

ЮРСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ГЕОКОМПЛЕКСЫ БОЛГАРИИ И ГРУЗИИ



«мецниереба»

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДЗЕ
Труды, новая серия, вып. 84

ЮРСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ГЕОКОМПЛЕКСЫ БОЛГАРИИ И ГРУЗИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1984

552(C4I+44)
26.3(2Г+4Бл)
55(47.922+497.2)
Ю 813

В книге дается характеристика юрских геоконплексов Грузии и Болгарии, выделенных на основании одних и тех же диагностических признаков. Приводится сопоставление этих геоконплексов, вертикальные и латеральные ряды, мощности и степень их литификации. Интерпретированы юрские седиментационные процессы и реконструированы юрские палеогеодинамические обстановки. Выявлены черты сходства и отличия этих обстановок. Выделены и охарактеризованы юрские этапы развития Грузии и Болгарии и затем сделано их сопоставление. Выявлены основные черты сходства и отличия юрской эволюции Балкан и Кавказа.

Книга предназначена для седиментологов и широкого круга геологов, а также для студентов вузов.

Редактор д-р геол.-мин.наук Ш.А.Адамия

Ю I904020000 I8-84
M607(06)-84

© Издательство "Мещние реба",
1984

ВВЕДЕНИЕ

Территории Болгарии и Грузии расположены в Альпийском орогенном поясе. Геологическое строение этих регионов имеет много общих черт. Формирование их связывалось с развитием геосинклинального процесса и с аналогичными последовательными стадиями развития этих геосинклиналей. Вопросы стратиграфической корреляции и тектонического характера Болгарии и Грузии часто обсуждались в геологической литературе. Изучение осадочных образований этих стран имеет большое научное и практическое значение, так как они заслуживают внимания как нефтегазоносные и содержащие ряд рудных и нерудных полезных ископаемых.

Детальное литологическое сопоставление и выявление сходства и различия в составе юрских отложений и процессов эволюции юрских седиментационных бассейнов Болгарии и Грузии является предметом настоящей работы.

Цель и задача этого труда — дать краткие однотипные характеристики юрских осадочных геоконплексов и на этом основании интерпретировать эволюцию осадконакопления и геологического развития территории Грузии и Болгарии в юрском периоде.

Все характеристики конкретных юрских осадочных геоконплексов Грузии и Болгарии выполнены по одному плану: А — характерные (диагностические) признаки: главные, второстепенные и специфические I — типы пород; 2 — минералы; 3 — породообразующие компоненты; 4 — химический состав; 5 — структуры; 6 — текстуры; 7 — окаменелости и возраст; 8 — мощности и их анализ; 9 — распространение; 10 — строение, вертикальные элементы (циклотемы и ритмы), латеральная зональность и взаимопереходы геоконплексов: II — нижняя граница. Б — генетические интерпретации: 12 — источник сноса; 13 — направление палеотечений и палеотранспорта; 14 — способ отложения осадка; 15 — геодинамическая и палеогеографическая обстановки; 16 — климат; 17 — тектонический режим; 18 — диагенез, катагенез; 19 — начальный метаморфизм. В — определение геоконплекса и обсуждение других определений, принятых в работе.

Название осадочных геоконплексов дается на основании состава и строения. В названии указываются все главные типы пород в порядке увеличения их количества. Кроме того, в некоторых случаях добавляются и другие характерные определения геоконплекса: трансгрессивный (трансгрессивная последовательность пород), регрессивный (регрессивная последовательность), флишевый (ритмическое строе-

ние), лимнический, пестроцветный.

Юрские отложения широко распространены в Причерноморской области (рис.1). В пределах Восточно-Европейской (Русской) платформы, Добруджи, Крыма, Большого Кавказа, Балкан и Понтида юрские осадки накапливались в эпиконтинентальных трогах и окраинно-морских бассейнах. В Апусенах, Вардарской, Измир-Анкарской и Севано-Акеринской зонах известны юрские офиолиты.

Традиционно в Болгарии различаются (Бончев, 1971) несколько мифотектонических или структурных единиц (рис.2): Мизийская платформа, Прибалканье, Старопланинская зона (Балканы), Среднегорье, Краиштиды, Южные Карпаты (Кульская зона) и Родопский массив.

На Кавказе с севера на юг выделяются (Адамия и др., 1981): Скифская молодая платформа, Альпийская складчатая область, Бечасынская зона, зона Передового хребта Северного склона, зона Известнякового Дагестана, геосинклиналь Большого Кавказа с зонами Главного Кавказского хребта, Сванетского поднятия, западного и восточного флишевых бассейнов, Закавказский срединный массив с Гагрско-Джавской и Сомхито-Кафанской краевыми подзонами, Аджаро-Триалетская и Талышская зоны, Малокавказская (Севаво-Акеринская) офиолитовая зона, Иранская (Армяно-Араксинская) квазиплатформа (рис.3).

Предлагаемая читателю работа состоит из восьми разделов. В первом и втором, соответственно, описаны юрские осадочные геокомплексы Грузии и Болгарии. В третьем разделе дается их сопоставление. Четвертый раздел посвящен юрским палеогеодинамическим обстановкам и их эволюции во времени. В пятом - рассмотрены юрские этапы развития Грузии и Болгарии и сделано их сопоставление.

Сопоставление юрских осадочных геокомплексов Грузии и Болгарии выполнено впервые. В процессе работы авторам пришлось преодолеть некоторые традиционные терминологические трудности.

Авторы с благодарностью примут все критические замечания, касающиеся этой работы.

Работа выполнена в Геологическом институте Болгарской Академии наук и в Геологическом институте им.А.И.Джанелидзе Академии наук Грузинской ССР при поддержке и внимании директоров институтов - И.Костова, А.Л.Цагарели, Г.А.Твалчредидзе.

Пожелания и критические замечания были сделаны Ш.А.Адамия, который взял также на себя труд быть редактором книги. Всем упомянутым лицам авторы выражают свою искреннюю благодарность.

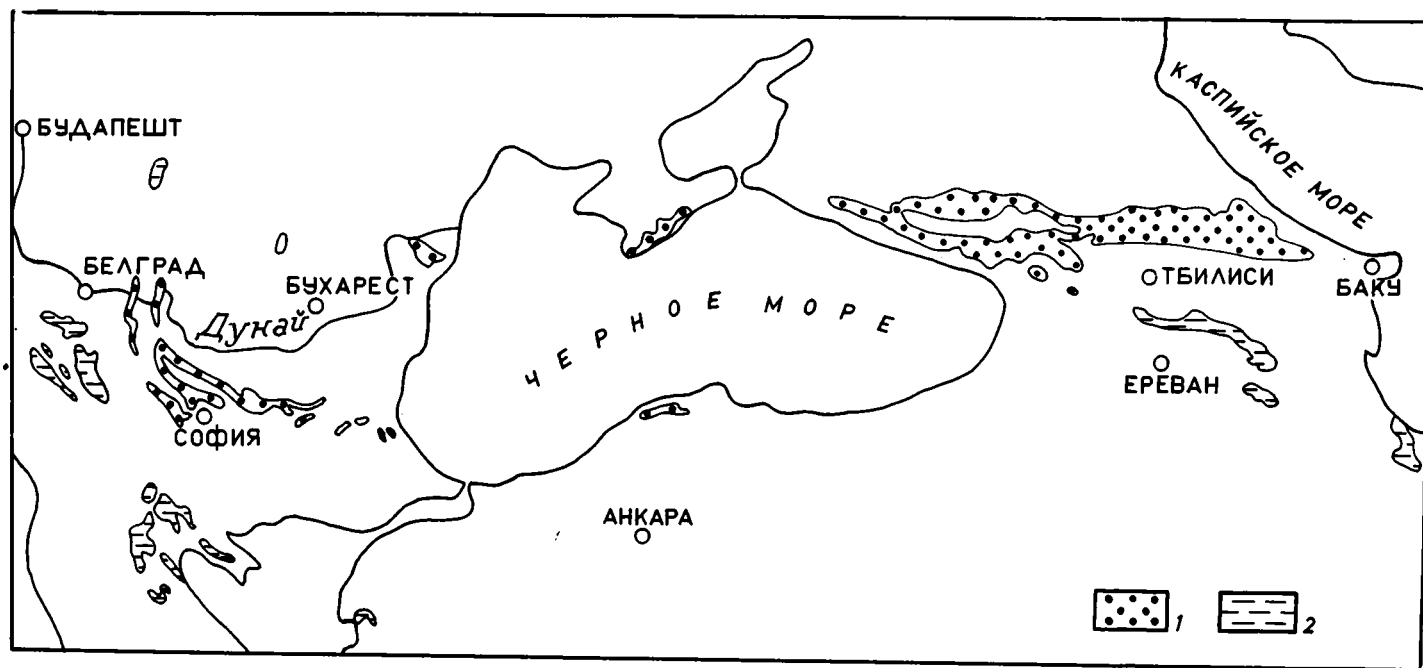


Рис. I. Схема распространения юрских отложений Причерноморской области.

