiltoniceras off. costatum Buck., Hildaites serpentinus (Rein.), Harpoceras falciferum (Sow.), H. exaratum (Yel. B.), H. ovalum (Yel. B.)		
				Dactylioceras tenuicostatum						
		ПЛИНСБАХСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Pleuroceras spinatum	Pleuroceras spinatum	Pleuroceras spinatum (Brug.), P. coronatum (Quenst.)				
				Amaltheus margaritatus	Amaltheus subnodosus	Amaltheus margaritatus Monf., A. subnodosus (Yel. B.), A. laevigatus How., A. stokesi (Sow.), Fucniceras isseli (Fuc.), F. bascense (Rein.), Arieticeras bertrandi (Kill.), A. cf. algovianum (opp.) u gp	Amaltheus margaritatus-A. subnodosus	Amaltheus margaritatus Monf., A. subnodosus (Yel. B.), A. evolutus Buck., A. laevigatus How., A. striatus How., A. stokesi (Sow.), Fucniceras bonarelli (Fuc.), Arieticeras algovianum (Opp.), A. bertrandi (Kill.), A. cf. retrocostatum (Opp.) u gp	Amaltheus	Amaltheus sp., A. margaritatus Monf., Arieticeras algovianum (Opp.)
				Amaltheus stokesi						
			НИЖНИЙ	Prodactylioceras davoei		Androginoceras cf. laiecostatum (Sow.)		Tragophylloceras ononumium (Hogs.), T. huntoni (Simps.), Androgynoceras cf. oblongum (Quenst.), Polymorphites polymorphus (Quenst.)		
				Tragophylloceras ibex	Tropidoceras masseanum	Platypleuroceras variscoi Par., Uptonia angustata (Quenst.), Tropidoceras masseanum (d'Orb.), T. stahli (Opp.), Polymorphites sp., Acanthopleuroceras sp.		Tropidoceras masseanum (d'Orb.), T. ellipticum (Sow.), T. obtusum Futt., T. cf. stahli (Opp.)		
				Uptonia jameson				Uptonia ignota (Simps.), Tropidoceras flandrini (Dum.)		
		СИНЕМЮРСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Echioceras raricostatum	Echioceras raricostatum	Echioceras raricostatum (Ziet.), Ep. steinmanni (Hug.), Paltechioceras boehmi (Hug.), P. elicitum Buck., P. stuceri (Hug.) u gp.		Echioceras declivis Truem. et Will.		Echioceras declivis Truem. et Will., Eoderoceras sp.
				Oxynoticeras Oxynotum		Oxynoticeras cf. doris (Rein.)		Oxynoticeras oxynotum (Quenst.)		
				Asteroceras obtusum						
			НИЖНИЙ	Caenisites turneri	Microderoceras cf. birchi	Microderoceras cf. birchi (Sow.)		Microderoceras birchi (Sow.)		Microderoceras birchi (Sow.)
				Arnioceras semicostatum	Arnioceras semicostatum	Arnioceras geometricoides Erb., A. cf. miserabile (Quenst.), A. speciosum Fuc., A. harpoides Erb., A. ceratitoides (Quenst.) u gp.				Arnioceras abjectum (Fuc.)
				Arietites bucklandi	Arietites bucklandi	Arietites bisulcatus (Brug.), Epammonites cf. latisulcata (Quenst.), Vermiceras spiratissimum (Quenst.), V. francisci Fuc., V. ultraspiratum Fur. u gp		Arietites cf. bucklandi (Sow.), A. grossi (Wright)		Arietites sp. ind., Vermiceras sp., Coroniceras sp. ind.
		ГЕТТАНГСКИЙ								

Таким образом, сопоставляемые отложения характеризуются сходной этапностью в развитии аммонитов. Они содержат почти одинаковые аммонитовые комплексы, различающиеся лишь количеством и реже отдельными видами. Так, например, в Грузии характеризуются значительным обилием синемюрские аммониты, а в смежных территориях они отличаются более богатым составом в ааленском ярусе. Фауна аммонитов смешанная, состоящая из преимущественно североальпийских (среднеевропейских) и в подчиненном количестве средиземноморских форм. Правда, в Грузии на Дзирульском выступе количество последних существенно возрастает за счет представителей *Phylloceras* и *Lytoceras*. Значительная близость аммонитовых сообществ показывает, что сопоставляемые территории в раннеюрско-ааленское время входили в одну зоогеографическую провинцию.

ГЛАВА V

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГРУЗИИ В РАННЕЙ ЮРЕ И ААЛЕНЕ

Территория Грузии в ранней юре и аалене характеризовалась разнородностью тектонического режима, различными типами осадков, условиями их залегания и развитием различных групп организмов. Основные положения ее геологического развития для юрского периода были разработаны И.Р.Кахадзе (1947). Однако некоторые из них в настоящее время несколько устарели, требуют пересмотра и новую интерпретацию. В процессе разносторонних исследований нижнеюрских и ааленских отложений за последние годы получены новые данные по их стратиграфии, литологии и тектонике, позволившие уточнить отдельные особенности геологического развития Грузии в ранней юре и аалене.

Реконструкции полеогеографической обстановки, существовавшей на рассматриваемой территории в ранней юре и аалене, основано на изучении фаций и их смены в вертикальном разрезе и в горизонтальном направлении. Пространственное распределение литофаций и изменения характера осадконакопления во времени позволяют здесь в ранней юре и аалене выделить две крупные единицы первого порядка — области.

Северная область, занимающая довольно обширную площадь современной Складчатой системы большого Кавказа, в это время формировалась в пределах окраинного моря Большого Кавказа (Южного склона). Здесь нижнеюрские и ааленские отложения имели большую мощность и характеризовались в основном непрерывностью осадконакопления. В их строении значительную роль играют продукты подводной вулканической деятельностьи.

Южная область развивалась в составе Закавказской островной дуги (Адамия и др., 1989), расположенной к югу от окраинного моря Большого Кавказа (Южного склона). Эта область характеризовалась относительно приподнятым положением фундамента, выступающим на поверхность в центральной ее части (Дзирульский, Храмский и Локский поднятия). Островодужные осадки обычно построены мелководными терригенными образованиями и зоогеннными известняками. Они отличаются небольшой мощностью, магматические проявления весьма ограничены.

На рубеже триасового и юрского периода в результате древнекиммерийской орофазы от водного покрова освободилась центральная часть (территория Сванети) бассейна осадконакопления окраинного моря Большого Кавказа (Южного склона) и на ее месте возникла островная суша. Такое допущение обусловлено отсутствием здесь отложений геттангского яруса.

Расположенная южнее область Закавказской островной дуги, представляющая собой мелководную осторовную гряду, также была вовлечена в восходящие движения. Ее острова в той или иной степени возвышались

над уровнем водного бассейна и служили источниками сноса обломочного материала.

Раннеальпийский этап тектонического цикла характеризовался на територрии Грузии резким преобладанием нисходящих движений, вызвавших перестройку в распределений суши и моря. Значительно сократилась Закавказская островная дуга. Ее северная краевая часть с Келасурским, Горабским и др. поднятиями, охватывающая современную Гагрско-Джавскую зону, испытала в начале альпийского цикла раздробление и вошла в состав окраинного моря Большого Кавказа (Гамкрелидзе, 1984).

Ранний лейас

В раннем лейасе основным событием явилась обширная трансгрессия моря. Наиболее ранние ее проявления устанавливаются на территории Локского и Храмского выступов доюрских кристаллических пород, где в геттангском веке формировались обломочные и грубозернистые осадки мошеванской свиты. Гранулометрический состав отложений, резкие изменения мощностей, плохая сортировка и неокатанность терригенного материала, отсутствие следов морских организмов и обилие растительных остатков указывают на происхождение свиты в сублиторальной зоне морского бассейна. В галечно-обломочном материале наибольшим развитием пользуются кислые эффузивы — кварц-порфиры, кварцевые порфириты и альбитофиры (Зесашвили, 1955), реже встречаются породы кристаллического фундамента. Следовательно, территории Локского и Храмского выступов в доюрское время покрывались вулканогенами кислого состава, которые к началу юрского периода частично уцелели от триасового размыва и являлись основным источником грубообломочного материала.

Дзирульский выступ к этому времени, видимо, представлял неровно денудируемую сушу, в пониженных участках которой (во временных водоемах) образовалась континентальная толща с наземной вулканической деятельностью.

Континентальные условия существовали и несколько западнее, в окрестностях г. Кутаиси (правобережье р. Риони), где буровой скважиной вскрыты туфы и туффиты кислого состава, несогласно залегающие на гранитоидах. На то, что продукты изверженной кислой магмы имели гораздо более широкое развитие, чем современные их выходы, указывалось еще И.Р.Кахадзе (1947). В подтверждение он приводит находки обломков кварц—парфиров в порфиритовой серии байоса (р. Паца и Абхазия). По нашему мнению, эти обломки должны происходить из более древней верхнепалеозойской чиатурской свиты, расположенной севернее, хотя не исключено, что в западные районы они попадали и из более молодой геттангской вулканогенно-континентальной толщи.

В синемюрском веке море, наступающее с юга Малокавказского океанического бассейна, проникает глубже в пределы Локского и Храмского выступов. В установившемся здесь мелководном режиме аккумулировались мелкозернистые слюдистые песчаники локчайской свиты. Источником терригенного материала свиты служили участки самих островов (рис.20), не покрытых водой, но значительно уменьшившихся в размере. Вода

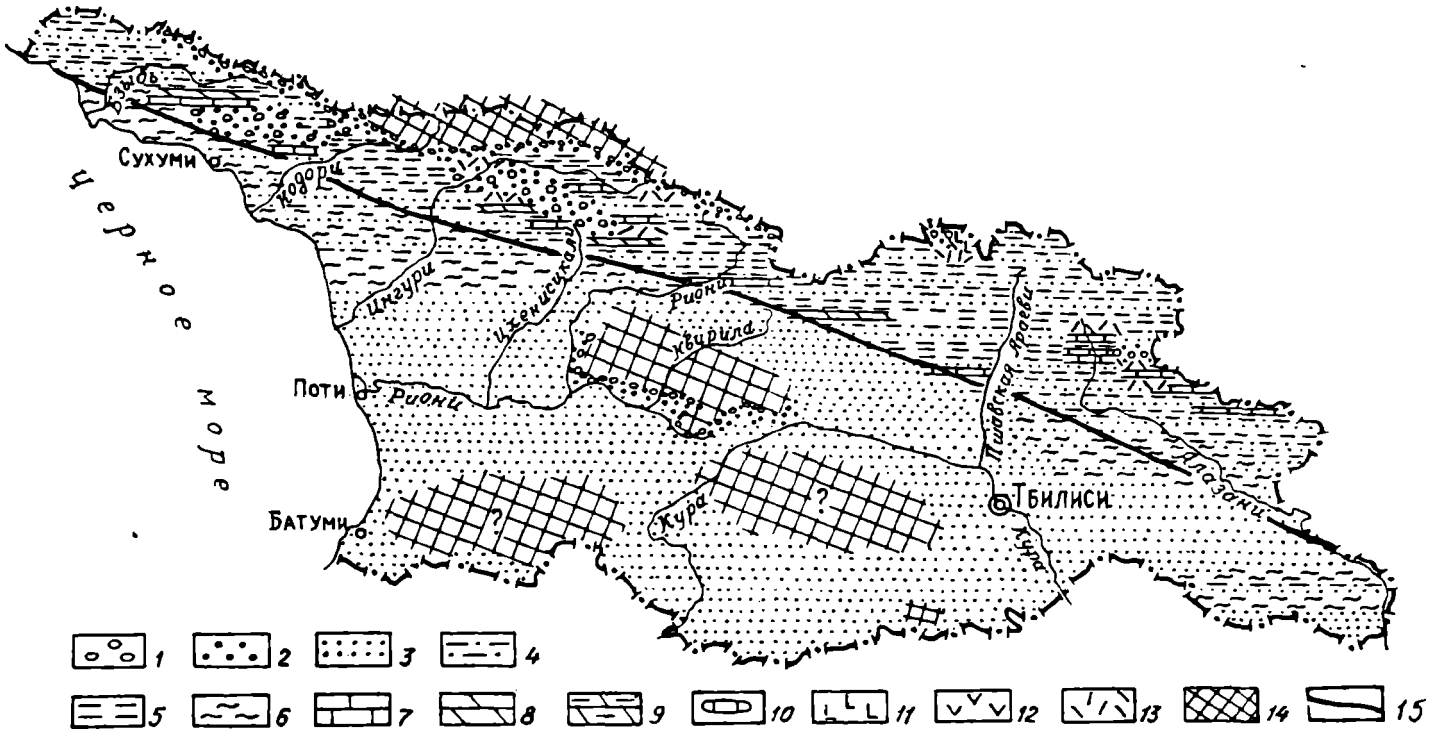

Рис.20. Схема распределения литофаций синемюра:

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — кварцево—аркозовые грубозернистые песчаники; 3 — мелкозернистые песчаники; 4 — алевролиты; 5 — глинистые сланцы; 6 — аргиллиты; 7 — известняки; 8 — мергели; 9 — мергелистые глины; 10 — линзы известняка; вулканогенные образования: 11— основного состава; 12 — среднего состава; 13 — кислого состава; 14 — области денудации; 15 — границы морских бассейнов

отличалась нормальной температурой и соленностью, способствующей интенсивному развитию жизненных процессов. Органический мир локчайской свиты чрезвычайно разнообразен. Он состоит из качественно богатых видов аммонитов и двустворчатых моллюсков, с преобладанием последних.

К западу, востоку и юго-востоку от Локского и к югу от Храмского выступов эпиконтинентальное море занимало значительную часть территории современной Артвино-Болнисской глыбы и внешнюю часть Малого Кавказа (Локско-Карабахская зона). В ней накапливались осадки, о характере которых можно судить лишь по нижненюрским выходам Шамхорского и Артвинского выступов.

В синемюре море достигало и до переферии Дзирульского выступа. Здесь в прибрежной части трансгрессирующего моря накапливаются конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники. Основным поставщиком терригенного материала была территория выступа, не покрытая водным покровом. Обломочный материал поступал как за счет абразии берега, так и в результате деятельности рек. Полимиктовый состав и мощность грубообломочных пород определяет их происхождение в приустьевых участках (Дзоценидзе, Схиртладзе, Чечелашвили, 1950, 1953), куда реки, производя эрозию, приносили материал размыва кислых еффузивов и кристаллических пород. Плохая окатанность галек конгломератов свидетельствует о том, что их транспортировка шла неиздалека и денудируемая суша, очевидно представляла собой местность с крутыми склонами, прорезанными короткими реками.

По мере наступления моря крупнозернистая фация сменялась мелкозернистыми слюдистыми песчаниками мартотубанской свиты. Уменьшение гранулометрического состава в вертикальном направлении, четко выраженная слоистость и присутствие фауны открытого моря дают возможность отнести их к осадкам, отложившимся в неритовой области морского бассейна.

Что представляла собой территория современной Аджаро-Триалетской складчатой зоны к этому времени? Выступала она над уровнем моря или была покрыта водной массой? По этому поводу высказываются противоположные мнения. Имеющиеся разногласия вызваны, с одной стороны, сложностью самого вопроса, а с другой — различной интерпретацией фактических данных. Согласно И.Р.Кахадзе (1947), она входила в состав Антикавказской геосинклинали. П.Д.Гамкрелидзе (1949) считал, что нет данных, позволяющих предположить наличие лейаса в этой области. По И.П.Гамкрелидзе (1976), территория современной Аджаро-Триалетской складчатой зоны с позднего палеозоля до середины мела по существу являлась высокоприподнятой размываемой сушей. Ш.А.Адамия и др. (1982) на основании палеомагнитных данных выделяют здесь Черноморско-Каспийский интрадуговой рифт, разделяющий Закавказскую островную дугу на Северо-Закавказский и Южно-Закавказский пояса. Е.К.Вахания (1976) в пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоны выделяет два небольших острова, один на территории Триалетского хребта, другой — несколько западнее. Присутствие последнего в некоторой степени подтверждается и данными М.Б.Лорткипанидзе, Г.С.Закариадзе (1974), которые в верхнеэоценовых вулканогенных образованиях западной части Аджаро-Триалетии отмечают в большом количестве обломки древнего фундамента. Учитывая, что плохоокатанные гальки конгломерат-брекчии палеоцен-оцена, вскрытые буровыми скважинами в окр. с.Бобневи и г.Чохатаури, сложены породами кристаллического фундамента и осадочного чехла верхней юры и нижнего эоцена, Г.Ш.Нада-

реишвили и др. допускают покрытие даной территории водной массой с поздней юры. Возможно это утверждение верно. Однако идентичность отложений синемюра, развитых к северу (Дзирульский выступ) и югу (Локский выступ) от области, отвечающей современной Аджаро-Триалетской складчатой зоне, а также сходства аммонитовой фауны, встречающейся в этих отложениях, не оставляют сомнения в существовании непосредственной связи южного и северного бассейнов.

К западу от Дзирульского выступа, в скважине пробуренной недалеко от г.Кутаиси, вскрыты отложения мартотубанской свиты, залегающие на туфах и туффитах кислого состава и представленные мелкогалечными конгломератами, грубозернистыми песчаниками (65 м), выше переходящими в мелкозернистые песчаники и алевролиты (120 м).

Присутствие отложений мартотубанской свиты под молодыми образованиями устанавливается также в восточной части Грузинской глыбы. В окр. с.Агара буровой скважиной зафиксированы осадки, представленные конгломератами и песчаниками. Галька конгломерата сложена материалом геттангской кварцпорфировой толщи. Таким образом, в синемюрском веке восточнее Дзирульского выступа континентальные условия сменяются мелководно-морскими.

Указанные данные дают нам возможность предположить присутствие терригенных отложений синемюра на значительной территории современной Грузинской глыбы.

В пределах окраинного моря в течение синемюрского времени происходило интенсивное прогибание дна и расширение его границ. Постепенно опустились под уровень моря все острова (Шоудыдский, Келасурский, Горабский и др.), существовавшие с доюрского времени. Отсутствие синемюрских отложений в Северной Сванети (окрестности Квиши) и окрестностях Клухорского перевала свидетельствуют о том, что значительная часть территории современной зоны Главного хребта в это время еще не погружалась, выступала над уровнем моря и служила источником сноса обломочного материала. Помимо нее, поставщиками терригенно-обломочного материала с юга являлась Закавказская островная дуга и с северо-востока — отдельные участки Предкавказья.

Трансгрессивное залегание синемюрских отложений на древних кристаллических породах от Северной Абхазии до Мамисонского перевала и далее на восток в пределах Дарьяльского гранитоидного массива говорит о том, что эта полоса служила северной границей морского бассейна. Здесь отлагались конгломераты, гравелиты и песчаники лашипсинской и кистинской свит. Формирование грубообломочного материала, образовавшегося за счет размыва пород кристаллического ядра, происходило в прибрежно-морских условиях в непосредственной близости от суши. Обломочный материал поступал главным образом за счет абразии берега, хотя не исключена и транспортирующая деятельность рек. Появление в верхней части свит глинистого материала связано с углублением морского бассейна. Но глубина моря, судя по характеру фауны, была все-таки небольшой и достигала 20-50 м. В нем существовали благоприятные условия для развития двустворчатых моллюсков, реже аммонитов, гастропод и брахиопод.*

---

* Глубина бассейна здесь и далее реконструируется по методике количественного соотношения отдельных групп фауны, разработанной Б.Циглером (Ziegler, 1967).