Юрские отложения: 1 - внутренних и окраинных морей, 2 - океанического типа (офиолиты).

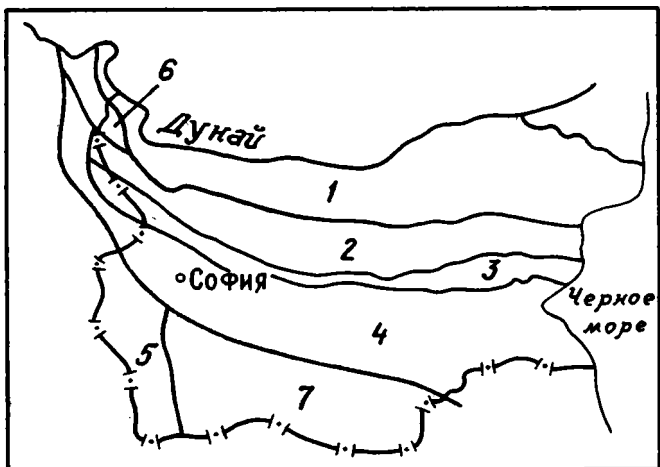


Рис.2. Структурная схема Болгарии (по Е.С.Бончеву, 1971):
1 - Мизийская плита, 2 - Предбалканье, 3 - Балканы, 4 - Среднегорье, 5 - Краиштиды, 6 - Южные Карпаты, 7 - Родопский массив.

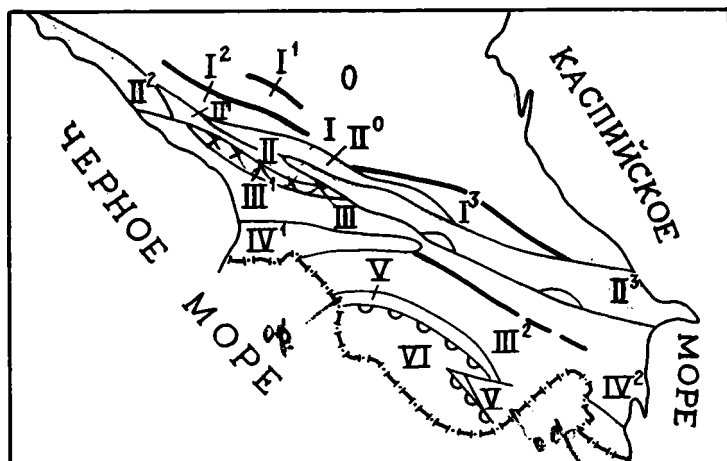


Рис.3. Структурная схема Кавказа (по Ш.А.Адамия и др., 1981):
0 - Скифская молодая платформа; I-VI - Альпийская складчатая область: I¹ - Бечасинская зона, I² - зона Передового хребта Северного склона, I³ - зона Известнякового Дагестана, II - геосинклиналь Большого Кавказа с зонами Главного Кавказского хребта (II⁰), Сванетского поднятия (II¹), западного (II²) и восточного (II³) флишевых бассейнов; III - Закавказский срединный массив с Гагрско-Джавской (III¹) и Сомхито-Кафанской (III²) краевыми подзонами; IV¹ и IV² - Аджаро-Триалетская и Талышская зоны; V - Малокавказская (Севано-Акеринская) офиолитовая зона; VI - Иранская (Армяно-Араксинская) квазиплатформа.

Исследованию юрских осадочных формаций Грузии посвящена обширная литература. Вопросы стратиграфии и тектоники этих образований освещены в трудах А.И.Джанелидзе (1940, 1946, 1947^I), И.Р.Кахадзе (1947), И.Г.Кузнецова (1926), В.П.Ренгартена (1937, 1940), Г.Р.Чхотуа (1938), П.Д.Гамкрелидзе (1940, 1960, 1966), Н.С.Бендукидзе (1949, 1959), Н.Г.Химшиашвили (1957), Ш.А.Адамия (1968, 1977), В.И.Зесашвили (1964) и др., а вопросы литологии – Г.С.Дзоценидзе, Н.И.Схиртладзе, И.Д.Чечелашвили (1953, 1956, 1956а), С.В.Левченко (1940), Г.А.Чихрадзе (1956, 1965, 1967, 1979), М.А.Беридзе (1970, 1972), В.Я.Эдигашвили (1961) и др.

Геологическая эволюция территории Грузии и смежных областей в юрское время в аспекте теории геосинклиналей дана И.Р.Кахадзе (1947) и др., а в свете концепции литосферных плит – Ш.А.Адамия с соавторами (Адамия, 1975; Адамия и др., 1977), И.П.Гамкрелидзе (1976), М.Г.Ломизе (1980), В.И.Смирновым (1974), В.Е.Хайным (1975) и др.

Выделение юрских осадочных геоконплексов в нижеприведенном виде выполнено впервые. Закономерности распространения этих геоконплексов во времени и пространстве используются для интерпретации эволюции седиментационных бассейнов Грузии в юрское время, а также для сравнения с синхронной эволюцией Болгарии.

На основании критериев определения геоконплекса, приведенных в введении, в юрских отложениях Грузии были выделены одиннадцать геоконплексов (рис.4); 1 – лимнический глинисто-песчаниково-конгломератовый (геттанг-синемор), 2 – трансгрессивный песчаниково-известняковый (синемор-аален), 3 – аргиллитово-туфо-тефроидный (байос), 4 – регрессивный глинисто-песчаниковый (бат), 5 – пестроцветный глинисто-песчаниковый (келловей-ранний титон), 6 – доломитово-известняковый (оксфорд-титон), 7 – трансгрессивный сланцево-конгломерато-песчаниковый (геттанг-синемор), 8 – глинистосланцевый (плинсбах-нижний тоар), 9 – флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый (тоар-байос), 10 – регрессивный песчаниково-глинисто-сланцевый (бат), 11 – флишевый кластическо-известняково-мергельно-известняковый (келловей-титон).

Лимнический глинисто-конгломератово-песчаниковый геоконплекс

Характерные признаки. Геоконплекс состоит в основном из конгломератов, гравелитов, песчаников, туфобрекчий, туфов и кварц-

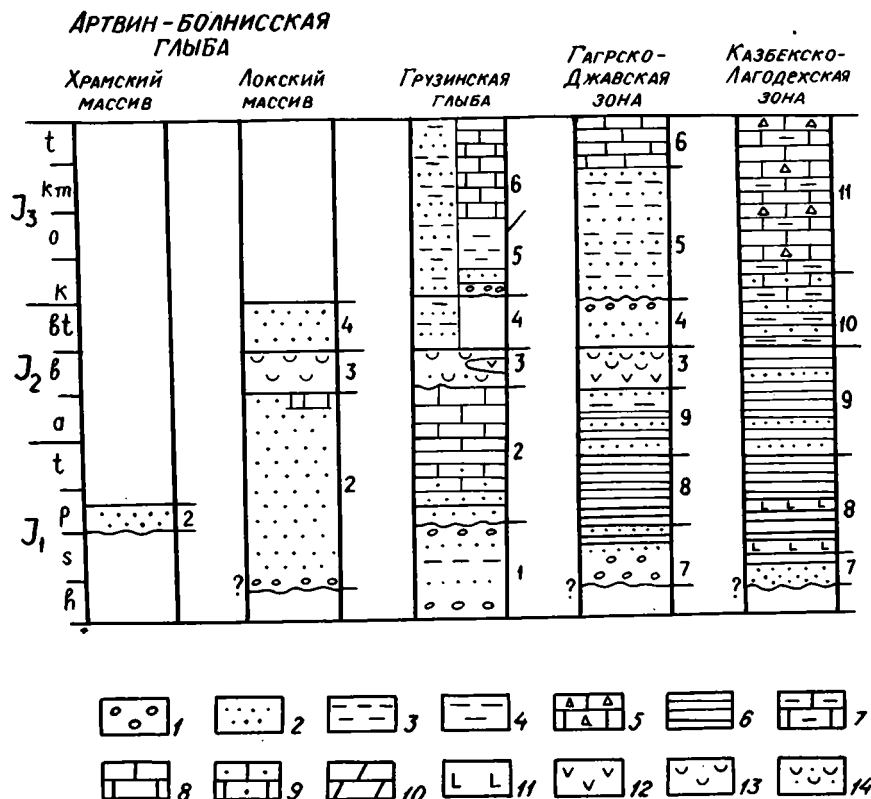


Рис.4. Корреляция юрских осадочных и вулканогенно-осадочных геокомплексов Грузии.

Условные обозначения: I - конгломераты, 2 - песчаники, 3 - глины, 4 - аргиллиты, 5 - кластические известняки, 6 - глинистые сланцы, 7 - мергели, 8 - известняки, 9 - песчаные известняки, 10 - доломиты, II - спилиты, диабазы, кератофиры, 12 - андезиты-базальты, 13 - туфы, 14 - тефроида. Цифры на колонках I-II - геокомплексы.

порфиров. Встречаются также камнеподобные глины и углистые песчаники с линзами каменного угля (рис.4.I). Конгломераты и гравелиты состоят из обломочного материала гранитоидов и кристаллических сланцев (35 %), кислых эффузивов и их туфов (33 %), диабазов и порфиров (29 %), жильного кварца (3 %). Песчаники состоят из того же материала, что и псефолиты. Однако песчаники снизу вверх постепенно обогащаются гранитоидным материалом и становятся аркозовыми. Главным компонентом песчаников является кварц (66 %), затем полевые шпаты (12 %), мусковит (5-10 %) и карбонатный цемент (20-30 %); основная химическая составляющая песчаников SiO_2 и CaCO_3 присутствуют также Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO и др. Структура

обломочная – псефитовая, псаммитовая и алевроитово-пелитовая, текстура массивная, линзовидная; обломочный материал не отсортирован. С сланцевыми глинами связано месторождение огнеупорных глин. Глина черного цвета, состоит из каолинит-гидрослюдастых минералов, содержит значительное количество обуглившихся органических остатков и выделения пирита. Геокомплекс фауны не содержит; мощность его в районе с.Шроша 120–150 м. В западном направлении замещается вулканогенными образованиями, чередуясь с туфами, состоящими в основном из кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров и их пирокластолитов. В меньшем количестве присутствуют продукты основного вулканизма (Дзоценидзе и др., 1953). Этот континентальный геокомплекс согласен перекрывается песчано-известняковым геокомплексом, охарактеризованным фауной плинсбахского возраста и скорее всего является нижелейасовым. Нижняя граница резкая и геокомплекс с размывом налегает на палеозойский массив.

Генетическая интерпретация. Источником материала служил Дзи – рульский кристаллический массив и субаэральные кислые вулканы. Псефитовые и псаммитовые породы – отложения мелких речных потоков, дренирующих остров незначительного размера. Вулканический материал, выброшенный из центров, почти не переносился водными течениями, а фиксировался на месте выпадения или излияния. Формирование псефолитов происходило в окислительных условиях. При накоплении песчано-алевритового и пелитового материала создавались болотные условия, благоприятствующие образованию и захоронению органического вещества с последующим преобразованием его в углистое вещество (линзы углистых песчаников, огнеупорных глин с обуглившимися растительными остатками и пиритом). Климат был гумидным, тектонический режим – пассивным. Осадки диагенезировались в восстановительных условиях. Вулканогенные породы образовались в субаэральных и окислительных условиях.

Трансгрессивный песчаниково-известняковый геокомплекс

Этот геокомплекс (рис.4) можно разделить на песчаниковый и известняковый подкомплексы.

Песчаниковый подкомплекс

Характерные признаки. Главные типы пород – аркозовые и кварцевые песчаники. Крупнозернистые разновидности составляют 50 %, среднезернистые 30 %, мелкозернистые песчаники и алевролиты вместе – 20 %, встречающиеся линзы конгломератов – менее 1 %. Главный породообразующий минерал песчаников – кварц, второстепенный – полевые шпаты, цементом служит серицитово-каолининовая или пелитовая масса серого цвета и местами лимонит. В подкомплекс входят мелко-

зернистые слюдистые песчаники и аргиллиты.

Песчаники состоят в основном из кварца (40–60 %), измененных плагиоклазов (10–20 %), слюды (5–10 %) и цемента, который иногда занимает более половины породы и состоит из мелкочешуйчатого серицита и каолинита, местами же – оолитов, гематита и лимонита; часто присутствует кальцит (10–30 %). Песчаники содержат значительное количество углистого вещества. Специфическими являются конкреции глинистого сидерита. Главный химический компонент – SiO_2 , второстепенные – Fe_2O_3 , CaO , Al_2O_3 , с орг. Структура псаммитовая, псаммоалевритовая, текстура горизонтальнослоистая. Цвет песчаников серый, местами – красный. Остатки фауны – белемниты, аммониты и др., плинс – бахского возраста. Мощность 0–100 м. Развита песчаники прерывисто на перифериях Дзирульского массива, латерально замещаясь аргиллитами. Нижняя граница нечеткая – подкомплекс постепенно замещает в вертикальном разрезе континентальную формацию.

Генетическая интерпретация. Главный источник обломочного материала – суша Закавказского срединного массива, сложенная гранитоидами и кристаллическими сланцами. Обломочный материал последних переносился на близкое расстояние и осаждался механическим путем. Условия накопления осадков – прибрежноморские с окислительной средой, за исключением северо-восточной периферии Дзирульского массива, где были восстановительные условия и образовался пирит и сидерит. Климат гумидный, тектонический режим пассивный, море медленно трансгрессировало. Осадки геоконгломерата претерпели слабые катагенетические изменения, выразившиеся в локальной перекристаллизации известкового цемента песчаников.

Известняковый подкомплекс

Характерные признаки. Подкомплекс состоит в основном из известняков (65 %), мергелей и известковистых аргиллитов (30 %), мелкозернистых слюдистых песчаников (5 %). Различаются серые брекчиевые (в низах) и красные плотные известняки (в верхней части), богатые остатками криноидей, брахиопод и др. ископаемых организмов. Главный минерал – кальцит, второстепенный – кварц, гидрослюда, полевые шпаты. Главными являются органогенный и затем хемогенный компоненты, второстепенными – терригенный алевритовый материал и вулканокластическая, которая местами образует прослои известковистых туфов (ущ. р. Квирила). Основная химическая составляющая – CaO и CO_2 второстепенная – Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , H_2O и др. Структура детритусовая, псефитопсаммитовая, текстура – горизонтальная. Известняки содержат многочисленную и разнообразную фауну кораллов, губок, криноидей, морских ежей, червей, брахиопод, цефалопод, гастропод, двустворчатых и др. Возраст – домер–поздний аален. Нижняя граница постепенная; подкомплекс согласно продолжает вверх подстилающую подсвиту карбонатных песчаников.

Генетическая интерпретация. Главным источником кальцита являлась эпиконтинентальная морская вода; пути выделения – биогенный и хемогенный; для терригенного обломочного материала источник – Дзирульский массив, для туфов – вулканические извержения; способ осадчения – механический. Известняки отлагались в прибрежном мелководном море в условиях активного гидродинамического режима, мергели же, замещающие латерально известняки, отлагались в более глубокой части бассейна, на северо-восточной периферии Дзирульского массива при известном застойном характере среды. Поэтому здесь соединения железа образуют сидеритовые конкреции, а на южной и северной перифериях массива – гематит, часто оолитовой структуры. Климат – гумидный, теплый. В литоральном море условия для жизни организмов были хорошие. Криноидеи имели породообразующее значение. Тектонический режим был пассивным. Соленость морской воды при отложении известняков была нормальной.

Подкомплекс определяется на основании известняков красного цвета, которые применяются как облицовочный материал (шрошинские известняки).

Аргиллитово-туфо-тефроидный геокомплекс

Характерные признаки. Главные типы пород геокомплекса (рис.4) – туфы (30–40 %) и тефроиды (40–45 %), второстепенные – аргиллиты (10–15 %) и песчаники (5–10 %), специфические – мергели и известковистые аргиллиты (1 %). Главные минералы – плагиоклаз от лабрадора до альбита, пироксен диопсид-авгитового ряда, хлорит, ильменит, цеолит; второстепенные – роговая обманка, кварц, слюда, лейкоксен-сфен, кальцит. Главные компоненты – обломки порфириновых пород (авгит-лабрадоровых и авгит-альбитовых, реже – авгит-роговообманково-плагиоклазовых, гиперстен-авгит-плагиоклазовых, биотитовых, кварц-кератофировых и кератоспиловых эффузивов). Изредка отмечаются обломки глинистых сланцев и песчаников. Главными химическими компонентам являются Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , а второстепенными – K_2O , TiO_2 , P_2O_5 . Сравнение туфовых и тефроидных пород со сходной гранулометрической и генетической принадлежностью выявило некоторые различия в содержании SiO_2 , K_2O и Na_2O (табл. I).