В постепенно прогибающемся бассейне образовались глубокие разрывы, сопровождающиеся проявлением магматической деятельности основного и кислого состава, выраженной подводным излиянием лав, выбросами пирокластолитов и внедрением субвулканических тел диабазов и порфиритов.

Юго-восточнее формировались фациально изменчивые отложения сторской свиты. Наличие в ней линз известняков, внутриформационных конгломератов с галькой глинистых сланцев и песчаников объясняется близким расположением возвышенного участка морского дна. Частое присутствие аммонитов и двустворчатых моллюсков указывает на то, что в период образования свиты глубина моря не превышала 40-70 м.

На границе возвышенного участка с пониженным развивались разрывы фундамента с локальным проявлением эффузивного вулканизма в виде выброса пирокластического материала среднекислого состава.

Слабее был проявлен раннелейасский вулканизм в период формирования базальных образований, обрамляющих острова дизской серии. Грубообломочные терригенные породы здесь сложены материалом, полученным полностью за счет размыва дизской серии. Однако условия седиментации в этом районе были не везде одинаковы. Совместно с конгломератами и известняками, образовавшимися на мелководных участках, встречаются и более глубоководные осадки — глинистые сланцы (весь комплекс этих отложений слагает сванетскую свиту). Такое разнообразие пород обусловлено не только характером морской абразии, но и рельефом суши и ее составом. В целом же пелитовый состав пород говорит о том, что в общий процесс опускания дна бассейна были вовлечены и отдельные участки суши, унаследованные с доюрского времени.

Трансгрессия моря захватывала все новые участки суши и в южном направлении. Это хорошо видно в бас. р.Гумиста, где в основании чедымской свиты появляются довольно мощные грубозернистые песчаники с прослоями конгломератов и гравелитов. В позднем синемюре море продвинулось еще южнее, накопление песчаников прекратилось и на глубине 80-100 м осаждались карбонатные и глинистые породы. Устанавливается нормальный гидрохимический режим, благодаря чему в бассейне расселился количественно богатый комплекс фауны, представленный в основном аммонитами.

Средний лейас

Общее погружение территории Грузии, начатое на раннеальпийском этапе тектонического цикла, продолжалось и в среднем подотделе нижней юры. Постепенно нарастающая раннелейасская трансгрессия значительно расширила пределы в верхней половине плинсбаха. В результате плинсбахские отложения распространены шире синемюрских (рис.21) и, местами, залегают трансгрессивно на более древних породах.

В пределах окраинного моря Большого Кавказа происходило резкое углубление бассейна. Разнообразные отложения синемюра сменяются однородными глинисто-алевритовыми толщами, образовавшимися за счет смыва эродированного материала с Закавказской островной дуги, предкавказской суши и с области современной зоны Главного хребта.

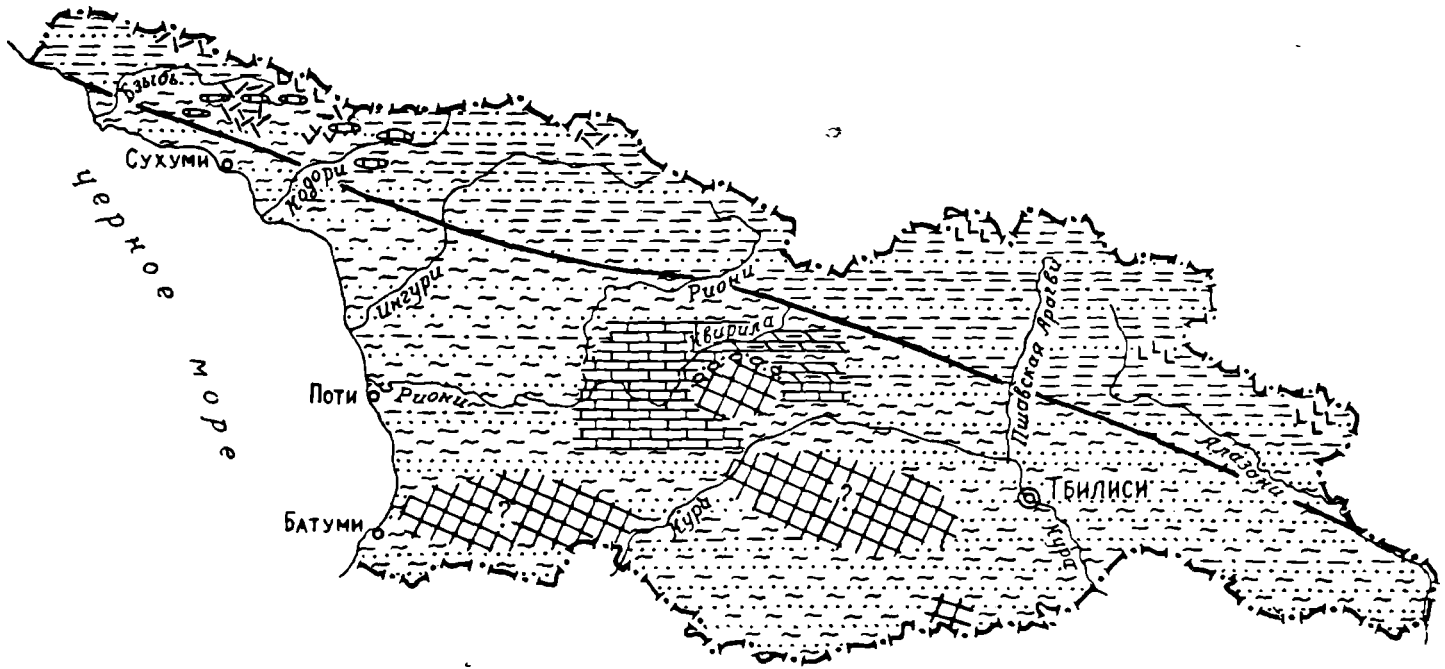

Рис. 21. Схема распределения литофаций плинсбаха. Усл.обозн.см. на рис. 20

В северной части окраинного моря в Неквашско-Архотской зоне интенсивное прогибание морского дна сопровождалось проявлением магматической деятельности в виде подводных излияний лав основного состава. Отсутствие пирокластики в эффузивах объясняется их образованием в относительно глубоководных условиях, где вулканизм проявлялся в виде спокойных трещинных излияний лав, не сопутствующихся взрывными импульсами (Чихрадзе, 1979).

Восточнее следы подводного вулканизма полностью исчезают. Обособленное обитание здесь единичных представителей аммонитов позволяет предположить, что глубина бассейна достигла 300 м, а возможно и больше.

Южнее, в Иорско-Мацимской зоне однообразное осадконакопление глинисто-алевритистых пород (циклаурская свита) нарушалось, местами, незначительным проявлением эффузивного вулканизма основного состава. В отличие от северных аналогов на этом участке отложения циклаурской свиты формировались в более мелководной среде (глубина 100 м), физико-химические условия которой благоприятно действовали на развитие фауны, особенно моллюсковой.

Западная часть бассейна окраинного моря в плинсбахском веке отличалась неровным рельефом с подводными поднятиями. Здесь временами прекращался привнос терригенного материала и создавались благоприятные условия для образования линз органогенных известняков. Глубина бассейна составляла 80-100 м. Она восстановлена с помощью богатой фауны, состоящей из брахиопод, головоногих и двустворчатых моллюсков.

С разрывными нарушениями, в том числе и ограничивавшими возвышенные участки, связана подводная вулканическая деятельность, проявившаяся в виде излияния лав и выброса пирокластического материала кислого и андезит-базальтового состава.

Восточнее, в Цхумарско-Коринтской зоне магматизм проявляется лишь в виде субвулканических тел в отложениях муашской свиты. Северные ее выходы, выступающие в северном крыле Сванетского антиклинория, образовались на глубине 150-200 м, а южные, где почти равномерно распределены как бентосные, так и активно плавающие организмы — на глубине 80-100 м.

Во второй половине плинсбахского времени море наступало на южную часть территории современной зоны Главного хребта, где в пределах Квишско-Твиберской зоны накапливались прибрежно-морские грубообломочные и пелитовые образования твиберской свиты. Грубообломочный материал состоит из кристаллических пород. Транспортировка его шла неиздалека, т.к. гальки конгломератов и зерна аркозовых песчаников характеризуются плохой окатанностью. Как видно, источником сноса обломочного материала служила суша, расположенная севернее выходов самой свиты. Появление в верхней части однородных глининстых сланцев с моллюсковой фауной обусловлено углублением бассейна и перемещением береговой линии вглубь суши. Однако не вся эта площадь погружалась под уровень моря. Несогласное налегание тоарских отложений непосредственно на породы кристаллического фундамента в пределах Архыз-Гузерипльской и Восточно-Балкарской зонах (Панов, 1976) говорит в пользу того, что отдельные ее участки оставались вне водного покрова.

В это время море подступает и к северной периферии Дзирульского выступа. Трансгрессивные верхнеплинсбахские отложения почти всюду начинаются грубозернистыми кварцевыми песчаниками с гравелитами и конгломератами в основании. Сравнительно небольшая мощность этой прибрежной фации, быстрая смена ее в разрезе глинисто-мергелистыми породами является результатом быстрого продвижения моря вглубь суши. В области накопления глинисто-мергелистой толщи глубина бассейна достигала 80-100 м. Она устанавливается по аммонитам, играющим главную роль в составе тафоценоза. Обломочные образования, развитые в основании этих отложений, получены за счет размыва древнего кристаллического фундамента. Они позволяют искать источник сноса терригенного материала южнее их выходов в центральной части Дзирульского выступа.

На южной периферии Дзирульского выступа с раннего плинсбаха постепенно прекращается привнос терригенного материала. Если в отложениях квирильской свиты он еще встречается, то в вышележащей шрошской свите его полностью замещают зоогенные известняки. Биоценоз раннего плинсбаха главным образом представляли брахиоподы, подавляющее большинство которых жило на глубине от 30 до 80 м. В позднем плинсбахе происходило некоторое углубление бассейна. В составе тафоценоза красных известняков значительно увеличивается численность аммонитов. Присутствие среди них многочисленных представителей филоцерасов и литоцерасов свидетельствует о том, что морской бассейн Закавказской островной дуги имел тесную связь с Тетисом.

На восточной периферии Дзирульского выступа в первой половине плинсбахского века условия осадконакопления остаются почти такими же, как и в синемюре. Продолжают осаждаться крупнозернистые, и в подчиненном количестве мелкозернистые кварцевые песчаники образование которых происходило в условиях быстрого накопления. А высокие темпы отложения осадков создают неблагоприятные условия для существования морских, особенно донных организмов.

В позднем плинсбахе море продвигается вперед и грубозернистые породы сменяются глинистыми. Их формирование сопровождалось слабым проявлением подводного вулканизма. Однако не на всей восточной периферии выступа развивались глинистые отложения. В северной его части накапливались красные известняки шрошской свиты. Правда, в естественных обнажениях они не встречались, но наличие их в виде больших глыб среди вулканогенных образований порфиритовой серии байоса, безусловно свидетельствует о том, что здесь в предбайосское время отлагались красные известняки. Происхождение этих глыб и обломков известняков большинство исследователей связывают с тектоническими нарушениями. Мы склонны придерживаться мнения Г.П.Лобжанидзе (1965, 1972), считавшего образования глыб результатом обрушения и сползания известняков в байосский морской бассейн и частично выбросами подводных вулканов. Очевидно, красные органогенные известняки формировались также северо-восточнее г.Чиатура и далеко на западе вдоль северной границы Грузинской глыбы, где в окр. сс.Чалы и Жонети вулканогены порфиритовой серии содержат ксенолиты известняков (Кахадзе, 1947). В общем же, по нашим представлениям, на значительной части Грузинской глыбы и во-

сточнее, возможно в пределах Азербайджанской глыбы, в течение плинсбаха отлагался главным образом терригенный материал — песчаники и аргиллиты.

На Локском и Храмском выступах условия седиментации в раннем плинсбахе без изменения унаследованы с предшествующего века. В позднем плинсбахе, несмотря на то, что значительно уменьшились размеры островов, они все-таки оставались главными поставщиками терригенного материала в морской бассейн, где к этому времени начинали формироваться флишоидные образования.

Поздний лейас-аален

В тоарском веке значительно расширились пределы распространения морского бассейна на территории современной зоны Главного хребта. Водой перекрылась практически вся ее площадь. В результате снос обломочного материала отсюда в окраинное море Большого Кавказа (Южного склона) почти прекратился. Основным источником сноса остается Закавказская островная дуга. В это время существенно увеличивается привнос песчанистого материала в бассейн окраинного моря. В его северной части аккумулировались песчано-алевритисто-глинистые толщи (рис.22). В отличие от предудыщего века здесь экологические условия значительно благоприятствовали развитию животного мира, в составе которого превалировали аммониты и митилоцерамусы, обитавшие здесь на глубине 80-100 м (Неиквашско-Архотская и Гуданско-Омалойская зоны) и до 80 м (Авадхарско-Клычская и Иорско-Мацимская зоны).

Неравномерное погружение морского бассейна вызвало возникновение разрывов фундамента, сопровождавшихся излияниями лав и выбросами пирокластического материала основного и кислого состава (Абхазия и Сванети), а также внедрением субвулканических тел диабазов, порфиритов и кварцевых альбитофиров.

В западной части окраинного моря (Кутыкухско-Сакенская зона) интенсивно развивалось дробление дна бассейна, сопровождавшееся исключительно интенсивной магматической деятельностью, выраженной накоплением андезито-базальтовой формации.

Вся южная окраина морского бассейна заполнялась флишоидными отложениями сорской свиты. Обломочный материал песчаников сложен продуктами разрушения как кристаллических, так и осадочных пород (Чихрадзе, 1979). Образование этой мощной толщи (до 1500 м) связано с подводными оползнями и суспензионными потоками, развитие которых было спровоцировано импульсами донецкой тектонической фазы.

Под воздействием этих тектонических движений древние острова, по-видимому, вновь выступили над уровнем моря. На существование таких поднятий указывают конгломераты и гравелиты с гальками кристаллических пород, содержащиеся в верхних горизонтах сорской свиты Келасурского и Окумского районов. По данным Д.Н.Канделаки (1975), окатанные гальки гранитоидов и других кристаллических пород встречаются и в ааленских отложениях Душетского района (окр. с.Мглиана и бас. р.Аркала). Причем укрупнение материала происходило в

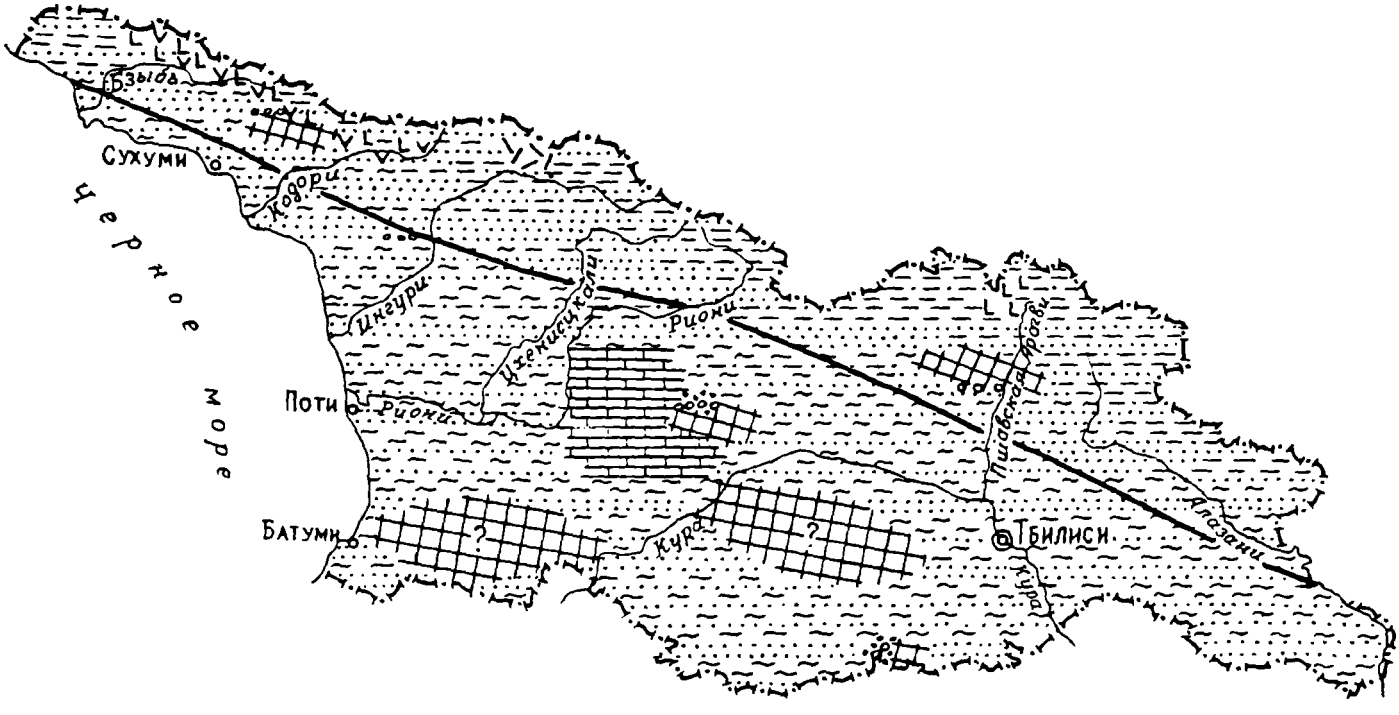

Рис.22. Схема распределения литофаций тоар-аалена. Условн. обозн. см. на рис.20

северном направлении. Следовательно, область размыва и сноса терригенного материала располагалась севернее г.Душети в междуречье верховьев Ксани-Иори.

В ааленском веке резкие изменения не происходили. Наиболее глубокие участки, как и прежде, совпадали с осевой частью морского бассейна. Здесь в спокойных условиях отлагались однообразные глинистые сланцы гудушаурской свиты, образование которых местами сопровождалось подводным излиянием лав и выбросами пирокластического материала основного состава. Факторы среды, определяющие степень ее благоприятности для существования водных организмов, несколько ухудшились. В противоположность населению предшествовавшего века, органический мир характеризуется бедностью видов. Однако такие условия существовали не на всей протяженности осевого прогиба. В восточной его части (Гуданско-Омалойская зона) на глубине 80-100 м развивались многочисленные представители моллюсковой фауны. Неоднородным был и процесс осадконакопления. В восточной части Гуданско-Омалойской зоны резко увеличился привнос песчанистого материала, который совместно с подчиненными пластами глинистых пород образуют флишоидную толщу хахматской свиты. Градационная сортировка материала говорит о том, что отложения свиты произошли в условиях привноса терригенного материала мутьевыми потоками, развивающимися на склонах поднятия, расположенного в верховьях междуречья Ксани и Иори.

Юго-восточнее (Иорско-Мацимская зона) в строении ааленских отложений главенствующую роль играют глинистые породы алматской свиты. В отличие от гудушаурской свиты они охарактеризованы богатым комплексом фауны, позволяющим допустить их формирование на глубине 80-100 м.

На остальной части бассейна палеогеографическая обстановка не изменялась. В ее южной части, как и в тоаре, накапливались флишоидные образования сорской свиты, а в Кутыкухской-Сакенской зоне происходило извержение вулканогенного материала основного и среднего состава.

На Закавказской островной дуге в тоар-аалене преобладали унаследованные от позднего плинсбаха условия осадконакопления. На северо-восточной периферии Дзирульского выступа продолжала отлагаться глинисто-мергелистая фация, которая сопровождалась незначительным проявлением магматической деятельности основного состава и внедрением относительно крупной интрузии кислого состава. В ааленском веке сюда начинает поступать и песчанистый материал.

На северной периферии выступа море в тоаре продвинулось еще далее на юг (окр. с.Беретиса), где аккумулировались конгломераты, мелкозернистые песчаники и аргиллиты с линзами угля. Материал, слагающий конгломераты, состоят из пород, полученных за счет размыва кристаллического фундамента. Следовательно, центральная часть Дзирульского выступа возвышалась над уровнем моря и в тоарском веке. В аалене происходило обратное явление — море несколько отступило и в нем начали накапливаться конгломераты и грубозернистые песчаники.

На северо-западной и по всей южной периферии Дзирульского выступа обстановка после позднего плинсбаха не изменилась. Здесь осаждались красные зоогенные известняки шрошской свиты. Обилие остатков фауны

свидетельствует об оптимальном режиме их существования, а присутствие среди них многочисленных представителей филлоцерасов и литоцерасов говорит о том, что морской бассейн Закавказской островной дуги имел тесную связь с Тетисом.

В тоаре, как и в аалене, большая часть Локского выступа была покрыта морем, над которым возвышался лишь его центральный участок. С него сносился терригенный материал, сохранившийся в виде песчаников и аргиллитов джандарской свиты. Они распространялись, видимо, и на остальную островодужную территорию, закрытую в настоящее время молодыми образованиями. Исключением можно считать небольшой участок, расположенный на восточной периферии Локского выступа (правобережье р.Ахкерпчай). Здесь происходила аккумуляция красных зоогенных известняков и продуктов кислого вулканизма.

К концу ааленского века почти всеми предыдущими исследователями допускается поднятие и осушение значительной территории Локского и Храмского выступов, вызванное донецкой тектонической фазой. Основным аргументом, подтверждающим эту точку зрения, является отсутствие верхнего аалена под трансгрессивными байосскими осадками Локского выступа. Наши исследования показали, что отложения аалена представлены полностью. Там, где сохранилось их взаимоотношение с байосской порфиритовой серией, переход между ними совершенно согласный, хотя на отдельных участках имело место обмеление морского бассейна и даже некоторое отступление береговой линии. Подтверждением сказанному могут служить крупнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты из верхней части джандарской свиты западной периферии Локского выступа (истоки р.Горасцкали).

Регрессия моря в предбайосское время особенно четко фиксируется на Дзирульском выступе, где всюду, кроме его северо-восточной периферии, байосские образования несогласно залегают на разных горизонтах нижней юры и аалена.

В пределах окраинного моря Большого Кавказа (Южного склона) импульсы донецкой тектонической фазы проявились в некотором обмелении бассейна и в восходящих движениях островов и кордильер, материал размыва которых обнаруживается в отложениях сорской свиты.

Таким образом, к концу аалена и в начале байосского века была осушена большая часть Дзирульского выступа, а на остальных островодужных участках и в пределах окраинного моря существенных изменений в распределении суши и моря не происходило.

M.V. Topchishvili

STRATIGRAPHY OF THE LOWER JURASSIC AND AALENIAN DEPOSITS OF GEORGIA

Introduction

Lower Jurassic and Aalenian deposits are rather widespread in the geological structure of Georgia. All their intermediate varieties, from deep-water marine to continental coastal ones inclusive, are developed in diverse facies. Igneous activity acquires both effusion and intrusion forms. Outcrops of the considered deposits are rather widespread within the Great Caucasus fold system (Main Range zone, Kazbeghi-Lagodekhi, Chkhalta-Laila and Gagra-Djava zones) (Fig.1). They are somewhat less spread within the Transcaucasian intermontane area (Georgian Block) and the Lesser Caucasus fold system (Artvini-Bolnisi Block and Locki-Karabakh zone).

Lower Jurassic-Aalenian deposits of Georgia, while being based on conglomerates, generally are transgressively bedded upon the old, strongly dislocated substratum and within Svaneti anticlinorium they overlap various horizons of the Dizi series. These deposits involve a number of ore and non-ore mineral beds, which are of particular practical importance. Thus, no wonder that many researchers are greatly concerned with these deposits and the investigation of their stratigraphy has an over century-old history in Georgia.

For many years the author of the present book has been conducting regular researches on detailed stratigraphic subdivision of the Lower Jurassic and Aalenian deposits through monographic investigation of the ammonite fauna. The research has yielded new comprehensive data on the stratigraphy, that provided for a novel version of a unified stratigraphic scheme of the Lower Jurassic and Aalenian deposits of Georgia.

The newly-developed stratigraphic scheme of the Lower Jurassic and Aalenian deposits of Georgia considerably differs from the previous ones. It is based on subdivision of the territory to structural-facial zones. Twelve structural-facial zones have been distinguished and they, to a degree, reflect those paleostructures, that were developed in Georgia during the Lower Jurassic and Aalenian. The zones involve areas with the profiles, that are uniform as to their structure.

Each zone is furnished with a local stratigraphic scheme, that illustrates regular change in time of the particular rock types and the fossil fauna remains' associations in them.

The recent finds of ammonite fauna samples allowed an essential alteration of the stratigraphic boundaries of a number of suites and, in some cases, even first substantiation of their relation to a certain level of the

general stratigraphic scheme. The deposits, that were distinguished as strata or layers with various composition in the open nomenclature, are considered as suites with appropriate geographical denominations.

Presence of nearly all the Lower Jurassic and Aalenian stages has been either substantiated or confirmed palaeontologically. In their composition most of the ammonites are rapidly evolving in time and are index species. The sequence of their association change in time coincides in general outline with that of West Europe. All the above has allowed correlation of the local profiles and subdivisions of the general scheme, along with the statement of the presence of the most standard zones.

Correlation of the characteristic complexes of Lower Jurassic and Aalenian ammonites of Georgia and those of the adjacent area (North Caucasus, Azerbaijan) has revealed their appreciable similarity, though there are some differences available. These complexes are characterized by a mixed composition. They are mainly represented by Central-European forms, while the species, peculiar for the Mediterranean area, are rather rare.

The analysis of the obtained data has allowed reconstruction of the history of the geological development of Georgia during Lower Jurassic and Aalenian. Moreover, an attempt was made to restore the bathymetric level of the sea basin.

Structural-Facial Zoning of the Lower Jurassic and Aalenian Deposits of Georgia

The zones have been distinguished on the basis of the present-day structure of the considered region, as well as the alteration of the nature of lithofacies, the products of igneous activity, thickness and rate of deformation. Each zone is characterized by specific peculiarities of the composition and structure of the sedimentary strata.

In the south margin of the present-day Central uplift zone of the Main Range anticlinorium of the Great Caucasus fold system, Kvishi-Tviberi zone is located. It is to be noted for the incomplete profile of Lower Jurassic deposits, only represented by Upper Pliensbachian sediments (up to 600 m). The profile begins with detrital rocks, passing above into clay shale with admixture of sandy-aleuritic material. Magmatic manifestations, represented by subvolcanic formations with basic and acid composition, are not so frequent.

Southward outcrops of the Lower Jurassic and Aalenian coincide with the axial part of the Great Caucasus fold system. In the present-day structure, in the north they are bounded by a large thrust. They are widespread within the north margin of Main Range south slope and within Lateral Ridge anticlinorium. Due to its specific peculiarities this area develops into Nenkvashi-Arkhoti structural-facial zone. Here Lower Jurassic-Aalenian section features great thickness (up to 6000 m), intense folding, metamorphism and intense magmatic manifestations. Conglomerates, gritstones, sandstones and non-uniformly metamorphosed schists with lava breccias of basic composition, albitophyre sheets and their tuffs are bedded in the basement, transgressively overlapping pre-Jurassic formations. Above it there

is another typical complex, that is widespread over the whole zone and features uniform content of clay shales and slates with constantly available subvolcanic bodies and effusive rocks of tholeiitic-basaltic and, more seldom, acid composition. Though the number of sandstone layers increases in the upper part of the section, still clay shales with sheet veins of diabase-porphyrites and volcanogenic rocks of acid and basic composition remain to be the prevailing component.

In the east part of the meganticlinorium's axial zone we come across isolated Gudani-Omalo zone. Only Pliensbachian-Aalenian deposits (4500 m) outcrop within this zone, and we know nothing about the basement of the Jurassic profile. As to their content these deposits are similar to those of the previous zone, though they differ from them by absolute lack of the products of submarine volcanic activity. Then, the number of subvolcanic bodies decreases abruptly. In terms of the peculiarities of Toarcian and Aalenian deposits' structure Gudani-Omalo zone is subdivided in to west and east subzones.

South of Gudani-Omalo zone Iori-Matsimi one was developing. Its present-day structure coincides with Kakhetian part of the South Slope. It is peculiar for the completeness of the profile (3300 m thick), postdiagenetic transformation of deposits, intense deformation and profound igneous activity, that provides development of subvolcanic bodies of diabases and volcanogenic rocks of basic and acid composition.

In the west part of the Great Caucasus fold system one should point out Avadkhara-Klich zone. Within the recent structure it extends in parallel to dividing Main Range line and involves the north margin of Abkhazian part of the South Slope. Throughout its whole extent the zone is bounded in the north by the Main thrust. It is composed by Lower Jurassic deposits, from Sinemurian to Toarcian inclusive (as thick as 2600 m). Here, along with terrigenous formations, volcanogenic ones also perform quite a significant role. They are represented by the products of submarine volcanic activity, which are mainly of acid and, less frequently, of basic composition. Subvolcanic bodies occur within every stratigraphic level.

In the south Avadkara-Klich zone is adjoined by Kutikukhi-Sakeni one, that is composed of terrigenous, carbonaceous and volcanogenic-sedimentary formations. The basal part of the profile, that is represented by detrital rocks, outcrops to the surface only in the environs of Shoudidi salient of Paleozoic crystalline schists. The mid-section (800 m) involves clay shales with limestone and volcanogenic rock lenses of acid composition, as well as spilitic volcanic tuffs with thin clay shale bands. Toarcian and Aalenian deposits absolutely differ from the deposits of the same age available in the adjacent zones. They make up strata (1200 m thick) with spilitic sheets and volcanic clastic rocks, prevailing in its basement, and augite-labradorite volcanogenic rocks, predominating in the upper part.

Just at the place of the recent Svaneti anticlinorium and eastwards Tskhumari-Korinta zone was developing. It features decrease in the intensity of the deposit deformation, decline in the products of igneous activity and nearly entire lack of volcanic manifestations of basic composition. The zone is subdivided into two subzones: the north and south ones. The lower (400 m) and the middle (1200 m) parts of the both zones' profiles are of a similar

nature, and only in the upper part (1500 m) one comes across the distinction in terms of increase of sandstone amount.

To north-west Tskhumari-Korinta zone is substituted by Gumiripshi-Okumi one. The major peculiarity of the zone is decreasing of the rate of postdiagenetic rock transformation, substantial increase of carbonaceous matter and subvolcanic bodies, that are common throughout the profile (2900 m).

Within the Transcaucasian intermontane area Lower Jurassic-Aalenian deposits rather unconformably overlap Pre-Alpine granitic-metamorphic complex. This area is characterized by a somewhat elevated position of the basement, that crops out to the surface in its central part (Dzirula, Khrami and Locki uplifts).

The outcrops of the Lower Jurassic and Aalenian deposits of the south, south-west and north-west peripheries of the Dzirula salient of old crystalline rocks are grouped to form Katskhi-Moliti zone. The basement of the profile involves a facially variable series (Hettangian) of continental origin with subaerial volcanic activity products of acid composition. Having been washed-out these strata are overlapped by Sinemurian shallow terrigenous deposits directly overlying crystalline rocks. Upwards enrichment of the strata by carbonated material takes place. Therefore, within the Upper Pliensbachian — Lower Aalenian inclusive prevail red-coloured organic limestones.

The deposits under consideration are of quite different nature in the north-west periphery of the Dzirula salient, wherein they become integrated into Chonto-Gvirgvini zone. The latter involves Upper Pliensbachian-Aalenian strata (350 m) of terrigene rocks.

Lower Jurassic and Aalenian deposits, which are developed in the west periphery of Dzirula salient, get isolated in Bijnisi-Tsnelisi zone. Herein both the facies of Katskhi-Moliti zone and those of Chonto-Gvirgvini one were being formed together.

The last structural-facial unit, associated with the Lesser Caucasus fold system, is distinguished as Locki-Khrami zone. It involves Hettangian-Aalenian terrigenic formations (about 650 m thick) of old crystalline-rock salients, called after the same denominations.

Subdivision of Lower Jurassic and Aalenian Deposits of Georgia into Local Stratigraphic Units within Structural-Facial Zones

A suite has been adopted as the primary taxonomical unit for local stratigraphic schemes. It specifies a certain stage of sedimentation-basin development and shows facial-paleotectonic environment, that actually existed and differed from that of the adjacent one. A suite is restricted within the bounds of a structural-facial zone, or even its section, though occasionally it spreads over several zones. Each structural-facial zone is furnished with a local stratigraphic scheme, that shows a certain sequence of the suites.

Kvishi-Tviberi Zone. Northernmost outcrops of Lower Jurassic and Aalenian deposits appear within Kvishi-Tviberi structural-facial zone. Here they are preserved in the form of small outliers just north of the Main thrust

line in Svaneti and Abkhazia sections of the Main Range anticlinorium. Within the zone the eroded surface of crystalline rocks and slightly-metamosphosed formations of Kvishi suite is transgressively overlapped by fine-pebbled conglomerates and coarse-grained arkose sandstones (200 m). Upwards the latter are substituted by fine-grained sandstones, aleurolites and clay shales with layered diabase and albitophyre bodies. We single out the whole complex of deposits, 600 m thick, as Tviberi suite. As a stratotype we present the profile of the environs of the Tviberi glacier. Frequent finds of *Amaltheus margaritatus* Montf. within suite deposits in Kvishi area and *Arieticeras cf. algovianum* Opp. at the Tviberi glacier allow us to relate this suite to Upper Pliensbachian.

Nenkvashi-Arkhoti Zone. Lower Jurassic and Aalenian deposits of the present zone outcrop in North Svaneti and Ratcha in the Nakra and the Rioni interfluve, and then, omitting south Ossetia region, appear at the day-surface in the Terek up-stream and eastwards in the Assa and the Khevsuretis Aragvi up-streams. The lower section of the profile is named Kistinka suite. It transgressively overlaps pre-Jurassic formations and is usually subdivided into two parts just by the peculiar lithological character. The lower basal part is composed of conglomerates, gritstones, inequigranular quartzy-arkose sandstones and quartzites. The upper, major part of the suite is represented by graphitic-andalusitic clay shales and slates, alternating with fine-grained sandstones and aleurolites. It also involves porphyrite lava breccias, albitophyre sheets and volcanic tuff. Thickness of the suite never exceeds 500 m.

The only guide fossil organism, known for the suite rocks, is *Echioceras* sp., that has been found in the Notsurela (Ratcha) basin. The vertical range of this ammonite is bounded by Upper Sinemurian, but as it was discovered in the upper horizons of the suite, it is quite probable, that its lower section involves the Early Sinemurian substage as well.

Kistinka suite is gradually passing into strata, which feature quite different clay shale and sandstone abundance ratio. The change of the deposits' composition is mainly expressed in terms of the increased role of clay shales. Sandstone and aleurolite layers are very rare. Its specific feature is the presence of volcanogenic rocks of basic and acid composition and diabase layered bodies, recurrently alternated with shales. The strata are defined as Tsiklauri suite. Thickness of the suite ranges between 1500 and 2800 m.

As there is no paleontological data available the age of the suite is stated conventionally. To judge by the fact, that it directly overlaps the deposits with late Sinemurian ammonite-bearing deposits it could be related to Pliensbachian stage. However, the presence of early Toarcian ammonites in the similar deposits of the adjacent regions allows supposition that the upper boundary of the Tsiklauri suite could probably lie in lower Toarcian.

Kazbeghi suite conformably overlaps the Tsiklauri suite. It is developed through irregular alternation of aleurolitic clay shales, occasionally of streaky and fine-grained sandstones. Very often these two rhythm elements replace each other along the strike. As a consequence, in one case prevail clay shales, while in the other predominate sandstones. However, generally sandstones are much rarer. Numerous argillaceous siderite concretions are concentrated in the suite. In Svaneti it involves small limestone lenticles and a rather thick (150

m) outcrop of quartzy-albitophyric tuff breccias. Its thickness usually ranges between 1000 and 1600 m, increasing up to 2500 m at the Khevsuretis Aragvi head.

In Svaneti deposits of Kazbeghi suite we have found *Maconiceras sp.*, *Hildoceras cf. sublevisoni* Fuc., *Harpoceras subplanatum* (Opp.), *Grammoceras cf. striatulum* (Sow.), *Pseudogrammoceras cf. saemanni* (Dum.), *P. subregale* Pin., *P. fallaciosum* (Bayle), *P. muelleri* (Denck.), and *Pleydellia aalensis* (Ziet.); along the Khevsuretis Aragvi — *Denckmannia sp.*, *Haugia sp.*, *Pleydellia cf. subcompta* (Bran.) and *Dumortieria cf. bleicheri* Ben. In the same deposits from Mamisoni pass environs and the Khevsuretis Aragvi basin *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.) is to be noted. All the ammonites positively indicate that the suite belongs to a considerable part of the Toarcian stage.

The next, Gudushauri suite is mainly represented by clay shales with rare sandstone intercalations and ferruginous carbonate concretions. In the area of Chaukhi mass outcrops of tholeiitic basalts are confined to the suite deposits. *Leioceras cf. opalinum* (Rein.) was encountered in clay shales, developed just below volcanogenic rocks. We discovered this form and *Costileioceras costosum* (Quenst.) respectively on the Gulichala left slope (Svaneti) and in the environs of Mamisoni pass. These ammonites were found in the suite basement and indicate its relation to lower Aalenian age. Evidently, in upper layers of the suite within the Rioni basin one should especially note the find of *Partschiceras cf. abichi* (Uhlig), with its lower stratigraphic limit going down to lower Bajocian. Therefore Gudushauri suite deposits must comprise the whole Aalenian and the basement of Bajocian stage.

It was estimated that the suite is 1000 m thick.

Gudani-Omalo Zone. In the west subzone of Gudani-Omalo zone Lower Jurassic and Aalenian deposits crop out in the heads of the Argun, the Andaki and in the Guganischala basin. The profile begins with the deposits of the Shatili suite, which is composed of slates and clay shales with striated varieties and rare interlayers of fine-grained sandstones.

The suite is 2500 m thick. It is related to Pliensbachian stage and the lowermost Toarcian. Its age is substantiated through the samples of late Pliensbachian *Arieticeras cf. bertrandi* (Kil.), *A. cf. algovianum* (Opp.) and its stratigraphical position within the profile.