Структура пирокластических (туфовых) пород псефитовая (туфо-брекчия и брекчия-конгломераты, или грубо- и мелкообломочные агломераты) и псаммитовая до пелитовой (или грубо-, крупно-, средне-, мелко- и тонкообломочная, по Дзюценидзе и Хворовой, 1970). По характеру кластического материала различаются лито-, кристалло-, витрокластические и смешанные разновидности. Для туфовых пород характерна плохая гранулометрическая сортировка материала. В тефроидах грубые агломераты отсутствуют, а мелкие развиты сравнительно слабо.

Таблица I. ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ БАЙОСКИХ ТЕФРОИДНЫХ ПОРОД

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	h n n	Сумма
2076	56,13	0,60	17,17	1,67	6,48	0,18	4,36	4,02	3,68	1,94	0,88	0,01	0,06	-	3,20	100,38
2807	68,02	0,27	14,62	0,17	3,33	0,17	1,45	1,77	6,30	1,90	сл.	0,33	0,34	0,66	1,06	100,88
2812	51,08	0,67	16,50	4,08	4,14	0,24	5,15	5,34	3,70	4,00	сл.	0,05	0,69	1,89	1,92	99,75
2814	52,49	0,55	15,66	3,84	3,78	0,31	7,63	3,06	5,70	0,80	сл.	0,14	0,43	1,01	4,30	99,70
2884	51,87	0,60	17,22	4,46	4,32	0,17	7,52	3,63	3,70	1,70	сл.	0,11	0,69	1,90	1,91	99,70
2887	58,41	0,52	18,59	2,37	4,68	0,10	2,24	2,34	4,10	3,60	сл.	0,20	0,35	0,15	2,20	99,85
2615	50,92	0,90	17,05	2,82	5,94	0,10	5,11	5,44	6,30	0,60	сл.	0,27	0,60	0,71	3,01	99,85
2646	50,89	0,77	17,40	1,94	7,02	0,14	8,68	3,60	5,00	1,00	сл.	0,27	0,55	0,03	3,00	100,29

2076 - ущ.р.Рицеула; 2807,2812,2814 - ущ.р.Мрамба; 2884, 2887 - ущ.р.Восточная Гумиста;

2615, 2616 - верховья р. Бзыби

Сортировка материала более совершенная. Грубые агломераты обладают массивной текстурой. Мелкообломочные агломераты и грубо-крупнозернистые туфы и тефroidы толстослоистые (толщина слоев до 5-6 м, редко - до 30 м). Характерна четкая сферическая и подушечная отдельность (прил. фото 1, 2). Слоистость средне-, мелко- и тонкообломочных туфов и тефroidов отчетливая.

В туфовых толщах геоконплекса преобладают зеленовато-серые туфы и более пестроокрашенные тефroidы (светло-серые, розоватые, белесоватые, светло-зеленоватые, желтоватые).

Стратификация тефroidных толщ ритмичная. Толщи построены пакетами, характеризующимися градационными текстурами. Различаются пакеты с мощными (до 4-5 м) флюксотурбидитами, в подошве которых нередко залегают мелкообломочные агломераты. В таких пакетах толщина пелитового слоя незначительная. Обычно турбидитовые пакеты маломощные (0,5-2 м) и включают в себя горизонтально-слоистые, косослоистые и волнистые (конволунтные) интервалы (прил. фото 3, 4). На нижних поверхностях первого элемента ритма отмечаются флишевые текстуры типа слепков нагрузки (теггоглифы). Встречаются оползневые текстуры. В мелкообломочных агломератах отмечаются олистолиты алевро-пелитовых тефroidов размером от 0,2х1 до 2,5х3 м. В единичных случаях размеры олистолитов достигают 30 м.

Геоконплекс охарактеризован байосской фауной (Кахадзе, 1947; Зесашвили, 1964). В пределах Дзирульского массива и Окрибы (Грузинская глыба) установлены образования, соответствующие трем верхним зонам байоса - *Parkinsonia parkinsoni*, *Garantiana garantiana*, *Stephanoceras subfurcatum*. Нижняя зона фаунистически пока не охарактеризована. На Локском массиве в геоконплексе фаунистически установлены вторая снизу и верхняя зоны байоса. В пределах геосинклинали южного склона фаунистически датируется верхняя часть геоконплекса, а нижняя, большая часть датируется по стратиграфическому положению (подстилается тоар-ааленскими флишевыми отложениями: граувакково-алевролитово-аргиллитовым геоконплексом).

Мощность геоконплекса в пределах Гагрско-Джавской зоны колеблется от 1500 до 3000 м; на Грузинской глыбе: в Окрибе - 550, на юго-западной периферии Дзирульского массива - 1350, северо-западной - 400-500 м. На южной периферии Локского массива мощность достигает 2000 м (Чихрадзе, 1965).

Геоконплекс приурочен к трем геотектоническим единицам: к складчатой системе Южного склона (Гагрско-Джавская зона по П. Гамкрелидзе, 1966) и к перифериям Дзирульского (Грузинская глыба) и Локского (Артивино-Болнисская глыба) массивов. Он распространен непрерывно от р. Шахе до р. Большой Лиахви, далее на восток наблюдаются его небольшие выходы (бассейн р. Ксани, район г. Душети, долина р. Иори, Кахетинский хребет, район сс. Цители-Цкаро, Кахи, Шеки и Вандам). Общая протяженность - 750 км, максимальная ширина 100 км, минимальная - 50 км.

Внутреннее строение геоконплекса сложное из-за его неоднократного сочленения (по латерали и по вертикали) с эффузивно-субвулканическим геоконплексом (лавы, лавокластоиты, жильные тела) того же петрографического состава.

Латеральный переход геоконплекса в северном направлении от Гагрско-Джавской зоны происходит по-разному. В Абхазии с севера он обведен шлейфом тефроидной толщи мощностью около 1200 м. В Сванети, в пограничной полосе развит жильно-эффузивный геоконплекс, тефроиды отсутствуют. В Раче переход постепенный - к северу от Купра-Чутхарского жильно-эффузивного геоконплекса в аргиллитах залегают отдельные пачки тефроидов (Беридзе, 1970), которые, вероятно, следует считать дистальной частью тефроидного флишоида.

В пределах Грузинской глыбы нижняя граница с песчаниково-известняковым геоконплексом плинсбах-аалена трансгрессивная, на северо-восточной периферии массива - согласная. На южной периферии Локского массива граница несогласная, трансгрессивная. На южном склоне Большого Кавказа, там где геоконплекс налегает на флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый геоконплекс, граница согласная, но резкая (отбивается по подошве первых вулканогенных пачек). В Абхазии вдоль северной периферии вулканической зоны переход в нижележащий глинисто-сланцевый геоконплекс постепенный; в последнем, начиная еще с домера, наблюдается чередование глинистых сланцев с туфовыми и тефроидными пачками (Беридзе, 1972; Топчшвили, Лобжанидзе, 1980).

Генетическая интерпретация. Главные источники туфового и тефroidного материала - вулканические извержения. В результате выбросов туфовый материал накапливался вокруг аппаратов, а затем в виде тефры мобилизовался по склонам вулкана к его подножью и разносился течениями на большие площади ложа бассейна. Второстепенные источники - выступы древних кристаллических пород фундамента (Закавказский срединный массив), дающие аркозовый материал, а также вулканические острова, подвергшиеся размыву. Направление палеотранспорта, по имеющимся единичным измерениям косой слоистости в тефроидах Гагра-Джавской зоны, определяется как субширотное.

Способы отложения следующие. Фоновые седименты бассейна - глины - вытесняются в результате интенсивного поступления тефroidных потоков. В формировании геоконплекса участвуют как плотные зернистые (флюксотурбидиты), так и обычные суспензионные потоки. Подводно-оползневые явления местами приводят к образованию олистостромовых пачек. Туфовые толщй отлагаются в результате различной скорости оседания выброшенных вулканических частиц.

Геодинамическая обстановка формирования геоконплекса определяется наличием островной дуги и задугового трога. Синвулканические структуры второго порядка - межвулканические депрессии, заполненные тефроидами. Вулканических аппаратов в задуговом троге

нет, отмечаются лишь отдельные потоки пиллоу-лав (Мрамбинская депрессия в Абхазии).

Регрессивный глинисто-песчаниковый геокомплекс

В этот геокомплекс объединены батские отложения Западной Грузии: свита листоватых сланцев и угленосная свита (рис. 4).