Upwards Shatili suite passes into the deposits of the Kazbeghi suite. Unlike the westernly analogues it has several layers (0.6 to 5 m) of conglomerate. Its estimated thickness reaches 2500 m.

Dactylioceras sp., *Dumortieria moorei* (Lyc.), *D. cf. tabulata* Buck. and *D. pseudoradiosa* Bran., *D. brancoi* Ben., *D. gunderschofensis* (Haug), *Pleydellia subcompta* (Bran.), discovered in the suite, just confirm its Toarcian age.

Khakhmati suite is located above Kazbeghi one. Medium- and thick-bedded, fine-grained and medium sandstones prevail in its composition. They often include fragments of clay shales and are peculiar for their cross-laminated structure. Clay shales are subordinate and occur in the form of interlayers and bands. The suite is characterized by *Leioceras opalinum* (Rein.) and *Costileioceras cf. costosum* (Quenst.), indicating its early Aalenian age. Khakhmati suite is 350 m thick.

Gudani suite (500 m) lies south of the Khakhmati suite, conformably prolonging it, though the lithological boundary between them is very abrupt. It is composed of clay shales with rather rarely alternating thin-bedded sandstones and aleurolites. A peculiar feature of the suite is the presence of numerous sideritic concretions.

All of the fossil fauna remains, that are present in this suite, are to be noted for a wide stratigraphic range. That is why we have employed stratigraphic position of the suite as a primary criterion for its dating. It is situated between lower Aalenian Khakhmati suite and Bajocian-Bathonian Bursachiri suite. Therefore, Gudani suite must involve upper Aalenian and, possibly, lowermost Bajocian.

In east subzone of Gudani-Omalo zone Lower Jurassic and Aalenian deposits outcrop in Tusheti, in the Pirikita Alazani and the Tushetis Alazani basins. Here, just as in west subzone, the profile begins with the Shatili suite, which is 2000 m thick.

Shatili suite rocks are conformably overlapped by sandy-shaly strata. By the mode of the specific rock types' distribution we subdivide these strata to two suites. With the stratotype profile, located in Kuristskali ravine (the Tushetis Alazani basin), the lower Kuristskali suite (700 m) is mainly represented by aleuritic clay shales with thin interlayers of fine-grained sandstones and clay siderite concretions. Among the ammonites, which have been discovered in this suite, we have defined *Catacoeloceras sp.*, *Dactylioceras sp. ind.*, *Harpoceras falcifer* (Sow.), *H. mulgravium* (Y. et B.), *Hildaites serpentinus* (Rein.), *Orthildaites orthus* Buck. and *Hildoceras bifrons* (Brug.), indicating the relation of the suite to the Lower Toarcian.

The layers, bedded over Kuristskali suite, are involved in Kvavistskali suite (1400 m). Herein amount of sandstones greatly increases. Throughout the stratotype profile along the Kvavistskali ravine the suite is composed of thin-, medium- and thick-bedded sandstones, alternating with clay shales. The latter occasionally include small limestone lenticles. The following forms have been encountered in the suite: *Harpoceras cf. subplanatum* (Opp.), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *Haugia cf. variabilis* (d'Orb.), *Polyplectus discoides* (Ziet.), *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. striatulum* (Sow.), *G. penestriatulum* Buck., *Pseudogrammoceras cotteswoldiae* Buck., *Pleydellia cf. aalensis* (Ziet.), *Costileioceras cf. costosum* (Quenst.), *C. cf. subcostosum* (Buck.) and *Ludwigia sp.* All the above ammonites positively substantiate the age of the suite as Toarcian and Aalenian.

Iori-Matsimi Zone. Here, in the Lower Jurassic-Aalenian basement strata are widespread, that are formed by inequigranular sandstones, gritstones, conglomerates, alternating with beds of clay shales and volcanic tuffs of andesitic-decitic and albitophyric composition. Limestone lenses are also available. All of these rocks, while facially transferring into one another, develop a common Stori suite, that is 700 m thick. The limestones involve *Arietites bisulcatus* (Brug.), *Coroniceras sp. ind.*, *Vermiceras aff. spiratissimum* (Quenst.), *Arnioceras sp.*, *Euasteroceras sp.*, *Paltechioceras cf. elicitum* Buck., etc. These ammonites, indicating the Sinemurian age of the deposits, have been found in the upper part (200 m) of the suite. It is likely, that its lower horizons must also be related to the Sinemurian stage and, possibly, partially to Hettangian roof.

Upwards the suite is quite conformably overlapped by the strata (1400 m), which we have attributed to the Tsiklauri suite. They are represented by slates and clay shales with far rarer sandstone interlayers and numerous subvolcanic bodies of diabase-porphyrites. In some places the suite pattern is disturbed by insignificant shows of effusive volcanism products of basic composition. *Amaltheus subnodosus* (Y. et B.), *A. striatus* How. and *Harpoceras sp.* were found in the suite deposits.

Late Pliensbachian ammonites were sampled somewhat above the midsection of the Tsiklauri suite. Below remain very thick clay shales' strata, which evidently involve older Pliensbachian horizons as well.

In the deposits, overlapping Tsiklauri suite, appreciably increases the share of sandstones. It is especially true for the east part of the zone (the Durudji - the Matsimi interfluve), wherein they are grouped in the Durudji suite. The latter is mainly represented by thick-bedded medium-grained, in some places massive sandstones with interbeds and bands (up to 20 m) of clay shales. In some spots sandstones are carbonaceous, with slightly defined flysch figures.

Peronoceras sp. and *Catulloceras sp.*, sampled respectively in the basement and roof of the suite, allow an assumption that lower and upper Toarcian deposits are also present here. The thickness of Durudji suite reaches 600 m.

North-westwards, in the Didkhevi-the Iori interfluve to Toarcian stage correspond strata (900 m), that are formed by clay shales. Though sandstones occur in these strata, they are much rarer than clay shales. These deposits make up quite an independent stratigraphic unit; we have defined it as Pankisi suite. The name has originated from the Alazani head, i.e. the location of the stratotype. We have defined the several ammonites, sampled from the suite deposits, as *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.) and *Pseudogrammoceras cf. saemanni* (Dum.).

The next lithological-stratigraphical unit, named Almati suite, is composed of clay and mudstonelike shales with subordinate sandstone intercalations and numerous argillaceous siderite concretions. The below forms are common for the Almati suite deposits: *Dumortieria bleicheri* Ben., *D. gundershofensis* (Haug), *D. moorei* (Lyc.), *D. subundulata* (Bran.), *D. tabulata* Buck., *D. exigua* Buck., *Leioceras opalinum* (Rein.), *Costileioceras costosum* (Quenst.), *Ludwigia obtusiformis buckmani* Géc., *Brasilia sublineata* Buck., *Tmetoceras scissum* (Ben.), *Costileioceras costatum* (Horn), *Ludwigia bradfordensis* (Buck.).

As it can be seen, Almati suite is to the full characterized by the ammonite fauna, with its stratigraphic range substantiating its relation to the uppermost Toarcian horizons and to Aalenian stage. The suite is 1200 m thick.

Avadkhara-Klich Zone. Within this zone the pre-Jurassic basement is rather unconformably overlapped by the Lashipsi suite. According to the change of the rocks' granulometric composition over the profile it is subdivided to two subsuites. The lower one is formed by conglomerates, gritstones, coarse-grained sandstones and sandy-aleuritic clay shales with the thickness ranging from 50 to 150 m. The upper subsuite is mainly represented by alternating sandy-argillaceous clay shales, sandstones and aleurolites with

rare isolated gritstone and conglomerate layers. The suite is from 200 to 450 m thick.

Volcanogenic rocks of the Lashipsi suite make up sheets of quartz-keratophyres and, infrequently, thin interlayers of their tuffs. Numerous fossil remains of bivalves and a few Sinemurian ammonites — *Vermiceras aff. scylla* (Reyn.), *Epideroceras cf. steinmanni* (Hug) and *Oxynoticeras sp.* — have been found in the suite.

Presence of the above ammonites in Lashipsi suite deposits allows the statement that they involve both the lower and the upper substages of Sinemurian. However, the above ammonite fauna was collected in the low of suite, so it is quite possible that its roof involves the elements of the Lower Pliensbachian as well.

Just above it we come across volcanogenic-terrigenous formations, grouped in the Avadkhara suite. In most cases it rests on Lashipsi suite. Though, due to a major tectonic dislocation, which passes through the basement of Jurassic profile, in some places Lashipsi suite is omitted in the profile, and then Avadkhara suite deposits directly overlie the crystalline basement rocks.

At the Avadkhara right slope the lowermost part of the suite comprises volcanic clastic rocks and lavas of quartzy-keratophyric composition; the middle part involves clay shales and sandstones with *Amaltheus margaritatus* Montf., while the upper part of the suite embeds spilitic-porphyritic volcanic tuffs. Quite different is the nature of the Avadkhara suite deposits along the Belaya and Beshta gorges, where they are completely composed of quartzy-keratophyric rocks.

The thickness of the suite varies within 430 and 700 m. Its age is believed to be Pliensbachian.

The superposed Atsgara suite is traced from Akhukdara Ridge to the Kodori head left-bank affluents inclusive. It presents uniform strata (1200 m) of clay shales with subordinate interlayers of aleurolites and fine-grained sandstones. Limited outcrops of quartzy keratophyres and their tuffs as well as spherulitic lavas of spilitic porphyrites are confined to the suite. Most of it is characterized by late Pliensbachian *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. cf. subnodosus* (Y. et B.). In the top of the suite we have encountered *Harpoceras cf. falcifer* (Sow.), which is a typical species of lower Toarcian.

Lower Jurassic profile of Avadkhara-Klich zone is crowned by the Akhei suite. It is rather a persisting rock mass of striated and sandy-aleuritic clay shales with interlayers of aleurolites and fine-grained sandstones. The latter frequently vary in quantity: if in one case they nearly disappear, in another they alternate with shales. Clayey-sideritic concretions, arenaceous tuffs and tuffites of spilites and quartz-keratophyres are confined to these strata.

Calliphylloceras cf. aveyronnense (Men.), *Harpoceras subplanatum* (Opp.), *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.), *Denckmannia sp.*, which have been found within the Akhei suite deposits at Akhukdara Ridge and in the Adanghe valley, substantiate its dating back to Toarcian. Maximum thickness of the suite does not exceed 400 m.

Kutikukhi-Sakeni Zone is located just south of Avadkhara-Klich one with Chkhalta rupture between them. The zone comprises outcrops of Lower Jurassic-Aalenian deposits at the Adanghe right bank, the Atsgara, in the upper reaches of the Kodori basin, the Bzibi and its right-bank affluents. The

lowermost horizons of the profile outcrop only in the east part of the zone, in the south limb of Shoudidi anticlinal structure, wherein, in 1.5 km upstream the Dhoudidi mouth, pre-Jurassic crystalline formations are transgressively overlapped by the Lashipsi suite deposits. It is composed of medium- and fine-pebbled conglomerates, gritstones, quartzy coarse-grained sandstones and sandy-aleuritic clay shales with interlayers of fine-grained sandstones and aleurolites. The thickness of the whole complex of the Lashipsi suite deposits is 400 m.

Along the Shoudidi the Lashipsi suite is conformably overlain by strata, which both westwards and eastwards contact the Akhei suite deposits just along the rupture in the north. In the east part of the zone along with terrigenous rocks one often comes across rather large limestone lenses. Some of them are over 1 km long. In 1977 Sh. Adamia distinguished the limestones as Ghentsvishi suite. Only south outcrops of limestones, dislocated along the porphyrite-series's limit, were included in the suite. Clay shales with bands of schistic limestones, which outcropped farther northwards, were related to the Atsgara suite.

These limestones occur at various level marks. Both along the strike and in the profile they are frequently substituted by clay shales with interlayers of fine-grained sandstones and aleurolites. As it can be seen, all of these rocks are closely interrelated and must present united strata of the Ghentsvishi suite, complying with an independent stage of the geological evolution of the region. Intraformational conglomerates and gritstones, as well as quartzy-keratophyric lavas and their tuffs (the Sibista gorge) are also available in the suite.

In the limestone lens (120 m long, 25 m wide), which outcrops at the South Ptish — the Atsgara interflow near the porphyritic series, numerous brachiopod representatives were discovered. They substantiated the dating of the enclosing rocks back to Lower Pliensbachian. At the same level, but now in clay shales we collected *Phylloceras hebertinum* (Reyn.), *Partschiceras striatocostatum* (Men.), *Zetoceras perzetes* (Monest.)., *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. sp.*, etc., which confirmed the relation of the upper horizons of the Ghentsvishi suite to the Upper Pliensbachian. Somewhat lower horizons, underlying the fauna-containing layers and directly overlapping Lashipsi suite deposits, involve a part of the Lower Pliensbachian as well. The statement of the Pliensbachian age of the limestones, which are extending like a narrow band nearly in parallel with the outline of the porphyritic series, allowed A. Balukhovskii to make an assumption in favour of the transgressive bedding of the latter upon carbonaceous deposits. Some other scientists also indicated transgressive overlapping of volcanic tuffs of the porphyritic series within the Kodori upper reaches.

Sh. Adamia with co-authors draw a fault between calcareous-shaly rocks and the volcanogenic-sedimentary strata. Then they also assume that some lithological-stratigraphical units might be omitted along the fault.

Our observations have proved that calcareous-shaly deposits of the Ghentsvishi suite nearly everywhere conformably pass into volcanic tuffs of the porphyritic series. In North Abkhazia the lower horizons of the latter are much older than Bajocian and within this area there are no sections of Lower Jurassic-Aalenian omitted. Here, even if fixed, tectonic ruptures do not disguise their conformable transition. It can be seen from the transient layers,

which are represented by alternation of clay shales and volcanic tuffs.

Westwards, along the Adanghe right bank and further on, up to Akhukdara Ridge, deposits are developed, which are distinguished as Anchkho suite, dated back to Aalenian.

Though the quantity of carbonaceous material is somewhat less here, the deposits under study still preserve some lithofacial features, which are typical for the Ghentsvishi suite, so there is no need to separate them. Here, among the clay shales with rare interlayers of aleurolites and sandstones one often comes across large concretions of marly limestones, which in some places turn into small lenses. In Avadkhara area, where appear gritstones and conglomerates, the thickness of limestone lenses ranges from 10 to 12 m.

In Ghentsvishi suite clay shales, outcropping at the second, third, fourth and the sixth right-hand affluents of the Adanghe we have encountered numerous *Amaltheus margaritatus* Motf., while in the Gribza basin we have found *Partschiceras striatocostatum* (Men.) and Late Pliensbachian *Paltarpites argutus* Buck.

According to M. Beridze and others, at the right-hand slope of the Avadkhara, downstream its interflow with the Lashipse, clay shales include *Ludwigia sp.*

Having examined this Aalenian ammonite, which had been defined by K. Nutsubidze, we inferred that, though it is not well preserved, its morphological features prove its close relation to *Amaltheus* genus.

Thus, throughout its extension the upper part of the Ghentsvishi suite contains ammonites, substantiating its Late Pliensbachian age. It is quite conventionally assumed that even earlier levels of the Pliensbachian stage can be present in the lower horizons of the suite.

The thickness of the suite varies from 600 to 700 m.

Between Ghentsvishi suite deposits and volcanogenic-sedimentary strata of the porphyritic series there are transition beds, which are treated as Kutikukhi suite (up till recently its age has been considered Aalenian-Early Bajocian). It is mainly composed of volcanic tuffs with andesite-basalt content and thin clay-shale bands.

In a clay-shale band at the Adanghe right-bank we have discovered *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. stokesi* (Sow.), *A. laevigatus* How., *A. cf. subnodosus* (Y. et B.), *etc.*

"Chibiskho strata", which have been distinguished by V. Tsetlin at the Akhei left-bank, must also belong to the Kutikukhi suite. The strata are represented by tuff breccias and tuffs with basaltic-lava sheets, more seldom with those of andesitic porphyrites and spilites with clay shale bands, containing *Amaltheus reticularis* (Simps.).

The thickness of Kutikukhi suite ranges from several to 200 m.

Now, summarising the above data, we infer that actually Pliensbachian terrigenous-carbonaceous and volcanogenic formations are developed in those sites, for which the previous researchers reported Aalenian-Early Bajocian deposits.

Kutikukhi suite is overlapped by volcanogenic-sedimentary formations of porphyritic series, the lower horizons of which are considered with

the Atsetuki suite. It is composed of aleuritic tuffs, fine-detrital tuff breccias and tuffites with rare intercalations of coarse-detrital tuff breccias,

lava-breccias and lavas of spilitic and andesitic-basaltic composition (the thickness reaches 1200 m).

Atsetuki suite is believed to date back from early Bajocian. However, late Pliensbachian ammonites, that we have discovered in the deposits, immediately underlying the suite, enabled some shifting of its age limits. It quite conformably follows Late Pliensbachian suite up in the profile and, most likely, due to its stratigraphic position corresponds to Toarcian and Aalenian stages.

Thus, in Kutikukhi-Sakeni zone the lower age limit of the porphyritic series, evidently, goes down far beyond the Bajocian and reaches the Toarcian stage, thereby substantiating lateral substitution of sandy-argillaceous and volcanogenic facies.

Tskhumari-Korinta Zone. Herein Lower Jurassic-Aalenian deposits outcrop at the limbs of Svaneti anticlinorium, then in Ratcha they contribute to formation of several anticlinal structures and, finally, occur in the east, in the Lekhura- the Aragvi interfluve.

Lower Jurassic and Aalenian deposits are represented to the full in the both subzones of the east part of the zone. Svaneti suite, dated back to Sinemurian, is distinguished in their basements. It is composed of conglomerates, gritstones, coarse-grained quartzy-sandstones, clay shales, interbedded with fine-grained sandstones and aleurolites. Presence of limestone lenses, volcanic tuffs of quartzy albitophyres, charred fragments of trunks, stems and imprints of leaves is characristic of the Svaneti suite. The suite is 400 m thick. Finds of Early Sinemurian *Arietites sp. (aff. bisulcatus* Brug)., *Megarietites sp., Primarietites sp., Vermiceras spiratissimum* (Quenst.), *V. scylla* (Reyn.), *V. spiratissimum latesella* Erb. were confined to the lower level of the suite, while late Sinemurian *Paltechioceras sp.* was observed in its upper part.

The distribution of our paleontological material throughout the section column has allowed a certain, more accurate definition of the interrelation of Lower Jurassic, more precisely of the Svaneti suite, with the underlying Dizi series deposits. It is known that this problem has been exciting rather contradictory opinions with researchers. A number of investigators claimed that in some areas basal layers of the Lower Jurassic transgressively overlapped different levels of Dizi series, though here and there they happen to follow it up without any break. Other researchers, through analysis of all the available data, are inferring that at the end of Triassic or at the beginning of the Jurassic Svaneti underwent complete uplift and Lower Jurassic deposits commonly were transgressively bedded on various horizons of the Dizi series.

Existence of a break inbetween the deposits of the Dizi series and Svaneti suite has been confirmed by our finds of fauna. Namely, *Arnioceras geometricoides* Erb., *A. cf. miserabile* (Quenst.), which we have found in the environs of Bakild Ridge, in 60 m from the suite basements, present key fossils of the medium part of lower Sinemurian, i.e. Arnioceras semicostatum zone. The underlying layers (60 m thick) through their stratigraphic setting evidently correspond to the lowermost Sinemurian zone — Arietites bucklandi.

Thus, there is no ground for assuming the presence of the Hettangian in the low of Jurassic profile. The same situation is observed within the Inguri valley, wherein Dizi series layers, involving upper Triassic spores and pollen, are overlain by deposits with Sinemurian bivalves.

Therefore, even when the Lower Jurassic directly overlaps the Upper Triassic, possible overall absence of the Hettangian stage indicates the existence of a break between them.

The deposits, covering the Svaneti suite, are distinguished as Muashi suite. The latter involves strata, mainly composed of clay shales. Sandy interlayers are very rare.

The thickness of Muashi suite in Svaneti is never less than 1200 m, but does not exceed 1500 m, while in Ratcha, wherein the suite is not completely exposed, it only ranges between 300 and 400 m.

The age of the upper section of the suite has been stated on the basis of finds of late Pliensbachian *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. stokesi* (Sow.) and early Toarcian *Harpoceras sp.* The lower section is presumably related to lower Pliensbachian, because the top of the conformably underlying Svaneti suite already contains Late Sinemurian ammonites.

In the north subzone of Tskhumari-Korinta zone Muashi suite is gradually converting to strata, formed by clay shales, that hardly differ from those specified above, with a considerable number of sandstone interbeds. The latter, besides 1 to 2 m thick interlayers also form 20-25 m thick bands. The strata make up a rather broad band with caucasian orientation. In the south, along the most of its territory it is in contact with Muashi suite deposites and only east of the Lukhumistskali (Ratcha) valley, along the rupture, it is contiguous to the Sori suite and effusive rocks of porphyritic series.

These strata, that have long been known to caucasian geologists, has been identified and given different names. Now, complying with the rules of priority, we refer to it as Zeskho suite, as it was proposed by S. Levchenko in 1940.

Within the stratotype profile the thickness of Zeskho suite reaches 1800 m, while in the rest section of the subzone it only ranges between 1200 and 1500 m. The age of the suite was estimated as Toarcian-Aalenian. *Harpoceras sp.*, *Grammoceras penestriatulum* Buck., *Costileioceras sp.* have been observed in the suite.

In the south subzone synchronous deposits are isolated and treated as Sori suite. Through its aspect and stratigraphic position it is very close to the Zeskho suite. The distinction is only that the sandstones of the Sori suite are more coarse-grained, thick-bedded and are rarely substituted by clay shales. They feature frequent presence of flysch figures. Besides, in the Sori suite deposits occur conglomerates, breccias and charred organic remains. All these indicate that they were deposited in much shallower basin than their northern equivalents.

Total thickness of the Sori suite exposures varies from 1000 to 1300 m, while in the Tskhenistskali ravine it reaches 1500 m.

On the ground of palaeontological material with the prevailing ammonite markers, such as *Hildaites aff. serpentinus* (Rein.), *Costileioceras costosum* (Quenst.), *Harpoceras falcifer* (Sow.), *Grammoceras penestriatum* Buck., *Dumortieria mactra* (Dum.), *Pleydellia lotharingica* (Bran.), *P. crinita* (Buck.), *Leioceras opalinum* (Rein.) etc., the suite is dated back to Toarcian and lower Aalenian. However, between the Lower Aalenian ammonites occurence and volcanic tuffs of the porphyritic series, age of which, unlike the northern analogues from Abkhazia, is quite reasonably

regarded as Bajocian, there is a fairly considerable spacing left to allow the assumption of the presence of Upper Aalenian substage as well. The south wing of the Khaishi anticline is an exception, because only 20 metres separate the site, where early Aalenian *Leioceras comptum* (Rein.) was discovered from volcanic tuffs. In this case, evidently, terrigenous formations are substituted by volcanogenic rocks and the lower boundary of the porphyritic series subsides even lower, into upper Aalenian.

Gumiripshi-Okumi Zone. In this zone Lower Jurassic-Aalenian deposits outcrop in the cores of major anticlines and are spread over vast areas in the basins of the Kodori mid-stream and its affluents — the Dlampal and the Amtkhel, as well as in the Gumista and Kelasuri headstreams.

The lower section of the profile — the strata of terrigenous and carbonaceous rocks — is regarded as Chedim suite. In the stratotype the most of the suite (500 m) is composed of inequigranular boudined sandstones with intercalations and lenses of fine-pebbled conglomerates. In some places sandstones alternate with argillites. The upper horizons (200 m) of the suite involve argillites with interlayers of sandy-aleuritic marls and limestones with *Paltechioceras boehmi* (Hug), *P. elicitum* Buck., *P. studeri* (Hug), *P. favrei* (Hug), *Epideroceras steinmanni* (Hug), *Leptechioceras meigeni* (Hug), *L. nodotianum* (d'Orb.), *Echioceras raricostatum* (Ziet.), *etc.*

Somewhat greater thickness (700 m) of the Chedim suite, along with the fact that late Sinemurian ammonites have been detected in its upper horizons, substantiates inclusion of the whole Sinemurian stage into this suite.

Upwards Chedim suite is gradually substituted by the strata, composed of argillites, frequently of carbonaceous and sandy-aleuritic nature, with interlayers and lenses of limestones and marls. Volcanogenic rocks of spilitic-quartzy-keratophyric composition and associated sheet veins are rather prominent in its structure. We distinguish the whole complex of deposits (400 m) as Arkhipo suite (the other denomination of the Chedim). The lower part of the suite includes *Platypleuroceras variscoi* Par., *Uptonia angustata* (Quenst.), *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.); the upper one involves *Arieticeras cf. algovianum* (Oppel), all of these indicating the relation of the suite to the Pliensbachian stage.

The overlying deposits (600 m thick) are mainly represented by argillites, frequently carbonate ones, with interbeds of aleurolites and fine-grained sandstones. We have proposed to call these deposits Lata Suite after the village of Lata, in the environs of which was selected the stratotype profile. In the most part of the suite we have found *Amaltheus margaritatus* (Montf.), *A. stokesi* (Sow.), and in the topmost horizons we have discovered Early Toarcian *Harpoceras sp.*

Sori suite deposits (as thick as 1200 m) with *Grammoceras cf. thouarsense* (d'Orb.) and *Leioceras comptum* (Rein.) are notable in the uppermost part of the Lower Jurassic-Aalenian profile, just within the Toarcian (partially)-Aalenian (inclusive) range.

Katskhi-Moliti Zone. Distinctive volcanogenic-continental strata of the Narula suite are located just between Paleozoic substratum and Sinemurian terrigenic deposits at the south-west periphery of the Dzirula old crystalline salient, in the Narula — the Macharula interfluve and the Dzusa lower reaches. It is formed by conglomerates, gritstones, coarse-grained sandstones, argillites, sheets of mainly acid lavas and their volcanic tuffs. The suite

deposits feature obscure or roughly defined bedding, poor grading, the presence of a considerable amount of plant remains, frequently in terms of trunks.

The problem of the age of the Narula suite is exciting diverse opinions among the researchers. We restrict its age to Hettangian stage. On the one hand, this idea is substantiated by the stratigraphic position of the suite (it underlies deposits with Early Sinemurian ammonites), and, on the other hand, — by the flora remnants, that were discovered in its basal layers and the lower age limit of which does not go beyond the Jurassic.

The thickness of the suite is rather variable and ranges from several up to 700 m.

Martotubani suite overlaps the Narula suite with some traces of wash-out. In the areas, where Narula suite is omitted (south periphery of the salient), it is unconformably overlapping Paleozoic basement. The main section of the suite is represented by strata (with maximal thickness of 100 m) of fine-grained micaceous sandstones with plant detritus. The basal layers of the suite nearly everywhere involve quartzy-arkose coarse-grained sandstones (up to 25 m) with lenses of clays and medium-pebbled conglomerates (up to 3 m) in the base.

The age of the suite was stated after the discovery of *Arnioceras ceratitoides mexicanum* Erb., *Vermiceras sp.*, *Microderoceras sp. indet.*, which allowed dating the suite back to Sinemurian.

Martotubani suite is covered by deposits with prevailing carbonate rocks. We propose to distinguish them as Kvirila suite. As to the stratotype along the Kvirila it is composed by: 1. thickly laminated dark-grey limestones with brachiopod remnants (5 m); 2. reddish, occasionally greyish brecciated limestones and marly rocks (30 m) with *Acanthopleuroceras sp.*, *Tropidoceras stahli* (Opp.) and brachiopods; 3. limy marls and brecciated limestones 98 m) with *Calliphylloceras emeryi* (Bett.). In the Narula ravine the suite begins with calcareous sandstones and sandy limestones (10 m), substituted upwards by marly rocks with intercalations of limestones (26 m) with remnants of *Juraphyllites planispira* (Reyn.), *Polymorphites sp.* The roof of the suite is composed by marls and brecciated limestones (8 m) with *Calliphylloceras emeryi* (Bett.). Along the Macharula and the Dzirula gorges the base of the suite is formed by red calcareous sandstones (5 m). The rest, major section of the suite is composed by brecciated limestones, alternating with marly rocks (30 m). In these deposits, along with brachiopods, occur *Phylloceras bonarelli* Bett., *Zetoceras perzetes* (Monest.), *etc.*

To judge by the stratigraphic limits for the above ammonites, the suite must involve a part of Pliensbachian stage.

Shrosha suite is conformably overlying Kvirila suite rocks and then it is transgressively overlapping the Paleozoic formations of the north-west periphery of the Dzirula salient. It is represented by especially typical red-coloured organic limestones, that have been known since H.W. Abich's times.

The suite deposites involve rather various fossil fauna remains (sponges, corals, crinoids, brachiopods, mollusks, etc.). Below we are listing a restricted number of only ammonites, which substantiate the dating of the suite back to Late Pliensbachian-Early Aalenian. These are: *Juraphyllites libertus* (Gemm.), *Phylloceras bonarelli* Bett., *P. hebertinum* (Reyn.),

Calliphylloceras emeryi (Bett.), *C. thevenini* (Monest.), *C. nilssoni* (Heb.), *Tatrophylloceras tatricum* (Pusch), *Lytoceras capellinii* Bett., *Thysanoceras francisii* (Opp.), *Amaltheus margaritatus Montf.*, *Pleuroceras spinatum* (Brug.), *P. coronatum* (Quenst.), *Fuciniceras isseli* Fuc., *Harpoceras falcifer* (Sow.), *Catacoeloceras raquinionum* (d'Orb.), *Peronoceras subarmatum* (Y. et B.), *Hildoceras bifrons* (Brug.), *Praehaploceras zwieselei* Monest., *Polyplectus cf. discoides* (Ziet.), *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. quadratum* (Ziet.), *Dumortieria cf. levesquei* (d'Orb.), *Costileioceras cf. costosum* (Quenst.).

The thickness of Shrosha suite is rather variable. While reaching 150 m in the environs of Salieti station, in some places it is reduced to 8-10 m, this being due to transgressive bedding of porphyritic series volcanogenic rock at various horizons of red-coloured limestones.

Chonto-Gvirgvini zone involves profiles of the Lower Jurassic and Aalenian in the north-east periphery of the Dzirula salient, from the Dzirula upper reaches to the Lopanistskali. The composition of the considered deposits allows to distinguish two separated complexes in it, which differ from each other in their composition and formation conditions. We call the lowermost of them Cheratkhevi suite. It is rather unconformably resting on Paleozoic granitoids and is regularly overlapped by the overlying deposits.

Upwards coarse detrital rocks are replaced by marls, marly clay and argillites, which we involve in Cheratkhevi suite, dated back to late Pliensbachian-Toarcian. By the type section along the Cheratkhevi the thickness of the suite ranges from 130 to 140 m, increasing in the environs of Djvari village up to 215 m. Here, nearly in every layer in the lower 125 m numerous *Amaltheus margaritatus* Montf. were collected. The upper layers, as thick as 90 m, involve *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *Pseudolioceras cf. lythense* (Y. et B.), *etc.*

In the upper horizons of the suite, along the Lopanistskali gorge several interlayers of tufogenic rocks have been traced.

Then come the strata, formed due to frequent flyschoid alternation of argillites, aleurolites and fine-grained sandstones. The thickness of the suite along the Otria ravine is 180 m, decreasing down to 120 m and 90 m in Djvari village and the Cheratkhevi ravine.

The suite is conformably bedded on Upper Toarcian deposits and then, in its turn, concordantly passes into Bajocian volcanogenic rocks. Thus, the assumption concerning the presence of Aalenian stage in the Otria suite is rather reasonable.

Bidjinisi-Tsnelisi zone comprises the territory of the east periphery of the Dzirula salient. Lower Jurassic-Aalenian deposits are spread over the zone very sporadically.

A comparatively complete sequence of these rocks can be traced in the Orkhevi and the Shuaghele interfluve. Here two tectonic ruptures dissect the deposits into three separate exposures. In one of them, which is located westwards of Bidjnisi village, at the dividing ridge between the Orkhevi and the Shuaghele, Lower Jurassic and Aalenian sequence is subdivided into two distinct complexes of deposits. The lower one is formed by strata (220 m thick) of conglomerates, coarse-grained quartzy sandstones and fine-grained micaceous sandstones. To judge by its composition and formation conditions it

is comparable to the Martotubani suite of Katskhi-Moliti zone. The upper one, which is mainly of clayey nature, is identical with the Cheratkhevi suite, that is developed within Chonto-Gvirgvini zone.

Evidently red-coloured organic limestones of the Shrosha suite were developing along with terrigenic formations in the north section of the zone. This assumption is favoured by the fact that in the volcanogenic rocks of Bajocian porphyritic series we often come across fragments and blocks of the above rocks. The largest block, as long as 110 m, has been detected in the Tsedanistskali ravine.

Locki-Khrami Zone. Here Lower Jurassic-Aalenian deposits in the form of a narrow, nearly uninterrupted band rim the Locki salient of old crystalline rocks. They are somewhat less spread over the Khrami salient, wherein they compose several isolated exposures, mostly concentrated in its east and south peripheries. These deposits are transgressively covering all the pre-Jurassic formations. They initiate with Hettangian coarse-grained strata, that are known as Moshevani suite. The basal layers of the suite are composed by conglomerates, peculiar for their variable (from 2 to 60-70 m) thickness. Conglomerates occur upwards as well, being involved in quartzy sandstones, which occupy the major part of the Moshevani suite. In the lower horizons there are medium- and coarse-grained sandstones with lenses of fine-pebbled conglomerates. Throughout its thickness occur charred plant remains. The thickness of quartzy sandstones in Locki salient ranges from 45 to 170 m, while in the Khrami salient it is only 4-10 m.

Along the second left-bank affluent of Gjulmagometchai the lower horizons of the suite involve fossil flora remnants, making appearance in the Lower Jurassic for the first time.

Moshevani suite is substituted in the section by rather persistent strata of fine-grained micaceous sandstones. For many years they had been united with the overlying formation in the suite of micaceous sandstones and shales, or in the Poladauri suite. It was not until 1978 that D. Panov dissected them to two isolated subdivisions — Lockchai and Djandara suites. He related the strata of micaceous sandstones to the Lockchai suite. The latter is composed by fine-grained micaceous sandstones and sandy aleurolites with concretions and lenses of carbonaceous rocks.

The best faunistically described Lockchai suite deposits are spread in the Gjulmagometchai basin. The ammonites, discovered within this area, clearly restrict the stratigraphic range of the suite to Sinemurian-lower Pliensbachian. *Arnioceras kridioides* (Hyatt), *Vermiceras ultraspiratum* Fuc., *V. spiratissimum* (Quenst.), *V. francisci* Fuc., *V. cf. solarioides* Cos., *V. cf. scylla* (Reyn.), *Metophioceras cordieri* (Can.), etc. originate in the low of the suite (200 m); *Microderoceras cf. birchi* (Sow.), Late Sinemurian-*Gleviceras cf. sulcatum* (Pia) and late Sinemurian — early Pliensbachian *Tropidoceras cf. ellipticum* (Sow.) come from its middle part (130 m). The age of the roof (90 m) of the suite has been substantiated by *Tropidoceras cf. masseanum* (d'Orb.), discovered by us.

At effluents of the Lockchai the suite is only as thick as 20 m. In the Domblutka ravine its thickness reaches 280 m.

At the Khrami salient Lockchai suite also involves somewhat coarser quartzy-polymictic poorly-micaceous sandstones. Here its thickness ranges from 15 to 100 m.

The Lower Jurassic and Aalenian section is completed by flyschoid strata of the Djandara suite. It conformably overlaps the Lockchai suite and then concordantly passes into volcanogenic formations of porphyritic series, though, in some places, after being washed-out it is discordantly overlain by Cenomanian and Eocene volcanogenic-carbonaceous deposits.

The suite is composed by argillites, alternating with aleurolites and fine-grained sandstones with concretions of argillaceous siderite. Along the Gorastskali in the upper horizons of the suite make appearance gritstones and conglomerates. The finds of index ammonites, which confirm the presence of upper Pliensbachian and Aalenian stage in the suite, are confined to its various levels. To make this statement more reliable, below we give a short list of them: *Amaltheus margaritatus* Montf., *Peronoceras fibulatum* (Dum.), *Harpoceras cf. falcifer* (Sow.), *Grammoceras cf. penestriatulum* Buck., *Dumortieria cf. striatulocostata* (Quenst.), *Ludwigia murchisonae* (Sow.), *etc.*

At the Locki salient thickness of the Djandara suite reaches 240 m, while at the Khrami salient it is only 100 m.

Zonal Biostratigraphic Subdivision of Lower Jurassic and Aalenian Deposits of Georgia by Ammonites

Ammonites from Lower Jurassic and Aalenian deposits of Georgia are peculiar for a great variety of composition. Presence of index complexes among them allowed to distinguish a number of zones of general stratigraphic scale, and in some cases that of province zones and layers with fauna. The oldest zone, established within the Lower Jurassic and Aalenian deposits of Georgia, is the lowermost Sinemurian one — Arietites bucklandi (see table III). At the Locki salient (the basement of Lockchai suite) it features a vast complex of *Vermiceras spiratissimum* (Quenst.), *V. francisci* Fuc., *V. cf. solarioides* Cos., *V. scylla* (Reyn.), *Metophioceras cordieri* (Can.), *Epammonites cf. latisulcata* (Quenst.), *Arnioceras kridioides* (Hyatt) ammonites. Its occurence is also substantiated for the lower part of Svaneti suite by the finds of several *Vermiceras* species.

At the Locki salient, above the A. bucklandi zone, we have encountered *Arnioceras ceratitoides* (Quenst.), *A. harpoides* Erb., *A. italicum* Fuc., enabling us to distinguish another standard Sinemurian zone, *i.e.* Arnioceras semicostatum. In Svaneti it is confined to the lower section of the Svaneti suite with *A. geometricoides* Erb., *A. cf. miserabile* (Quenst.) and *A. cf. speciosum* Fuc.

The layers with Microderoceras birchi, which have been distinguished within micaceous sandstones of the Lockchai suite, are comparable to Caenisites turneri zone. In this suite there was *Oxynoticeras cf. doris* (Reyn.) discovered, which was complying with Upper Sinemurian O. oxynotum zone.