Характерные признаки. Главные типы пород представлены аргиллитами и песчаниками, второстепенные – конгломератами, глинами; специфичные – каменными углями, пиритовыми, известковыми и сидеритовыми конкрециями. Среди аргиллитов различаются листоватые тонко- и толстослоистые, сидеритовые и липто-биолитовые. Минералогический состав этих пород гидрослюдисто-каолинитовый. Встречаются прослои белых каолинов и бейделлитовых глин. Главный химический компонент глинистых пород – SiO_2 – 40 %, второстепенный Al_2O_3 – 14 %, H_2O – 27 %, SO_3 – 14 %, FeO – 4 %, присутствуют CaO , MgO , P_2O_5 , TiO_2 и др. Структура алеврито-пелитовая, реже – пелитовая; текстура листоватая: сланцеватая; цвет серый до черного. Породы содержат остатки пресноводной фауны. Стратиграфический диапазон этой части геокомплекса батский. Мощность – 0–150 м; распространен локально – в Ткибульско-Гелатском районе. Латерально замещается угленосными породами, среди которых главными являются аркозовые, второстепенными – граувакковые и туфогенные песчаники.

В аркозовых песчаниках угленосной свиты главным минералом является кварц, второстепенными – калишпат и кислые плагиоклазы, присутствуют: мусковит, биотит, обломки пород; в некоторых песчаниках обломки порфиритов преобладают над другими зернами, в псефолитах доминирует галька кварцпорфиров и альбитофиров (57 %), гранитоидов (23 %), кварцита (13 %), песчаника (7 %). Цемент кластолитов – анальцит (в Гелатском районе), гидрослюда, каолин, кальцит, хлорит. Структура псаммитовая, псефитовая, реже алевропелитовая, текстура линзовидная, горизонтально-слоистая; часты знаки размыва слоев и пачек, аллювиальные комплексы в эрозионных срезах, фауны нет. Много отпечатков флоры на поверхностях слоев пород. Мощность геокомплекса 80–160 м, распространение локальное – западная часть северной периферии Грузинской глыбы. Стратиграфический диапазон – от верхнего байоса до верхней юры. Строение сложное, циклическое, латерально замещается или сланцеватыми пресноводными глинами батского возраста, или же, в Северо-Западной Абхазии – морскими песчаниково-глинистыми породами.

Генетическая интерпретация. Источник сноса – суша Грузинской глыбы, сложенная в основном гранитоидами, метаморфическими и кислыми эффузивными породами; второстепенным источником служила порфиритовая толща и продукты проявления синхронного вулканизма. Обломочный материал, поступавший в основном с юга, отлагался меха –

нически. Физико-географическая среда: мелющий морской бассейн – опресненный бассейн – болотные условия; геохимическая среда – восстановительная (в основном). Геодинамическая обстановка подвижная, однонаправленная (регрессия в конце байоса и в бате). Климат – гумидный, благоприятствующий образованию торфяников и накоплению торфа, при сравнительно активном тектоническом режиме (сжатие земной коры, образование складок). Катагенез слабо выражен.

Определение геокомплекса основано на главных типах пород – глины и песчаники различной структуры, текстуры и минералогического состава, с учетом специфических пород – каменного угля, углистого и другого органического вещества в глинах и песчаниках.

Геологические, возрастные и другие вопросы этого геокомплекса освещены в работе И.Р.Кахадзе (1947), а литологические – в работе Г.С.Дзоценидзе с соавторами (1956, 1957 и др.).

Пестроцветный глинисто-песчаниковый геокомплекс

Характерные признаки. Главные типы пород – красноцветные песчаники, алевролиты и глины; второстепенные – базальтоиды и их пирокластика (Кутаисский район); специфические породы – доломиты и гипс (рис. 4). Главные минералы – гидрослюда, кварц; второстепенные – полевые шпаты, кальцит, анальцит, гипс, каолинит. Основной химический элемент SiO_2 , второстепенный – Al_2O_3 ; примеси: CaO , Fe_2O_3 , FeO и др. Структура псаммитовая, алевритовая. Текстура параллельно-слоистая и линзообразная, знаки размыва слоев и пачек пород поперечные сечения русел палеоречек. Цвет пород коричневатый, красный, реже зеленоватый. Фауна редкая – угнетенных двустворок и форамини – фер. Возраст кимеридж-ранний титон, местами опускается до келловоя включительно. Мощность 400–900 м. Распространен на северной периферии Грузинской глыбы – от Окрибы до Абхазии включительно, где замещается известняками, как и в юго-восточном направлении – в Юго-Осетии. Строение геокомплекса сложное, нижняя граница резкая, несогласная; регрессивный геокомплекс расположен трансгрессивно на батских угленосных, байосских порфиритовых и более древних образованиях.

Генетическая интерпретация. Главным источником обломочного материала для пород геокомплекса являлись: Грузинская глыба, порфиристовая свита байоса и синхронные вулканические извержения. Маленькие речные потоки вносили обломочный материал в бассейн лагунного типа; осаждение происходило в основном механическим путем и меньше – химическим (гипс, анальцит и др.). Материал накапливался в аридных условиях в окислительной среде. Тектонический режим был активным. Кон – тинентальная угленосная толща перекрылась континентально-лагунной пестроцветной, образовавшейся в ингрессивном седиментационном лагунном бассейне. Породы геокомплекса слабо изменены процессами катаге –

неза. Геокомплекс определяется на основании главных типов пород, их ассоциаций и текстур, характерных для лагунно-континентальных обстановок.

Доломитово-известняковый комплекс

Характерные признаки. Главными составляющими геокомплекс породами являются известняки и доломитизированные известняки и доломиты (около 80 %); песчанистые известняки, известковые песчаники, мергели, известковистые аргиллиты составляют 20 %; специфическая порода геокомплекса - гипс, встречающийся в виде линз (рис.4). Среди известняков различаются кораллогенные рифовые образования, водорослевые онколитово-оолитовые, гастроподовые, органогенно-обломочные разности. Главные породообразующие минералы геокомплекса - кальцит и доломит, встречаются также гипс, целестин и др. Геокомплекс сложен в основном гидрогенными - биогенными и хемогенными породами, присутствуют интра- и экстракластический материал и пелитовое вещество. Главные химические компоненты - CaO , CO_2 и MgO (CaCO_3 и $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$). Структура пород в основном зернистая, псаммитовая, пеллитовая, меньше афанитовая. Текстура горизонтально-слоистая, массивная, линзовидная; внутренняя текстура бывает косоволнистослоистой, пористо-кавернозной. Породы имеют в основном серый, светло-серый, белый (сахаровидный), меньше желтовато-серый, коричневатого-серый цвета. Породы содержат разнообразную и многочисленную фауну кораллов, аммонитов, гастропод, брахиопод и др. Возраст геокомплекса определяется на основании келловей-титонских аммонитов и кораллов (Геология СССР, т.Х, 1964). Стратиграфический диапазон геокомплекса келловей-титонский, местами верхнеоксфорд-титонский, местами переходит в берриас.

Мощность геокомплекса сильно изменчива - в Абхазии максимальная мощность около 1500, в Раче 200, в Местийско-Трианетской зоне - 600м. Минимальная мощность доходит до нуля. Геокомплекс распространен локально в Абхазии, Раче, Местия-Трианетском бассейне и за пределами Грузии - в Азербайджане и на Северном Кавказе. Строение геокомплекса сложное; латерально замещается местами пестроцветными песчаниково-глинистыми гипсоносными отложениями, а местами флишевыми карбонатными образованиями. Нижняя граница изменчивая - постепенная, согласная, местами резкая, трансгрессивная.

Генетическая интерпретация. Основным источником вещества для пород геокомплекса является бикарбонат кальция и магния, содержащийся в морской воде; второстепенные источники кластического и пелитового материала - участки суши, сохранившиеся на юге седиментационного бассейна (рис.4). Растворенное карбонатное вещество выделялось из воды химическим и органогенным путем, механическая седиментация имела подчиненное значение. Осадкообразование происходило в теплом

мелководном морском бассейне при хорошей аэрации, способствующей развитию обильной фауны, однако местами создавались слабовосстановительные условия среды седиментации и в раннем диагенезе возникали конкреции пирита в известняках. Локально образовались лагуны с повышенной соленостью, в которых отлагался доломит и, реже, гипс. Наличие известняков, особенно доломитов и гипса указывает на существование аридных условий в кимеридж-титонское время. Тектонический режим характеризовался медленными движениями различного знака. В кимеридже локально проявлялось восходящее движение, вызвавшее заметную регрессию моря (Абхазия, Рача). В Гагрско-Джавской зоне регрессия продолжалась в титоне, а Местийско-Тианетская зона продолжала опускаться.

В результате катагенеза породы геокомплекса претерпели различные изменения, глинистые минералы частично превращены в гидрослюда мусковитового типа, известняки локально перекристаллизованы, гипсы перешли в ангидрит, в карбонатных породах образовались жилочки кальцита и др.

Геокомплекс определен на основании главных типов пород - известняков и доломитов.