Especially numerous ammonites specify the roof of Sinemurian, that is represented by Echioceras raricostatum zone. The majority of ammonites are concentrated in limestones and marls of Abkhazian Chedim suite. Those are: *Paltechioceras boehmi* (Hug), *P. elicitum* Buck., *P. aureolum* (Buck. *et* Simp.), *Leptechioceras meigeni* (Hug), *L. nodotianum* (d'Orb.), etc. Exist-

Table III

TABLE OF AMMONITE ZONAL SUBDIVIZION OF THE LOWER JURASSIC AND AALENIAN DEPOZITS OF GEORGIA

GENERAL STRATIGRAPHIC SCALE					REGIONAL BIOSTRATIGRAPHIC UNITS AND TYPICAL AMMONITE COMPLEXES	
System	Section	Stage	Substage	ZONE		
JURASSIC	MIDDLE	AALENIAN	UPPER	Graphoceras concavum		*Brasilia sublineata* Buck.
				Ludwigia murchisonae	Ludwigia murchisonae	*Costileioceras costatum* (Horn), *Ludwigia bradfordensis* (Buck.), *L. obtusiformis bucknmani* Géc., *L. murchisonae* (Sow.)
			lower	Leioceras opalinum	Leioceras opalinum	*Leioceras opalinum* (Rein.), *L. comptum* (Rein.), *Costileioceras costosum* (Quenst.), *C. subcostosum* (Buck.) etc.
	LOWER	TOARCIAN	UPPER	Dumortieria levesquei	Dumortieria levesquei	*Dumortieria pseudoradiosa* (Bran.), *D. radiosa* (Seeb.), *D. brancoi* Ben., *D. exigua* Buck., *D. bleicheri* Ben., *D. mourei* (Lyc.) etc.
				Grammoceras thouarsense	Grammoceras thouarsense	*Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. striatum* (Sow.), *G. cf. quadratum* (Haug), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle) etc.
				Haugia variabilis	Peronoceras subarmatum	*Catacoeloceras raquinianum* (d'Orb.), *Peronoceras subarmatum* (Y. et B.), *P. fibulatum* (Sow.), *Hildoceras bifrons* (Brug.), *H. cf. sublevisoni* Fuc., *Phymatoceras cf. narbonense* Buck., *Ph. cf. tirolense* (Hauer), *P. comense evoluta* (Renz), *Haugia cf. variabilis* (d'Orb.)
			LOWER	Hildoceras bifrons		
				Harpoceras falcifer	Harpoceras falcifer - Hildaites serpentinus	*Harpoceras falcifer* (Sow.), *H. mulgravium* (Y. et. B.), *Hildaites serpentinus* (Rein.)
				Dactylioceras tenuicostatum		
		PLIENSBACHIAN	UPPER	Pleuroceras spinatum	Pleuroceras spinatum	*Pleuroceras spinatum* (Brug.), *P. coronatum* (Quenst.)
				Amaltheus margaritatus	Amaltheus subnodosus	*Amaltheus margaritatus* Montf., *A. subnodosus* (Y. et B.), *A. laevigatus* How., *A. stokesi* (Sow.), *Fuciniceras isseli* (Fuc.), *F. boscense* (Rein.), *Arieticeras bertrandi* (Kill.), *A. cf. algovianum* (Opp.) etc.
				Amaltheus stokesi		
			LOWER	Prodactilioceras davoei		*Androginoceras cf. latecostatum* (Sow.)
				Tragophylloceras ibex	Tropidoceras masseanum	*Platypleuroceras variscoi* Par., *Uptonia angustata* (Quenst.), *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.), *T. stahli* (Opp.), *Polymorphites sp.*, *Acanthopleuroceras sp.*
				Uptonia jamesoni		
		SINEMURIAN	UPPER	Echioceras raricostatum	Echioceras raricostatum	*Echioceras raricostatum* (Ziet.), *Epideroceras steinmanni* (Hug), *Paltechioceras boehmi* (Hug), *P. elicitum* Buck., *P. studeri* (Hug) etc.
				Oxynoticeras oxynotum		*Oxynoticeras cf. doris* (Rein.)
				Asteroceras obtusum		
			LOWER	Caenisites turneri	Microderoceras cf. birchi	*Microderoceras cf. birchi* (Sow.)
				Amioceras semicostatum	Amioceras semicostatum	*Arnioceras geometricoides* Erb., *A. cf. miserobile* (Quenst.), *A. speciosum* Fuc., *A. harpoides* Erb., *A. ceratitoides* (Quenst.) etc.
				Arietites bucklandi	Arietites bucklandi	*Arietites bisulcatus* (Brug.), *Epammonites cf. latisulcata* (Quenst.), *Vermiceras spiratissimum* (Quenst.), *V. francisci* Fuc., *V. ultraspiratum* Fuc. etc.
		HETTANGIAN				

ence of E.raricostatum zone within Lockchai suite deposits is confirmed by a scantier complex of ammonites.

In Abkhazia late Sinemurian complex of ammonites is replaced upwards by another one, presenting the background of Tropidoceras masseanum province zone, that we have distinguished. Here it (Akhipo suite) is composed of *Uptonia angustata* (Quenst.), *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.), *Platypleuroceras variscoi* Par.

The stratotype of the province zone is the section located in the Gumista basin.

In the terrigenic-carbonaceous strata of the Akhipo suite, somewhat above the aforelisted ammonites, there was *Androginoceras cf. latecostatum* (Sower.) discovered, which allowed us to trace the presence of the upper zone of Lower Pliensbachian, i.e. Prodactylioceras davoei.

Far more numerous are finds of ammonites within the upper part of the Pliensbachian stage. Especially frequent are *Amaltheus margaritatus* Montf. Within the Kutikukhi suite deposits it is spread together with *A. cf. subnodosus* (Y. et B.), *A. laevigatus* (How.), *A. subnodosus howarthi* Steph. and *A. stokesi* (Sow.) the latter being the index species of the lower zone of upper Pliensbachian. This species occurs together with the ammonites of the overlying zone in some other cases as well (Lati and Muashi suites). Therefore, it is only possble to distinguish A. subnodosus province zone, which through its range corresponds to two standard zones — A. stokesi and A. margaritatus ones.

The last unit of the Pliensbachian stage's zonal standard, that is Pleuroceras spinatum zone, is distinguished but at Dzirula salient, where in Shrosha-suite deposits *P. spinatum* (Brug.) and *P. coronatum* (Quenst.) have been found.

Within the Lower Toarcian substage, on the basis of separate finds of *Harpoceras falcifer* (Sow.), *H. mulgravium* (Y.et B.), *Hildaites cf. serpentinus* (Rein.), layers with Harpoceras falcifer-Hildaites serpentinus are singled out.

The top of Lower Toarcian and the basement of Upper Toarcian are considered as Peronoceras subarmatum province zone, which through its range corresponds to two adjacent Hildoceras bifrons and Haugia variabilis zones. It is definitely established within red-coloured limestones of the Dzirula salient, wherein its stratotype is located just along the Kvirila. The province zone involves *Catacoeloceras raquinianum* (d'Orb.), *Peronoceras subarmatum* (Y. et B.), *Hildoceras bifrons* (Brug.), *Phymatoceras cf. tirolense* (Hauer), etc.

The superposing Grammoceras thouarsense zone is peculiar for various representatives of typical genera — *Polyplectus, Grammoceras* and *Pseudogrammoceras.* Due to vast spreading of the dominant species — *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.) — and a number of other accompanying species, this section of the profile is traced throughout the investigated area.

Dumortieria levesquei zone, completing Toarcian stage, is especially well marked in the lower horizons of the Almati suite, in Kakheti, and is evidenced by *D. bleicheri* (Ben.), *D. gundershofensis* (Haug), *D. moorei* (Lyc.), *D. subundulata* (Bran.), *D. tabulata* (Buck.), *D. exiqua* Buck., *D. levesquei* (d'Orb.), etc.

Almati suite deposits with *Leioceras opalinum* (Rein.), *L. comptum*

(Rein.), *L. gotzendorfensis* (Dorn.), *Costileioceras costosum* (Quenst.), *C. subcostosum* (Buck.), etc., overlying the ammonite-bearing layers of the previous zone, form L. opalinum zone, dated back to lower Aalenian.

Lugwigia murchisonae, standard Aalenian zone, conformably follows the underlying zone in the Almati suite of Kakheti. Its separation is substantiated by *Costileioceras costatum* (Horn), *Ludwigia bradfordensis* (Buck.) and *L. obtusiformis buckmani* Géc.

Aalenian stage is crowned by Graphoceras concavum zone, the presence of the latter being confirmed by the find of *Brasilia sublineata Buck.* within the Almati suite roof.

Correlation of Lower Jurassic-Aalenian Deposits of Georgia and Those of the Adjacent Areas

Below we compare Georgian region with North Caucasus (Krasnodar District, Karachaev-Cherkessk, Balkaria, Ossetia, Chechnya, Ingushetia and Daghestan) and Azerbaijan area, comprising three major geomorphological units: Northern Slope of the Great Caucasus, Fore-Caucasus and Transcaucasus. Each of these regions is furnished with a brief account of stratigraphy of Lower Jurassic-Aalenian deposits and a complex of ammonites, confined to them. Profound similarity of the composition and sequence of ammonites of the compared territories greatly favours stratigraphic correlation of these deposits.

In the North Caucasus Sinemurian and the low of early Pliensbachian deposits are not dissected to zones and province zones (Ionas). According to the finds of isolated ammonites in a number of districts only the presence of Sinemurian A. bucklandi, C. turneri, O. oxynotum, E. raricostatum zones and the lower Pliensbachian U. jamesoni zone can be confirmed here. Within the Sinemurian deposits of Azerbaijan, through rare finds of ammonites, the presence of nearly all of these zones and A. semicostatum one can be stated as well. In Georgia two lowermost Sinemurian zones are distinguished by the complex of species, related *to Arietites, Epammonites, Vermiceras* and *Metophioceras.* Within the roof of the lower Sinemurian layers with M. cf. birchi have been detected. The presence of the middle zone of upper Sinemurian is confirmed by the only find of the typical ammonite — *Oxynoticeras cf. doris* (Rein.). Sinemurian roof — E. raricostatum zone — is distinguished through numerous species of *Echioceras, Paltechioceras, Leptechioceras* and *Epideroceras* genera. Within the Lower Pliensbachian of Georgia T. masseanum province zone is substantiated by the representatives of Uptonia, *Tropidoceras* and other genera.

Within upper Pliensbachian in North Caucasus A. margaritatus-A. subnodosus province zone is rather profound. It is specified by numerous *Amaltheus* and Mediterranean *Arieticeras* and *Fuciniceras.* As for Azerbaijan, herein at this level have been traced some layers with *Amaltheus,* which in some cases are peculiar for *A. margaritatus* Montf. species, and in the other cases — just by its genus. In Georgia we can distinguish *A. subnodosus* province zone and the uppermost Pliensbachian zone, i.e. P. spinatum.

In lower Toarcian in North Caucasus Dactylioceras-Harpoceras province zone and H. bifrons zone have been stated. The former comprises two stand-

ard zones — D. tenuicostatum -H. falcifer ones. As for Georgia herein layers with *Harpoceras falcifer* and *Hildaites serpentinus* are rather profound, while in Azerbaijan this stratigraphic level is not substantiated by ammonite fauna.

H. bifrons zone in North Caucasus is peculiar for numerous *Hildoceras*, *Dactylioceras* and, less frequently, *Peronoceras* species. Here the lower zone of Upper Toarcian — H. variabilis — is also distinguished, being confirmed by *Haugia* and *Phymatoceras* species. As to their range, these two zones match P. subarmatum with *Catacoeloceras*, *Peronoceras*, *Hildoceras*, *Phymatoceras*, *Haugia* province zone.

G. thouarsense zone of Upper Toarcian has been established within a lot of regions of North Caucasus, Azerbaijan and Georgia. It features ribbed *Grammoceras* and *Pseudogrammoceras*.

D. levesquei zone at the roof of Toarcian stage in Azerbaijan and Georgia conforms with the namesake zones. As for North Caucasus, herein this zone is known as Dumortieria pseudoradiosa. The zonal complex involves numerous ammonites of Dumortieria genus in association with rarer *Pleydellia*.

Standard L. opalinum zone is distinguished within the lowermost part of Aalenian stage both in Azerbaijan and Georgia. It involves a complex with *Leioceras*, *Costileioceras* and *Hammatoceras* species contributing to its composition. In North Caucasus it complies with L. opalinum-L. comptum province zone and the lower section of S. cinon-L. bradfordensis province zone. The top of the latter is correlated to the standard L. murchiosonae zone, which both in Georgia and Azerbaijan is distinguished owing to *Ludwigia* and *Costileioceras* finds.

G. concavum zone is detected in the sections of North Caucasus and Azerbaijan. Mainly the representatives of *Graphoceras* and *Ludwigia* are confined to it. In Georgia its presence is confirmed by the only specimen of *Brasillia* genus.

Thus, all of the correlated deposits feature similar stages of ammonite evolution. They include nearly identical ammonite complexes, only differing from each other as to their number and, less frequently, as to separate species involved in them. Thus in Georgia Sinemurian ammonites feature appreciable abundance, while in the adjacent areas they are peculiar for their great variety in Aalenian stage. The ammonite fauna is a mixed one and it mainly consists of North-Alpine (Central-European) forms, Mediterranean ones are far less. However, in Georgia, at the Dzirula salient the number of the latter is rather increasing owing to *Phylloceras* and *Lytoceras* representatives. The appreciable propinquity of ammonite communities has proved that the correlated territories were involved in one zoo-geographical province during early Jurassic-Aalenian age.

History of the Geological Development of Georgia During Early Jurassic and Aalenian

During early Jurassic and Aalenian the territory of Georgia featured heterogenous tectonic regime, diverse types of sediments, dissimilar modes of occurence and development of various groups of organisms.

At the turn of Triassic and Jurassic epochs, due to Older Kimmerian orophase the central part (Svaneti area) of the sedimentation basin of the marginal sea * of the Great Caucasus (South Slope) lost its water cover and in its place appeared insular land. Such an assumption is favoured by the lack of Hettangian deposits in this area.

Further south the area of Transcaucasian island arc, presenting a shallow insular ridge, was also involved in upward movement. Its islands, to an extent, rose above the water basin and contributed to the sourse of removal of fragmental product.

Early Alpine stage of the tectonic cycle in Georgia features appreciable predominance of descending movements, that has caused considerable changes in sea and land arrangement.

In early Lias rather a major event was the vast advance of the sea. Its earliest manifestations are traced in the territory of the Locki and Khrami salients of pre-Jurassic crystalline rocks, wherein during the Hettangian fragmental and coarse-grained sediments of the Moshevani suite were being developed in the sublittoral zone of the sea basin.

By that time Dzirula salient evidently presented irregularly denuded land, in the subsided areas of which (i.e. intermittent impounded bodies) continental strata with subaerial igneous activity had developed.

During Sinemurian the sea, advancing from the south of the Lesser Caucasian ocean basin, penetrated even farther into Locki and Khrami salients' area. Under the steady shallow regime fine-grained micaceous sandstones of the Lockchai suite were being accumulated here. Terrigenous matter of the suite was supplied by those areas of the very islands, which were not covered by water, but had considerably reduced in sizes. The water was of normal temperature, stipulating intense progress of life activity. Organic kingdom of the Lockchai suite is rather various. It involves a great variety of top-quality ammonite species and bivalve mollusks, the latter dominating in its content.

During Sinemurian the sea approached even the south periphery of the Dzirula salient. In this area, in the coastal part of the advancing sea, conglomerates, gritstones and coarse-grained sandstones were being accumulated.

As the sea advanced, the coarse-grained facies was replaced by fine-grained micaceous sandstones. Alternation of granulometric composition in vertical direction, well defined lamination and the presence of the open-sea fauna allow their relation to the sediments, deposited within neritic zone as deep as 20-50 m.

---

* At treating the history of the geological past we have made use of the conceptions and terms, applied in plate tectonics.

During Sinemurian within the marginal sea intense warping of the bottom and expansion of its ranges took place. Step-by-step all of the islands (Shoudidi, Kelasuri, Gorabi, etc.), which had existed since pre-Jurassic, subsided below the sea level. The lack of Sinemurian deposits in North Svaneti (Kvishi area) and environs of Klukhori pass indicates that the major part of the territory of the present-day Main Range zone was not yet subsiding, but rose above the sea level and supplied detrital product.

Transgressive bedding of Sinemurian deposits over the old crystalline rocks, from North Abkhazia to Mamisoni pass and further eastwards, within the Darial granitoid mass, shows that this band was just the north boundary of the sea basin. Conglomerates, gritstones and sandstones of the Lashipsi and Kisti suites were depositing in this area. Coarse-detrital material was formed under coastal-marine environment, quite near the land. Appearance of argillaceous material in the tops of the suite is due to deepening of the sea basin. But, to judge by the fauna nature, the sea was not so deep — only from 20 to 50 m*. The sea produced favourable environment for the evolution of bivalve mollusks, less frequently for ammonites, gastropods and brachiopods.

In the progressively downwarping basins emerged deep faults, accompanied by igneous activity manifestation of basic and acid composition.

The advance of the sea is involving more and more new land areas southwards as well. It is well seen in the Gumista basin, wherein, in the low of the Chedim suite, make their appearance thick coarse-grained sandstones with interlayers of conglomerates and gritstones. During late Sinemurian the sea is spreading farther southward, accumulation of coarse-grained sandstones comes to an end and at a depth, ranging from 80 to 100 m, carbonaceous and argillaceous rocks are depositing. Regular hydrochemical regime becomes established, favouring the settlement of quantitatively rich fauna complex, represented mainly by ammonites, within the basin.

General submersion of the territory of Georgia, that had begun during Early Alpine stage of the tectonic cycle, was proceeding in middle subdivision of the Lower Jurassic.

Within the marginal sea of the Great Caucasus (South Slope) the basin was deepening abruptly. Various Sinemurian deposits were substituted by homogeneous clay-aleuritic strata, that had been formed due to washout of eroded matter from the Transcaucasian island arc, Fore-Caucasus land and from the territory of the recent Main Range zone.

In the north section of the marginal sea in the Nenkvashi-Arkhoti zone intense downwarping of the sea bottom was accompanied by igneous activity in terms of submarine lava flows of basic composition.

Eastwards the traces of submarine volcanism completely disappear. Isolated dwelling of solitary ammonite representatives in this area allows the assumption, that here the sea was as deep as 300 m and, possibly, even deeper.

---

* Here and further on the depth of the basin has been reconstructed by Ziegler's (1967) procedure of quantitative relation of separate groups of the fauna.

Southwards, in the Iori-Matsimi zone uniform sedimentation of argillaceous-aleurolitic rocks was in some places disturbed by insignificant manifestation of effusive volcanism with basic composition of products. Unlike their northern analogues argillaceous sediments at this suite were formed in a shallower environment (as deep as 100 m), physical-chemical conditions of which favoured evolution of fauna, especially of mollusk one.

In Pliensbachian the west section of the marginal sea basin featured rugged topography with submarine uplifts. Sometimes the supply of terrigenous material stopped and the environment, favourable for formation of organic-limestone lenses, developed. The depth of the basin ranged between 80 and 100 m. It has been reconstructed with the rich fauna, involving brachiopods, cephalopods and bivalve mollusks.

Submarine volcanic activity, manifesting itself as lava flows and outburst of pyroclastic product of acid and andesitic-basaltic composition, was confined to dislocations with a break in continuity, including those bounding uplifted areas.

Eastwards, in the Tskhumari-Korinta zone, magmatism is reflected only in subvolcanic bodies, occuring in Muashi suite deposits. Its northern exposures, outcropping in the north wing of Svaneti anticlinorium, developed at a depth of 150-200 m; while the southern ones, with uniformly distributed benthos organisms and active swimmers, were formed as deep as 80-100 m.

In the second half of the Pliensbachian the sea kept advancing upon the south part of the recent territory of the Main Range, wherein, within Kvishi-Tviberi zone, coastal-marine rudaceous and pelitic formations of the Tviberi suite were being accumulated.

At that time the sea approached the north periphery of the Dzirula salient as well. Transgressive upper-Pliensbachian deposits nealy everywhere begin with coarse-grained quartzy sandstones with gritstones and conglomerates, bedded in the basement. Relatively small thickness of this coastal facies, its prompt substitution by argillaceous-marly rocks in the profile were due to rapid advance of the sea deep into land area. Within the zone of clayey-marly strata accumulation the basin was as deep as 80-100 m. The depth has been determined owing to ammonites, performing a primary role in taphocoenosis content.

In early Pliensbachian the supply of terrigenous material progressively began to die away at the south periphery of the Dzirula salient. If in the Kvirila suite we still come across it, in the overlying Shrosha suite it happens to be completely replaced by zoogene limestones. Early Pliensbachian biocoenosis is mainly represented by brachiopods, dwelling at the depth of 30-60 m.

In late Pliensbachian the basin kept deepening a little. In red-coloured limestones' taphocoenosis ammonites were increasing in number. Occurence of numerous *Phylloceras* and *Lytoceras* representatives among them indicates that the sea basin of the Transcaucasian island arc was closely related to Tethys.

Within the Locki and Khrami salients early Pliensbachian sedimentation conditions have been inherited, without any alteration, from the previous time. During late Pliensbachian, though the islands had considerably shrunk in sizes, still they remained the primary suppliers of terrigenous material to the sea basin, wherein flyschoid formations had begun developing by that time.

During Toarcian the supply of sandy material to the marginal sea basin

was appreciably increasing. Sandy-aleuritic-clay strata were being amassed in its north section. Unlike the previous stage, herein ecological environment substantially favoured evolution of fauna with prevailing ammonites and Mytiloceramus species, dwelling at a depth of 80-100 m (Nenkvashi-Arkhoti and Gudani-Omalo zones) and down to 80 m (Avadkhara-Klich and Iori-Matsimi zones).

Within the west section of the marginal sea (Kutikukhi-Sakeni zone) intense crushing of the basin floor was in progress, being accompanied by especially profound igneous activity with accumulation of andesitic-basaltic formation.

The whole south section of the basin, as deep as 80 m, was being filled with flyschoid deposits of the Sori suite. These thick (about 1500 m) strata were formed due to subaqeous slumping and suspended matter flows. The development of the latter had been provoked by Donetsk tectonic phase's impulses.

Having been affected by those tectonic movements, the old islands, evidently, again rose above the sea level. Occurence of such uplifting is indicated by conglomerates and gritstones with crystalline pebbles, available in the upper horizons of the Sori suite in Kelasuri and Okumi districts. Rounded pebbles of granitoids and other crystalline rocks have also been encountered within Aalenian deposits of Dusheti district (the environs of Mgliana village and the Arkala basin). It should be mentioned that enlargement of the material was a northernly process. Therefore, terrigenous material washout and source area was located north of Dusheti, within the interfluve of the Ksani and the Iori upper reaches.

During Aalenian no abrupt changes occured. The deepest areas again coincided with the axis of the sea basin. Here, under tranquil conditions uniform clay shales of the Gudushauri suite were depositing. The medium factors, determining the rate of its favourability, became somewhat worse. Unlike the population of the previous age, herein organic kingdom features poverty of species. However such an environment did not exist along the whole axial trough. In its east section (Gudani-Omano zone), at a depth of 80-100 m, numerous representatives of mollusk fauna were evolving. Sedimentation process was not uniform either. Within the east section of Gudani-Omalo zone the supply of sandy material had increased abruptly. That material, along with rarer clay-rock beds, forms the flyschoid strata of the Khakhmati suite. Standard material grading has indicated, that the deposits of the suite originated under the supply of terrigenous matter by turbid flows, running down the uplift, located at the upper reaches of the Ksani and the Iori interfluve.

South-eastwards (Iori-Matsimi zone) argillaceous rocks of the Almati suite predominate in Aalenian deposits. Unlike the Gudushauri suite, here deposits involve a rich fauna complex, allowing the assumption that they were formed at a depth of 80-100 m.

Within the rest part of the basin palaeogeographical environment did not alter at all. In its south section, just as in Toarcian, flyschoid formations of the Sori suite were accumulating, while in Kutikukhi-Sakeni zone eruption of igneous rocks was taking place.

In the Transcaucasian island arc during Toarcian-Aalenian were prevailing

the sedimentation conditions, that had been inherited from late Pliesbachian.

Nearly all of the previous researchers have assumed uplifting and dewatering of a considerable territory of the Locki and Khrami salients, that had happened by the end of Aalenian age and had been caused by Donetsk tectonic phase. The principal argument, confirming this point of view, consideres the lack of the Upper Aalenian below transgressive Bajocian sediments of the Locki salient. Our investigations have proved that Aalenian deposits are represented to full extent. In those areas, where their interrelation with the Bajocian porphyritic series has been preserved, transition between them is absolutely conformable. However, in some areas shallowing of the sea basin and even regression of the coast line took place. The above can be borne out by coarse-grained sandstones, gritstones and conglomerates from the upper section of the Djandara suite in the west periphery of the Locki salient.

Retreat of the sea in pre-Bajocian times is especially clearly stated in Dzirula salient, wherein everywhere, except for its north-east periphery, Bajocian formations are unconformably bedded at various horizons of the Lower Jurassic and Aalenian.

Within the marginal sea of the Great Caucasus (South Slope) the impulses of Donetsk tectonic phase manifested themselves in some shallowing of the basin and in upward movement of islands and cordillera, with their detrital product detected in Sori suite deposits.

Литература - References

Авалишвили П.И., Гавашели А.М., Зесашвили В.И., Топчишвили М.В., Копадзе Т.В. Новые данные о возрасте верхней части юрских сланцев горы Шакриани (Заалазанская Кахети) //Сообщ. АН ГССР. — 1974. — 73.— N I. — С.109-112.

Агаев В.Б. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Белокано-Закатальского рудного района //АГУ им.С.М.Кирова. Сер.геол.-географ.наук. — 1976. N 3. — С.64-69.

Агаев В.Б. Стратиграфия юрских отложений Азербайджана (Большой Кавказ). — Баку; Элм. — 1990. — 164с.

Адамия Ш.А. Материалы о геологическом строении предгорий Большого Кавказа между р.Малой Лиахви и меридианом г.Душети (на груз.яз.). — Тбилиси; Изд-во АН ГССР. — 1958. — 32с.

Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа // Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер.-Вып. 16. — Тбилиси; Мецниереба. — 1968. — 293с.

Адамия Ш.А., Беридзе М.А., Топчишвили М.В. К стратиграфии нижнеюрских отложений Центральной Абхазии //Сообщ. АН ГССР. — 1972. — 67. — N 2. — С.365-368.

Адамия Ш.А. и др. Обнаружение выхода доюрских метаморфических пород в ущелье р.Шоудид.(Абхазия) //Сообщ. АН ГССР. — 1975. — 79. N 3. — С.633-635.

Адамия Ш.А. Тектоника и Геологическая история Абхазии//Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. — Вып.54. — Тбилиси; Мецниереба.— 1977. — 67с.

Адамия Ш.А. и др. Геодинамика Кавказа //Проблемы геодинамики Кавказа. — М.; Наука. — 1982. — С. 13-21.

Адамия Ш.А. и др. Характерные черты тектоники Кавказа //Геодинамика Кавказа. — М.; Наука. — 1989. — С.3-14.

Аркелл В. Юрские отложения Земного шара. М.; 1961. — 803с.

Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ней минерализации.— М.; Изд-во АН СССР. — 1958. — 138с.

Балуховский А.Н. К стратиграфии и палеогеографии лейаса Центральной Абхазии //Вопросы региональной геологии СССР. — М.; 1964. — С.73-77.

Балуховский А.Н. Тектоника и история развития зоны сопряжения Большого Кавказа и Грузинской глыбы Закавказского срединного массива (междуречье Гумиста-Цхенис-Цкали) //Автореф.кандид.дис.— М.; — 1969. — 34с.

Безносов Н.В. Юрские аммониты Северного Кавказа и Крыма. — Л.; — 1958. — 119с.

Белов А.А., Сомин М.Л. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центральный Кавказ) //ДАН СССР. — 1964. — Т. — 159. — N I. — С.81-85.

Белянкин Д.С. К вопросу о возрасте некоторых Кавказских интрузий. //Изв.Геол.ком-та. — 1924. — Т. 43. — N 3. — С.409-424.

Беридзе М.А., Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н. Нижняя юра//Вопросы ге-

ологии северо-западной части Абхазии. — Тбилиси; Мецниереба, — 1972. — С.22-39.

Беридзе М.А. Новые данные о раннеюрском вулканизме Центральной Абхазии //Проблемы геологии Грузии//Тр. ГИН АН ГССР. — Нов.сер.— Вып.59. — 1978. — С.51-60.

Букия С.Г. О нижнем лейасе в северо-западной части Абхазии //Дан СССР. — 1954. — 99. — N 6. С.1073-1075.

Букия С.Г. О нижнеюрских отложениях в бассейне реки Окуми (Абхазия) //ДАН СССР. — 1955. Т — 100. — N 1. — С.139-140

Букия С.Г. Новые данные о возрасте дизской свиты //ДАН СССР. — 1959. Т. 124. — N 3. — С.646-648

Букия С.Г., Колосовская О.В., Абамелик Е.М. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Абхазской АССР масштаба 1:50000 //Объяснит.зап. — М.; 1971. — 337с.

Булейшвили Д.А. О возрасте телат-горской свиты //Тр.Ин-та геол. и мин.АН ГССР. — 1951. — С.391-395.

Варданянц Л.А. Очерк геологии ущелья реки Дид-хеви в Кахети //Изв. ВГРО. 1932. — Т.L1. — Вып.98. — С.1-12.

Варданянц Л.А. О возрасте структуры Центрального Кавказа //Сов.Геол. — 1940. — N 2. — С.43-53.

Варенцов М.И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии.— М.; — Л.; Изд-во АН СССР. — 1950. — 258с.

Вассоевич Н.Б. Геологическое исследование в районе Сабуинского месторождения кровельных сланцев (левобережье Алазани, Кахетия) //Тр.НГРИ.— Сер.А. — 1932. — Вып. 20. — 32с.

Вахания Е.К., Папава Д.Ю. Особенности тектоники Кортинской полосы Верхней Рачи //Тр.ВНИГНИ. — Вып.LXI. —М.; Недра. — 1967. — С.171-176.

Вахания Е.К. Юрские отложения Грузии (в связи с нефтегазоносностью) //Тр. ВНИГНИ. — 1976. — Вып.207.— Тбилиси; Сабчота Сакартвело. — 413 с.

Вашакидзе И.Г. К стратиграфии верхней части юрской сланцевой серии верховьев рр.Ардона, Терека и Арагви //Изв.Геол. о-ва Грузии. — 1970. — 7. — N 1-2 — С.35-44.

Вашакидзе И.Г. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Большого Кавказа //Сов.геология. — 1985. — N 6. — С.66-74.

Габуния К.Е., Гамкрелидзе П.Д. Геология южной части Борчалинского района (на груз.яз.) //Тр.ГИН АН ГССР. — Геол.сер. — 1942. — Т. I (VI). — С.5-72.

Гавашели А.В. Петрология Чаухского массива //Автореф.кандид.дис. — Тбилиси; — 1973. — 24с.

Гамкрелидзе П.Д. Геологическое описание части долин рр. Дзирулы и Чхеримелы //Изв.ГИН Грузии. — 1933. — Т. I. — Вып.2. — С.107-138.

Гамкрелидзе П.Д., Чихелидзе С.С. К геологии части долины р.Дзирулы (на груз.яз.) //Изв.ГИН Грузии. — 1933, — Т. 1. —Вып.2. — С.81-105

Гамкрелидзе П.Д. Лейасовая фауна в основных (глинистых) сланцах Сванетии и Абхазии //Сообщ.Груз.фил. АН СССР. — 1940. — Т. I. — N 3. — С.201-202.

Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы.— Тбилиси; Изд-во АН ГССР. — 1949. — 371с.

Гамкрелидзе П.Д. Основныве черты тектонического строения Грузии //Тр.ГИН АН ГССР.Геол.сер. — 1957. — Т. X(XV). — С.69-98.

Гамкрелидзе П.Д. Новые данные по тектонике центральной части Большого Кавказа (в пределах Сванетии) //Сообщ. АН ГССР. — 1963. — XXXI. — 3. — С.605-612.

Гамкрелидзе П.Д., Адамия Ш.А., Чихрадзе Г.А., Джавахишвили

Ш.И. Новые данные по стратиграфии доюрских отложений Сванетии //ДАН СССР. — 1963. — Т. 153. — N 2. — С.424-426.

Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза //Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. — 1976. — Вып. 52. — Тбилиси; Мецниереба. — 225с.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и Альпийская геодинамика Кавказа //Теконика Металлогения Кавказа. Тр.ГИН АН ГССР. — Нов.сер. — 1984. — Вып. 86. — Тбилиси; Мецниереба. — С.105-184.

Гасанов Т.А. Нижняя юра Азербайджана (Малый Кавказ).— Баку; — изд-во АН Аз.ССР. — 1967. — 200с.

Гасанов Т.А., Сапунов И.Г. Биостратиграфическая корреляция нижнеюрских отложений Азербайджана и Болгарии по аммонитам //Списание Бълг.геол.дружество. — 1969. —30. — N 2. — С.135-146.

Гасанов Т.А. Зональное расчленение нижнеюрских отложений Азербайджана (Малый Кавказ) //ДАН Аз.ССР. — 1971. — 27. — N I. — С.38-40.

Гиоргобиани Т.В., Топчишвили М.В., Закарая Д.П. Геологическое строение верховьев рр.Асса и Хевсуретской Арагви //Сообщ. АН ГССР. — 1983. — 109. — N I. — С.85-88.

Гогишвили Т.Ш., Кипиани И.Б. Фация красных криноидных известняков и продукты кислого вулканизма в лейасе Локского массива //Сообщ. АН ГССР. — 1975. — 77. — N 2. — С.385-388.

Гущин А.И., Панов Д.И. О стратиграфии нижнеюрских отложений антиклинория Бокового хребта (Дагестан) //Вестн.МГУ. Сер.4. Геология. — 1983. — N 5. — С.19-28.

Джанелидзе А.И. О возрасте красных известняков Дзирульского массива. //Сообщ. АН ГССР. — 1946. — Т. VII. — N 4. — С.171-174.

Джанелидзе А.И. К вопросу о возрасте сорской свиты верхнего лейаса //Сообщ. АН ГССР. — 1946. — Т.VII. — N 5. — С.253-254.

Джанелидзе Т.В., Адамия Ш.А. и др. Средняя юра //Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. — Тбилиси; Мецниереба. — 1972. — С.39-61.

Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. О литологии питающей области лейасовых осадков Дзирульского массива (на груз.яз.)//Тр.Геол.ин-та АН ГССР. Сер. минерал. — петрограф. — 1950. — Т.II. — С.161-186.

Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. Литология лейасских отложений Дзирульского массива (на груз.яз.) //Тр.ГИН АН ГССР. Сер. минерал.— петрограф. — 1953. — Т.III. — С.109-187.

Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. Об открытии выхода кристаллического субстрата в Центральной Абхазии //Сообщ. АН ГССР. — 1970.— 60. — N 1. — С.133-136.

Живаго Н.В. Материалы к стратиграфии нижне — и среднеюрских отложений, развитых на территории междуречья Кубани и Урупа//Материалы по геологии газоносных районов СССР//Тр.Всесоюз.науч.—исслед.ин-та природ.—газов. — 1960. — Вып.10 (18). — М.; Гостоптехиздат. — С.192-217.

Залеский Б.В., Кузнецов С.С. Абхазско-сванетская часть Западно-Грузинской геолого-петрографической провинции //СОПС АН СССР. Ч.2. Сер.Закав. — 1940. — Вып.24. — С.5-60.

Зесашвили В.И. Геология части бассейна р.Поладаури (на груз.яз.) //Тр.ГИН АН ГССР. Сер.геол. — 1955. — Т. IX (XIV). — Вып.I. — Тбилиси; Мецниереба . — 190с.

Зесашвили В.И. К стратиграфии сланцевой серии верховьев р.Риони // Вопр.геологии Грузии. — Тбилиси. — 1964. — С.225-230.

Зесашвили В.И., Чихрадзе Г.А. Юрская система //ГИН АН ГССР. Нов.сер. — 1965. — Вып. I. — С.34-54.

Зесашвили В.И. К стратиграфии нижнеюрских отложений Юго-Восточной Грузии //Тр.ГИН АН ГССР. Нов. сер. — 1967. — Вып.15. — С.5-25.

Зесашвили В.И. Стратиграфия юрской сланцевой серии Центрального Кавказа //Magy. allami foldt.intéz. évk. — 1970. — 54.— N 2. — С.219-223.

Зесашвили В.И. Состояние изученности и основные проблемы стратиграфии юрских отложений Кавказа //Тр.ГИН АН ГССР. — 1979. — Вып.65. — С.120-131.

Зоны юрской системы в СССР //Тр.Межвед.стратигр.ком.СССР. — 1982. —10. — С.3-174.

Казакова В.П. Некоторые вопросы зонального расчленения нижне— и среднеюрских отложений Северного Кавказа //Бюл.МОИП. Отд.геол. — 1963. — Т.38. — Вып.5. — С.20-33.

Казакова В.П., Гущин А.И., Панов Д.И. Верхнеплинсбахские аммониты и возраст нижних горизонтов нижнеюрских отложений Восточного Кавказа (на территории Дагестана) //Бюл.МОИП. Отд.геол. — 1986. Т. 61. — Вып. 4. — С.61-78.

Канчавели А.Л. Новые материалы о „нижних туффитах" полосы Шроша-Нарула (на груз.яз.) //Собщ.АН ГССР. — 1964. — XXXIII: 3. — С.591-595.

Кахадзе И.Р. Среднеюрская фауна Грузии (на груз.яз.) //Тр.ГИН АН ГССР. Сер.геол. — 1943. — I (VI). — Тбилиси; Изд-во АН ГССР. — С.211-333.

Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время //Тр.ГИН АН ГССР. Сер.геол. — 1947. — Т. III (VIII).— Тбилиси; Изд-во АН ГССР. — 371с.

Кахадзе И.Р. Лейасские и байосские иноцерамы Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. — 1948. — Т. IV (IX). — С.1-40.

Конюшевский Л.К. Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе //Мат.для геол.Кавказа. Сер. IV. — Кн. 1. — 1915. — 135с.

Крестников В.Н. К стратиграфии сланцевой юры восточного Кавказа //Изв. АН СССР. Сер.геол. — 1944. — N 6. — С.61-69.