Трансгрессивный Глинисто-сланцево-конгломератово-песчаниковый геокомплекс

Характерные признаки. Главные типы пород геокомплекса - глинистые сланцы, разнозернистые песчаники и гравелиты, второстепенные - конгломераты (рис.4); локально присутствуют линзы известняка и прослои туфов и туфобрекчий андезитовых и кератофировых пород. Конгломераты и гравелиты состоят в основном из обломков гранитоидов, кристаллических и метаморфических пород, в подчиненном количестве содержат гальку осадочных пород и кварца; реже встречаются обломки кератофиров и еще реже - диабазовых пород. Цемент серицитовый, локально - известковый, хлоритовый.

Песчаники представлены различными разновидностями: кварцевыми, плагиоклазово-кварцевыми, аркозовыми и седиментокластическими. Главным компонентом песчаников является кварц, кислый плагиоклаз, зерна пелитовых осадочных пород, калишпат, мусковит, реже присутствует биотит, в виде примеси встречаются циркон, апатит, турмалин, рутил и др. Цемент песчаников серицитовый, серицито-кремнистый и меньше - хлоритово-серицитовый, локально-известковый. Главный химический компонент песчаников SiO_2 - 65-75 %, второстепенные - Al_2O_3 8-15 %, Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 и др. Глинистые сланцы, входящие в геокомплекс, песчано-алевритистые, локально содержат значительное количество углистого вещества; по составу хлоритово-серицитовые с примесью кварца, альбита и других минералов.

Структура пород геокомплекса псефитовая, псаммитовая, иногда алевро-пелитовая. Текстура слоистая, реже - линзовидная; внутренняя текстура; мелкая косая слоистость в песчаниках. Цвет пород светло и темно-серый.

В слабокарбонатных песчаниках базального геокомплекса встречаются аммониты синемюрского возраста (П.Гамкрелидзе, 1940; Чихрадзе, 1967). Стратиграфический диапазон геокомплекса - синемюр; возможно, спускается ниже и поднимается выше, но локально, на отдельных участках.

Мощность отложений 0-200 м. Распространен на выступах Закавказского срединного массива - на Дзирульском и Локском массивах, в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, в зоне Главного хребта на палеозойско-триасовых образованиях (в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа местами допускается постепенный переход триасовых отложений в раннеюрские и, следовательно, выклинивание описанного геокомплекса).

Генетическая интерпретация. Главным источником материала для пород геокомплекса в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа служили острова, сложенные палеозойскими гранитоидами и кристаллическими сланцами, а также осадочными породами палеозоя-триаса. Интересно, что в геокомплексе, распространенном на Дзирульском и Локском массивах, главным источником гальки конгломератов были кислые эффузивные породы - кварцпорфиры и кварцевые альбитофиры; осадочные же породы являлись главным источником терригенного материала в области сванетских и кахетинских кордильер.

Направление палеотранспорта выражено нечетко. Однако очевидно, что обломочный материал распространялся вокруг островов, существовавших в бассейне. Галька конгломерата состоит из обломков тех пород, на которых они залегают как на территории Грузии, так и на Северном Кавказе (Кузнецов, 1956; Ренгартен и Старостина, 1956). Геокомплекс отлагался механическим путем. Отложение материала происходило в условиях трансгрессирующего моря, при активном тектоническом режиме, вызвавшем быстрое погружение всего Большого Кавказа, связанное с образованием или расширением Окраинного моря Большого Кавказа (геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа). Климат был гумидным. Индикаторы климата - линзы угля и гагата, встречающиеся в геокомплексе. Условия среды осадконакопления и диagenеза были окислительными, лишь местами создавались восстановительные условия, способствовавшие образованию пирита и сидерита. Катагенетические процессы сильно изменили породы геокомплекса - глинистый цемент конгломератов и песчаников серицитизирован и хлоритизирован, известняки перекристаллизованы, пелитовые осадки превращены в аспидные и углисто-глинистые сланцы.

Геокомплекс определяется на основании широкого развития в нем глинистых сланцев, конгломератов и песчаников, а также трансгрес-

сивным залеганием (моргоульская сита, П.Гамкрелидзе, 1940; сванетская свита, Левченко, 1940 и др.).

Глинистосланцевый геокомплекс

Этот геокомплекс постепенно сменяет базальную формацию в вертикальном разрезе в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа

Характерные признаки. Состоит в основном из глинистых сланцев, незначительного количества песчаников и алевролитов (рис.4). Специфическими являются выделения пирита и конкреции кремнезема. В геокомплексе встречаются потоки базальтовых лав (прил. фото 7). Главные породообразующие минералы глинистых сланцев - диоктаэдрическая гидрослюда мусковитового типа, кварц, затем хлорит и альбит; встречаются смешаннослойные - гидрослюда-монтмориллонит и аутигенный рутил, кварц, альбит, олигоклаз (терригенный и аутигенный). Химический состав глинистых сланцев: SiO_2 - 57-60 %, Al_2O_3 - 17-22 %, Fe_2O_3 - 2-4 %, FeO - 3-5 %, CaO - 0,1-1 %, MgO - 1-3 %, Na_2O - 0,5-4 %, K_2O - 2-5 %, CO_2 - 1-3 % и др.

Текстура - преобладает горизонтальная слоистость. Структура - алевро-пелитовая, псаммито-алевритовая и пелитовая. Мощность слоев от долей миллиметра до нескольких метров. Цвет - темно-серый до черного.

В разрезе геокомплекса часто наблюдается чередование толстых пачек монотонных глинистых сланцев с пачками "полосчатых" глинистых сланцев, где полосы представлены тонкими (от мм до 3-5 см) слоями алевролита, многие из которых имеют резкий нижний контакт и постепенный - верхний; наблюдаются прослои с обоими резкими контактами.

Песчаники в глинистых сланцах, встречающиеся локально, кварцево-плаггиоклазовые и слюдисто-кварцево-плаггиоклазовые, тонко- и средне-слоистые, светло-серые, некоторые микрополосчатые, цемент - кварцсерицитовый. В глинистых сланцах найдены аммониты, датирующие отложения от синемюра до домера включительно,

Геокомплекс распространен в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа от Абхазии до восточной границы Грузии и продолжается как на Восточном, так и на Западном Кавказе. Мощность в осевой части бассейна 1500-2000 м, к бортам депрессии (к северу и югу) уменьшается. Верхняя часть геокомплекса к югу замещается флишевым граувакково-алевролитово-аргиллитовым геокомплексом. Нижняя граница согласная, в базальный геокомплекс переходит постепенно.

Генетическая интерпретация. Источники глинистого материала были различны. Пелитовое вещество поступало из источников сноса в результате осадочной дифференциации обломочного материала и образовалось в бассейне за счет синтеза алюмосиликатных соединений, поступающих в бассейн из синхронных осадконакоплению вулканогенных

продуктов и из участков суши. Пелитовое вещество поступало в бассейн речными потоками и в результате плоскостного смыва. Отлага-лось оно из взвешенного состояния механическим путем в довольно спокойном гидродинамическом режиме в гумидных условиях климата. Осадконакопление происходило в спокойных тектонических условиях при некомпенсированном погружении дна бассейна. В бассейне места-ми были депрессии, в которых осаждалось (сохранялось) повышенное количество органического вещества. Пелитовый осадок претерпел диа-генетическое и катагенетическое превращение. В результате этого минералы глин трансформировались в гидрослюда мусковитового типа, серицит, хлорит, образовались пирит, альбит, турмалин, кварц и др. Осадкообразование и процессы диагенеза происходили в основном в слабо восстановительной среде. Глинистые сланцы находятся на на-чальной стадии регионального метаморфизма с минеральным парагене-зисом: серицит-кварц-хлорит-альбит. В глинистых и аспидных слан-цах нижней юры всего Южного склона в процессе катагенеза глинист-того вещества образовалась только диоктаэдрическая гидрослюда мус-ковитового типа и серицит, нигде не создавались условия биотитооб-разования при изохимическом катагенезе и протометаморфизме. Ново-образованный биотит встречается в контактных роговиках диабазовых даек и катагенезированных порфиритовых силлах, залегающих в ниж-неюрских глинистых сланцах.

Геокомплекс определяется на основании главных типов пород - гли-нистых сланцев ("основные" сланцы Кавказа, аспидная формация; Вас-соевич, 1947).

Флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый геокомплекс

Характерные признаки. Аргиллиты (глинистые сланцы) составляют 55-60 %, граувакки (песчаники) и алевролиты - 40 %, внутриформа-ционные конгломерато-брекчии - меньше 1 %, кремнистые и карбонат-ные конкреции и линзы органогенных известняков - меньше 1 % (рис. 4). Конгломераты встречаются в виде линз - 1,1-2,5 м. Они состоят из интракластического материала (глинистые сланцы, реже песчаники и раннедиагенетические кремнистые и сидеритовые конкреции) и кар-бонатного цемента. Преобладают обломки глинистых сланцев.

Аргиллиты (глинистые сланцы) темно-серого цвета, состоят из гид-рослюда мусковитового типа, кварца, хлорита, альбита. Встречают-ся турмалины, железистый карбонат, пирит, лимонит, органическое (углистое) вещество и акцессорные минералы: циркон, апатит, турма-лин и др. (меньше 1 %). В некоторых разрезах встречается смешанно-слойный минерал гидрослюда-монтмориллонитового типа. Глинистые сланцы часто содержат терригенные псаммо-алевритовые зерна кварца, альбита, олигоклаза, чешуйки серицита, гидротизированного биотита.

Главнейшим химическим компонентом является SiO_2 - 59 %, затем Al_2O_3 - 18 %, FeO - 3 %, K_2O - 4 %, Na_2O - 3 %, MgO - 3 % и др. Структура алевропелитовая и пелитовая, реже псаммоалевропелитовая. Текстура - параллельная.

Песчаники слюдисто-плагиоклазово-кварцевые, мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые; главным компонентом является кварц (55-85 %), второстепенными - плагиоклаз (20-25 %), серицит-мусковит (2-7 %), примесями: зерна метаморфических пород, гранитоидов (1 %), аргиллитов и фрагменты обуглившейся растительности. Основным является экстракластический материал. Цемент кварцево-гидрослюдистый, гидрослюдисто-известковистый, анкеритовый. Структура псаммитовая. Текстура в основном параллельная (часто сланцеватая), второстепенная - микрослоистая. Внутрислойные структуры - градиационная слоистость, нижняя параллельная слоистость, косая слоистость (прил. фото 8), конволюция. Встречаются неполные и, реже, полные прогрессивные ритмы (прил. фото 9, 10, 11). Характерно чередование слоев и пачек песчаников и глинистых сланцев, местами слабосланцеватых аргиллитов. На нижних поверхностях слоев песчаников часто наблюдаются гиероглифы - знаки течения, волочения и внедрения (прил. фото 12, 13, 14), а на поверхностях редко отмечаются знаки ряби. Мощность слоев песчаников от миллиметров до 10 м. Цвет светло-серый и темно-серый (в зависимости от примеси пелитового вещества). Мощность геокомплекса 700-1200 м. Распространен вдоль северной периферии Грузинской глыбы, сочленяясь в северном направлении с глинистыми сланцами, и в Казбегско-Лагодехской зоне; переходы геокомплекса в подстилающие и перекрывающие отложения постепенные.

Генетическая интерпретация. Главным источником терригенного материала была суша Закавказского срединного массива, расположенная на юге бассейна. Наряду с этим, экстракластика поступала с островов Кавказской суши и северо-востока - с срединно-каспийского края. Поступивший в бассейн обломочный материал разносился палеотечениями вдоль прогиба, отлагался в довольно глубоком море в результате осадочной дифференциации. Биогенное осаднение имело весьма подчиненное значение. Поступление большого количества песчаного материала в бассейн и значительная мощность отложений - показатели поднятия источников сноса. Преобладание песчаников над глинистыми сланцами - результат довольно активного тектонического режима (донечская орогеническая фаза). Особенности распространения гранулометрического состава обломочного материала, а также диагенетических минералов (пирита и железистого карбоната) в породах, говорит о проявлении дифференциальных движений. Последние обусловили: а) возможности эпизодического разноса обломочного материала в бассейн в основном зерновыми и суспензионными потоками, который отлагался на фоновый пелитовый осадок и образовал ритмичные седиментационные

текстуры пород; б) наличие следов внутриформационных локальных размывов в верхней части формации, а также омеление моря, образование линз органогенных известняков, размывы на антиклиналях и, редко, образование подводных оползней. Турбидитовая седиментация приурочена в основном к верхнетюр-ааленскому веку. Растительное углистое вещество в породах указывает на гумидный тип литогенеза. Распространение пирита и железистого карбоната, а также конкреций пирита, сидерита, кремния и известняка является индикатором перераспределения и концентрации вещества и восстановительных условий осадкообразования и диагенеза. Сланцеватость и минеральный состав (серицит-хлорит-кварц-альбит) указывают на стадии начального метаморфизма пород.

Определение геокомплекса базируется на главных типах пород - аргиллитах (глинистых сланцах), алевролитах и граувакках (песчаники), а также на текстурных особенностях. Хотя в строении геокомплекса чередование градационных пород не наблюдается на всей площади его распространения, тем не менее на данном этапе изучения геокомплекса можно назвать его флишевым (сорская свита, по Джанелидзе, 1946).

Регрессивный песчаниково-глинисто-сланцевый геокомплекс

Характерные признаки. Главные типы пород - глинистые сланцы, местами - аргиллиты и песчаники; специфичные - карбонатные пелитолиты, сидерито-кремнистые линзы, конкреции и углистый материал (рис.4). Основной породообразующий минерал - диоктаэдрическая гидрослюда, второстепенный - кварц. Кроме того, в глинистых сланцах встречается серицит, хлорит, альбит, калцит и др., а в аргиллитах и глинах смешаннослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового типа. Из химических компонентов главным является SiO_2 второстепенными - Al_2O_3 , CaO присутствуют также Fe_2O_3 , MgO , K_2O , P_2O_5 и др. Структура псаммитовая и алевропелитовая, реже пелитовая; текстура горизонтально-слоистая, редко линзовидная; цвет - светло-серый до темно-серого. Скудные остатки фауны известны в отложениях бассейна р. Бзыби (Адамия и др., 1972); стратиграфический диапазон - от верхнего байоса до верхней юры. Максимальная мощность 1000 м - в реликтовой части окраинного моря Большого Кавказа, а в южном направлении, к суше Грузинской глыбы, мощность уменьшается до 150 м. Геокомплекс распространен на территории Грузии (бассейны рек Псоу, Бзыбь, Гегха, верховья Кодори, Ингури, среднее течение Сакаур и др.). К югу переходит в лимническо-флювиальный, а в северо-восточном направлении - в алевроитово-аргиллитовый геокомплекс; постепенно продолжает подстилающие отложения байоса и несогласно перекрывается верхнеюрскими образованиями.

Генетическая интерпретация. Главный источник сноса обломочного материала – суша Грузинской глыбы, как ее древняя часть, так и мезозойская, образовавшиеся в результате восходящих движений и регрессии моря, начавшихся в позднем байосе, а также суша Главного Кавказского хребта. Второстепенный источник – гидрогенный, давший карбонатную составляющую геокомплекса. Направление палеотечений субширотное, способ отложения – механический; геодинамическая обстановка орогенная – происходило сжатие, складкообразование, внедрение гранитоидных интрузий, регрессия моря, отступление его к северо-западу и северо-востоку и накопление указанного геокомплекса в этом суженном (регрессивном) бассейне. Геодинамическая обстановка была весьма активной, она привела к значительным изменениям, к утолщению и консолидации континентальной коры, хотя образование морфологически резко выраженной высокогорной системы не последовало. Климат был гумидным почти до конца батского века. Породы, индикаторы климата – линзочки каменного угля, встречаются в латерально замещающихся частях геокомплекса. Тектонический режим был довольно активным не прилегающей к бассейну территории, однако, из-за незначительных вертикальных воздыманий этот режим слабо или совсем не отразился на морской седиментации. Породы геокомплекса катагенезированы до глинистых сланцев.

Геокомплекс определяется на основании преобладания в нем глинистых сланцев (аргиллитов) над другими породами. Вопросы геологии этого геокомплекса освещены в работе И.Р.Кахадзе (1947).

Флишевый кластическо-известняково-мергельно-известняковый геокомплекс

Характерные особенности. Главными типами пород флишевого геокомплекса (рис. 4) являются известняки, среди которых различаются хемогенные (микритовые, мелкокристаллические – микроспаритовые и оолитовые), биогенные (биомикриты и биоспариты) и интракластогенные (известняковые гравелиты – кальцирудиты, известняковые песчаники – калькарениты). Второстепенные породы – псаммитовые, алевроитовые, глинистые известняки и мергели (15 %) и кластолиты (5 %) – плагиоклазово-кварцевые, слюдисто-кварцевые песчаники и алевролиты, а также пелитолиты гидрослюдисто-хлоритового состава.

Главными составляющими минералами этих пород являются кальцит, кварц, полевые шпаты, слюдистые минералы; второстепенными – циркон, апатит, турмалин, минералы титана и другие акцессорные минералы. Хемогенный и интракластический компонент являются главными, а второстепенными – биогенный (кальцит) и экстракластический (кварц, полевые шпаты).

Главные химические составляющие геокомплекса – CaO (до 50 %) и

CO₂ (до 40 %), а второстепенные - SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO и др.