Крестников В.Н. К вопросу об аркозовых песчаниках в верховьях рек Алазани и Стори (ГССР) //ДАН СССР. — 1947. — T.LVIII. — N I. — С.109-111.

Крестников В.Н., Робинсон В.Н. К вопросу о палеозое Северной Кахетии //ДАН СССР. — 1955. — Т.105. — N 5. — С.1076-1079.

Кузнецов И.Г. Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении „сланцев Главного хребта" на Кавказе //Изв.Геол.ком. — 1926. — T.XLV. — N 3. — С.141-174.

Кузнецов И.Г. Геологическое строение района курорта Шови //Тр.ВГРО. — 1931. — Вып.151. — С. 1-28.

Кузнецов И.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Чвешуры в Центральном Кавказе //Мат.ЦНИГРИ рег.геол. и гидрогеол. Сб. 1. — 1933.— С.57-71.

Кузнецов И.Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа //Тр. ин-та геол.наук. — 1951. — Вып. 131. — N 52. — 118с.

Кутелия З.А. Стратиграфия и условия формирования палеозойских и триасовых отложений Южного склона Большого Кавказа (по конодонтам) //Автореф.канд.дис.— Тбилиси; — 1983. — 22с.

Лалиев А.Г. Юго-Осетинская геологоразведочная партия (планшет XXIII-29, 30 и XXIV-30) //Тр.Груз.филиала ГПК. Азнефтеразведка. — 1936. — N I. — С.50-57.

Левченко С.В. Осадочные породы Сванети. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии //Тр.СОПС АН СССР. — 1940. — Вып.24. — Ч.2. — С.191-227.

Леонтьев Л.Н., Хаин В.Е. Геотектонические условия на Кавказе в

ааленском веке //ДАН СССР. — 1946. — XLIII. — N 7. — С.645-648.

Лобжанидзе Г.П. К вопросу о генезисе глыб лейасских пород, находящихся в байосской вулканогенной свите Восточной и Северо-восточной периферии Дзирульского массива //Изв.геол.об-ва Грузии. — 1965. — Т. IV. — Вып. 2. — С.47-57.

Лобжанидзе Г.П. Стратиграфия мезозойских отложений восточной периферии Дзирульского массива //Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. — 1972. — Вып.36. — Тбилиси; Мецниереба. — 88с.

Ломизе М.Г., Сомин М.Л. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе //Вестн.МГУ. Сер.геол. — 1962. — N 6. С.44-54.

Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.; Изд-во МГУ. — 1969. — 203С.

Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Аджарии // Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. — 1974. — Вып.44. — С.74-87.

Мацкевич М.М. О стратиграфии среднеюрских отложений горных районов ЧИАССР //Тр. Грозн.нефт.науч.-исслед.ин-та. — 1964. — Вып.17. — М.; Недра. — С.39-55.

Мельников В.А. Стратиграфия отложений триаса, нижней и средней юры Центрального и западной части Юго-Восточного Кавказа //Тр. по геол.и полезн.ископ. Сев.Кавказа. — 1967. — Вып. XII. — С.53-63.

Мельников В.А., Марунич В.И., Мельников Ю.В. Новые данные о возрасте рудовмещающих толщ Белоканского рудного поля (Азербайджан) //ДАН СССР. — 1973. — Т.213. — N 3. — С.665-668.

Мефферт Б.Ф. Геологический очерк области проектируемых мощных гидроэлектрических станций Грузии в бассейнах рр. Ингури, Цхенисцкали, Риони и Куры //Тр.ВГРО. — 1934. — Вып.349. — 50с.

Моисеев А.С. Брахиоподы юрских отложений Крыма и Кавказа //Тр.Всес. геол.-раз.объединения. — 1934. — Вып.203. — 216с.

Мревлишвили Н.И. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе //Тр.ГИН АН ГССР. Сер.геол. — 1957. — Т.X (XV). — С. 139-147.

Нуцубидзе К.Ш. Лейасские брахиоподы периферии Дзирульского массива (на груз.яз.) //Тр.ГИН АН ГССР. Сер.геол. — 1949. — V (X). — С. 1-53.

Нуцубидзе К.Ш. Зоны лейаса в Грузии и прилегающих районах Кавказа //Докл.советск.Геол. к I междунар. Коллоквиуму по юрской системе.— Тбилиси; Изд-во АН ГССР. — 1962. — С.241-256.

Нуцубидзе К.Ш., Чихрадзе Г.А., Адамия Ш.А. Взаимоотношение дизской серии и отложений лейаса Сванетии //ДАН СССР. — 1963. — Т.149. — N 6. — С. 1412-1413.

Нуцубидзе К.Ш. Нижняя юра. //Геология СССР. — 1964. — Т. 10. ГССР. — Ч. I. — М.; Недра. — С. 44-65.

Нуцубидзе К.Ш. Нижнеюрская фауна Кавказа //Тр.ГИН АН ГССР. Н.сер. — 1966. — Вып. 8. Тбилиси; Мецниереба. — 212с.

Нуцубидзе К.Ш. Закавказье (Грузинская ССР). Нижний отдел и аален //Стратиграфия СССР. Юрская система. — М.; Недра. — 1972. — С.175-183.

Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. — М.; Недра. — 1973. — 194с.

Панов Д.И., Шевченко В.И. К стратиграфии нижне— и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в Казбекском районе //ДАН СССР. — 1964. — Т.155. — N I.— С.92-95.

Панов Д.И. Стратиграфия нижне— и среднеюрских отложений западной части Центрального Кавказа //Автореф.канд.дис. М.; изд-во МГУ. —

1965. — 20с.

Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития //Геол.Бол.Кавказа.— М.; Недра. — 1976. — С.154-207.

Панов Д.И. Регионально-стратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Малого Кавказа //Проблем.стратигр. и ист.геол.— М.; Изд-во МГУ. — 1978. — С.153-164.

Панов Д.И., Пруцкий Н.И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа //Бюл.МОИП. Отд.геол. — 1983. — Т.58. — Вып. I. — С.94-112.

Панов Д.И., Гущин А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижне-среднеюрских отложений //Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. — М.; Наука. — 1987. — С.124-139.

Панов Д.И.Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) //Бюл.МОИП. Отд.Геол. — 1988. — Т.63. — Вып. I. — С.13-24.

Паффенгольц К.Н., Дарьяльская, келасурская и кодорская интрузии Большого Кавказа (состав, возраст, вопросы металлогении) //Проблемы минералогии и петрологии.— Л.; Наука. — 1972. — С.227-236.

Пейве А.В. О „законе" инверсии в геологии Кавказа //Сов.геол. — 1941. — N 4. — С.109-114.

Пейве А.В. Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа//Сов.геол. — 1945. — N 7. — С.7-16.

Ренгартен В.П. О геологических исследованиях в бассейне рек Гудомакарской и Гудушаурской Арагви//Отчет о состоянии и деятельности Геол.ком. за 1925-26 гг. — Л.; — 1927. — 122с.

Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги //Тр.ВГРО. — 1932. — Вып. 148. — 77с.

Ренгартен В.П. Военно-Грузинская дорога //XVII Межд.Геол.Конгр.Экск. по Кавказу. — Ростов-Тбилиси.— М.; — 1937. — 128с.

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (Юра)//Тр. ВСЕГЕИ. — Л.; — 1984. — 47с.

Ростовцев К.О. Нижняя и средняя юра Краснодарского края //Тр.Краснод.фил.ВНИИ. — Вып.12. — М.; Недра. — 1964. — С.73-112.

Ростовцев К.О. Аммониты верхнего тоара Западного Кавказа //Тр.Краснод.фил.ВНИИ. — 1965. — Вып. 16. — Л.; Недра. — С.50-111.

Ростовцев К.О. Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Гузерипльской подзоны Северного склона Западного Кавказа //Изв. АН СССР. Сер.геол. — 1967. — N 2. — С.95-108.

Ростовцев К.О. Нижне-среднеюрские отложения Западного Кавказа и Предкавказья //Автореф.докт.дис. Л.; — 1968. — 37с.

Сванидзе Ц.И. О возрасте флороносных отложений нижней юры Дзирульского и Локского кристаллических массивов //Тр.Тбил. ун-та. — 1971. — А 2 (141). — С.165-169.

Славин В.И. Палеозойские отложения Южного склона Главного Кавказского хребта //ДАН СССР. — 1960. — Т.134. — N 5. — С.1184-1187.

Славин В.И., Сомин М.Л., Моргунов Ю.Г. Доюрские отложения Сванетии //Тр.Кавк.эксп.ВАГТ и МГУ.— М.; Гостоптехиздат. — 1962. — С.315-335.

Сомин М.Л. О возрасте санчарской свиты и санчарских кварцевых диоритов (Северо-Западный Кавказ) //Изв.ВУЗ. Геол. и разв. — 1965. — N 9. — С.157-159.

Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. — М.; Наука. — 1971. — 246с.

Сорокин А.И. Геологические наблюдения в местности между реками Ксани и Большой Лиахвой и в верховьях р.Квирилы //Мат.для геол. Кавказа. Сер. I. — Кн. 9-10. — 1879. — 188с.

Станкевич Е.С. Аммониты юрских песчано-глинистых отложений Северо-Западного Кавказа.— М.-Л.; Наука. — 1964. — 99с.

Стратиграфический словарь СССР. Триас, Юра, Мел.— Л.; Недра. — 1979. — 592с.

Степанов Д.Л. Принципы и методы стратиграфических исследований //Тр.Всесоюзн.нефт.науч-исслед.геол.развед.ин-та. — 1958. — Вып. 113. — Л.; Гостоптехиздат. — 180с.

Схиртладзе Н.И. Верхний палеозой-триас. Грузинская глыба //Геология СССР. — Т.10. — ГССР. — Ч. I. — М.; — 1964. — С.39-42.

Тогонидзе М.Г., Дудаури О.З. О лейасовом вулканизме Центральной Абхазии //Тр.Груз. полит.ин-та. — 1978 — N I (202). — С.62-65.

Тодрия В.А. Микробиостратиграфическое расчленение флишевых карбонатных отложений Заалазанской Кахети //Тез. докл.научн.сес.Ин-та палеобиол. АН ГССР. — 1982. — С.11-13.

Топчишвили М.В. Стратиграфия и фауна нижнеюрских отложений Дзирульского массива //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 21— Тбилиси; Мецниереба. — 1969 — 115с.

Топчишвили М.В. К стратиграфии верхней части песчано-сланцевой свиты Заалазанской Кахети //Изв.Геол.об-ва Грузии. — 1969. — Т.VI. — Вып.I, 2. — С.3-8.

Топчишвили М.В. К стратиграфии сторской свиты //Сообщ. АН ГССР. — 1971. — Т.63. — N I. — С.109-111.

Топчишвили М.В., Коринтели Г.С., Гвимрадзе Г.Э. К стратиграфии нижнеюрских отложений верховьев р.Ларованисцкали (Тушети) //Сообщ. АН ГССР. — 1974. — 75. — N I. — С.125-128.

Топчишвили М.В., Лобжанидзе Г.П. К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений Верхней Сванети //Сообщ. АН ГССР. — 1977. — 86. — N 2. — С.373-376.

Топчишвили М.В. Стратиграфия тоарско-нижнеааленских отложений Тушети //Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. — 1979. — Вып.65. — Тбилиси; Мецниереба. — С.5-11.

Топчишвили М.В., Лобжанидзе Г.П. Новые данные по стратиграфии нижнеюрских отложений правобережья верховьев р.Аданге (Горная Абхазия)//Сообщ. АН ГССР. — 1980. — 98. — N 3. — С.609-612.

Топчишвили М.В. Стратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Центральной Абхазии (бас.р.Гумисты) //Сообщ. АН ГССР. — 1982. — 106. — N I. — С.81-84.

Топчишвили М.В., Геладзе Г.Л. Стратиграфическое расчленение верхнетоарско-ааленских отложений междуречья Лехури-Арагви //Сообщ. АН ГССР. — 1985. — 120. N 2. — С.341-344.

Топчишвили М.В. К стратиграфии сорской свиты //Сообщ. АН ГССР. — 1986. — 124. — N 2. — С.333-336.

Топчишвили М.В. О возрасте сванетской свиты //Сообщ. АН ГССР. — 1987. — 126. — N I. — С.113—116.

Топчишвили М.В. К стратиграфии нижне—и среднеюрских отложений Долины р.Ассы //Сообщ. АН ГССР. — 1988. — 130. — N I.— С.113-116.

Топчишвили М.В. Биостратиграфическое расчленение нижнеюрско-ааленских отложений Локского выступа по аммонитам //Сообщ. АН ГССР. — 1989. — 136. — N 2. — С.369-372.

Топчишвили М.В. Нижнеюрско-ааленские аммониты Большого Кавказа в пределах Грузии //Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. — 1990. — Вып.100.

— Тбилиси; Мецниереба. —109 с.

Топчишвили М.В. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений рр.Арагви и Ассы //Тр.ГИН АН Грузии. Нов.сер. — 1991. — Вып. 102. — Тбилиси; Мецниереба. — С.36-45.

Филимонов И.Д. Краткий геологический очерк бассейна р.Андийского Койсу в Дагестане //Тр. по геол. и полезн.ископ. Сев.Кавказа. — 1938. — Вып. 1. — С.129-153.

Химшиашвили Н.Г. Фауна лейаса Восточной Грузии. — 1974. — Тбилиси; Мецниереба. — 108с.

Хуцишвили О.Д. Стратиграфия и фауна квишской свиты //Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. — 1972. — Вып. 33. — Тбилиси; Мецниереба. —81 с.

Чихелидзе С.С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива (на груз.яз.) //Тр.ГИН АН ГССР. Сер.Геол. — 1948. — IV (IX). — Тбилиси. — 214с.

Чихрадзе Г.А. Новые данные к стратиграфии лейаса Сванетии //Сообщ. АН ГССР. — 1967. — XVIII. — N 3. — С.627-630.

Чихрадзе Г.А. О литостратиграфии нижне- и среднеюрских отложений Заалазанской Кахети //Сообщ. АН ГССР. — 1976. — Т.82. — N 3. — С.637-640.

Чихрадзе Г.А. Литология нижне- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. — 1979. — Вып. 62. — Тбилиси; Мецниереба. — 202с.

Чихрадзе Г.А. Литологические особенности нижне- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа //Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. — 1981 — Вып. 72. — С.5-41

Чичинадзе К.И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области //СОПС АН СССР. Кавк.компл.эксп. — М.; — 1945. — 95с.

Чичуа Г.К. Особенности тектоники Горной Кахетии в связи с ее нефтегазоносностью //Автореф. кандид.дис. — 1974. — Тбилиси. —25 с.

Шелховский В.В., Ныркoв А.А., Каданер Е.И. Опыт литологического расчленения нижнеюрских отложений Восточного Кавказа //Тр.по геол. и полезн.ископ. Сев.Кавказа. — 1964. — Вып. II. — Ессентуки. — С.41-53.

Abich H. Aperçu de mes voyages en Transcaucasie en 1864 //Bull. de la Soc. Jmp. Natur. — 1865. — Moscou. — T. XXXVIII. N 1.

Favre E. Recherchers géologiques dans la partie centrale de la chaine du Caucase.—1875.— Géneve - 218p.

Norton N. The standard zones of aalenian stages //Ann.inst. Geol.Publ. Hungar. — 1971.— T.54.— P.433-437.

Myczynski R. Stratygraphia jury srodkowej serii braniskiej okolic Czorsztyna (pieninski pas skalkowu)//Studia geol. Polonica. — 1973. — V. XLII. — Warszawa. — 122p.

Neumayr M. und Uhlig V. über die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jurafossilien//Denkschr. der Mat.-Nat. Klasse K. Akad. — 1892. — Wiss.— Bd. LIX. — Wien. — 121 p.

Pia J.V. Untersuchungen uber die Gattung Oxynoticeras undeinige damit zusammenhängende allgemeine Fragen// Abh. K.K. Geol. Reichsanst. — 1914. — Bd. XXIII.— Wien. — 179 p.

Rieber H. Ammoniten und Stratigraphie des Braunjura B der schwabischen Alb// Palaeontogr. — 1963. Bd. 122.— Stuttgart. — 89 p.

Ziegler B. Ammoniten Okologie am Beispil des Oberjura // Geologische Rundschau Fuch. — 1967. — 59. — 28 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

стр.

ВВЕДЕНИЕ 3

ГЛАВА I.

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НИЖНЕЮРСКИХ И ААЛЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ 7

ГЛАВА II.

РАСЧЛЕНЕНИЕ НИЖНЕЮРСКИХ И ААЛЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ НА МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПО СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫМ ЗОНАМ 11

Квишско-Твиберская зона **11**
Ненквашско-Архотская зона **14**
Гуданско-Омалойская зона **38**
Западная подзона 38
Восточная подзона 43
Иорско-Мацимская зона **50**
Авадхарско-Клычская зона **70**
Кутыкухско-Сакенская зона **77**
Цхумарско-Коринтская зона **84**
Северная подзона 84
Южная подзона 96
Гумирипшско-Окумская зона **111**
Кацхско-Молитская зона **118**
Чонтско-Гвиргвинская зона **126**
Биджнисско-Цнелисская зона **130**
Локско-Храмская зона **132**

ГЛАВА III.

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НИЖНЕЮРСКИХ И ААЛЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ ПО АММОНИТАМ 140

ГЛАВА IV.

СОПОСТАВЛЕНИЕ НИЖНЕЮРСКО- ААЛЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ 151

ГЛАВА V.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГРУЗИИ В РАННЕЙ ЮРЕ И ААЛЕНЕ 167

Ранний лейас **168**
Средний лейас **172**
Поздний лейас-аален **176**

Краткое содержание на англ. языке 180

ЛИТЕРАТУРА 207

Contents

Stratigraphy of the Lower Jurassic and Aalenian depozits of Georgia

page
Introduction 180

Structural-Facial Zoning of the Lower and Aalenian Deposits of Georgia 181

Subdivision of Lower Jurassic and Aalenian Deposits of Georgia into Local Stratigraphic Units within Structural-Facial Zones 183

Zonal Biostratigraphic Subdivision of Lower Jurassic and Aalenian Deposits of Georgia by Ammonites 197

Correlation of Lower Jurassic-Aalenian Deposits of Georgia to Those of the Adjacent Areas 200

History of the Geological Development of Georgia During Early Jurassic and Aalenian 202

References 207

Редактор доктор геол.-минер. наук И.В. Кванталиани
Editor Prof. I.V. Kvantaliani
რედაქტორი გეოლ. მეც. დოქტორი ი. კვანტალიანი

Рецензенты: д-р. Геол.-минер. наук Э.В. Котетишвили
д-р. геол.-минер. наук Т.А. Ломинадзе
Reviewers: E.V. Kotetishvili Dr. of geol.-miner. sciences
T.A. Lominadze Dr. of geol.-miner. sciences
რეცენზენტები: გეოლ. -მინერ. მეცნიერებათა დოქტორი ე. კოტეტიშვილი
გეოლ.-მინერ. მეცნიერებათა დოქტორი თ. ლომინაძე

მირიან თოფჩიშვილი
საქართველოს ქვედაიურული და აალენური ნალექების სტრატიგრაფია
თბილისი
1996

Издательство "Нике"
напечатано в АО "Кегели", г. Тбилиси
пр. Важа Пшавела 29