Главные структуры - кластические, псефитовые, псаммитовые, алевроитовые и пелитоморфные; второстепенные - биоморфные и оолитовые. Внутренние текстуры - градационная слоистость, косая слоистость, ламинация и конволюция, внешние - следы размыва, волочения, внедрения, риппельмарки, биоглифы - ходы илоедов, разные фукоиды и проблематики (прил. фото I5). Цвет пород флишевого геокомплекса серый, от темно-серого до белесоватого. Фауна встречается редко. Характерна микрофауна - фораминиферы, текстулярии, милиолины, глобигерины, тинтиниды и др.; детрит макрофауны - криноиды, кораллы, двусторчатые моллюски и др. Стратиграфический диапазон геокомплекса определяется келловеем-титоном.

Мощность средняя - 680 м, максимальная - 1000 м, минимальная - 360 м; уменьшение мощности наблюдается в восточном и западном направлениях. Флиш распространен на вытянутой площади, длиной более 400 км, шириной от 0,2 до 30 км.

Строение геокомплекса сложное, асимметричное. Характерным признаком является седиментационная стратификация. В вертикальном разрезе наблюдается начало и дальнейшее развитие осадочного цикла (келловейская трансгрессия, оксфорд-титонская интракластическая и карбонатная седиментация). Характерна флишевая ритмичность. Наблюдаются полные и неполные снизу или сверху ритмы. Полные ритмы характерны для тех частей геокомплекса, где наиболее широко развиты толстые (до 1,7 м) интракластические известняки. Мощность ритмов варьирует от 0,1 до 1,7 м. По соотношению элементов ритма и их мощности выделяются следующие типы кластическо-известнякового флиша: крупноритмичный - толсторитмичный - среднеритмичный - тонкоритмичный. Песчаниковый флиш характерен для келловей-нижнеоксфордских отложений, мергельный - в основном для верхнеоксфордского комплекса, грубый флиш - для кимериджа и известняковый - для титонских образований. Нижняя граница геокомплекса переходная - наблюдается постепенное замещение снизу вверх верхнеюрским известняковым геокомплексом кластического известнякового флиша.

Генетическая интерпретация. Источником интракластического материала верхнеюрского флишевого геокомплекса являются преимущественно синхронные верхнеюрские карбонатные отложения шельфа, а дополнительным - древний гранито-метаморфический субстрат, осадочный геокомплекс, обогащенный кварцем и реже - вулканогенным конгломератом.

Осадкообразование происходило хемогенным, биогенным и механическими способами. Геокомплекс по структурно-текстурным особенностям основных типов пород относится к отложениям сравнительно глубоководного бассейна с пелагической карбонатной седиментацией и активным тектоническим режимом, вызывающим временами образование мутьевых потоков. Осадконакопление происходило в аридной климати-

4. Юрские геокомплексы

ческой обстановке.

Исследованные флишевые отложения развиты в сложной, интенсивно дислоцированной Местийско-Тянетской тектонической зоне складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. В геокомплексе фиксируются серии изоклинальных складок, чешуйчатых надвигов общекавказского простираения и связанный с ним дислокационный кливаж. По степени литификации эти отложения относятся к стадии катагенеза. Флиш построен многократным ритмичным чередованием в основном интракластических известняков, мергелей и глинистых известняков. Относится к кластическо-известняковому типу (Начев, 1976), известен как карбонатный флиш (Вассоевич, 1951).

Соответствующие верхнеюрские отложения Абхазии развиты в "западном флишевом бассейне" Южного склона Большого Кавказа (Кахадзе, 1947 и др.). По новым данным (Ш.А.Адамия, Г.С.Кикодзе, Т.А.Пайчадзе, 1972), нижние горизонты (келловей-нижний оксфорд) верхнеюрской "субфлишевой фации" ("префлиш", по Начеву, 1976) представлены чередованием песчанистых алевролитов, граувакковых песчаников и гравелитов с редкими и тонкими прослоями песчанистых известняков, а верхние горизонты - верхний оксфорд-титонскими "терригенно-карбонатными" образованиями: мергелями, песчаными известняками и известковыми песчаниками. Источником питания представляется в основном суша, расположенная в пределах Главного хребта. Привнос терригенного материала в бассейн предполагается также со стороны его восточного окончания (Кахадзе, 1947).

ЮРСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ГЕОКОМПЛЕКСЫ БОЛГАРИИ

Метод исследования осадочных геоконплексов ("формаций") Болгарии уже широко использован. Юрские осадочные геоконплексы давно выделены и охарактеризованы (Начев, 1962, 1969, 1976а, 1976б; Начев, Янев, 1980). Предложена их рабочая классификация. Размещение геоконплексов в пространстве (платформы, геосинклинали и орогенические зоны) и во времени (циклы и стадии) использовано для интерпретации альпийской эволюции Болгарии в геосинклинальном аспекте (Начев, 1962, 1969) или с применением геодинамического анализа (Начев, 1976 а, 1980; Начев, Янев, 1980). Приуроченность осадочных полезных ископаемых к геоконплексам и их типы в Болгарии выяснены в общих чертах (Горанов и др., 1971).

Выделение юрских осадочных геоконплексов в Болгарии всегда основывалось на таких критериях, как размещение главных типов пород и строение геологических тел. Генетический анализ имел всегда косвенное и контролирующее значение (Начев, 1976а; Начев, Янев, 1980). На основании вышеуказанных критериев выделено шесть юрских осадоч-

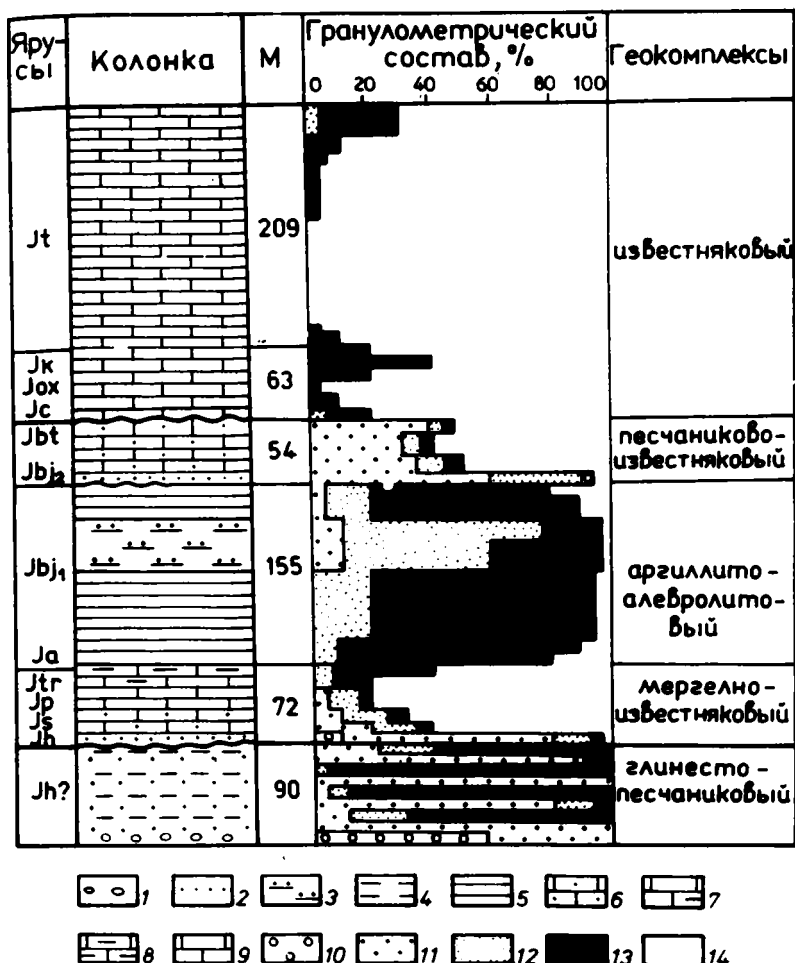


Рис.5. Состав юрских осадочных геокомплексов Болгарии:
 I - конгломераты, гравелиты, 2 - песчаники, 3 - алевролиты, 4 - глины, 5 - аргиллиты, 6 - песчанистые известняки, 7 - глинистые известняки, 8 - мергели, 9 - известняки, 10 - галька, гравий, 11 - псаммит, 12 - алевролит, 13 - пелит, 14 - карбонат.

ных геокомплексов (рис.5): I - лимнический глинисто-песчанниковый (рэт-геттанг-синемюр), 2 - трансгрессивный мергельно-известняковый (геттанг-тоар), 3 - аргиллито-алевролитовый (аален, байос), 4 - регрессивный песчаниково-известняковый (верхний байос-бат), 5 - известняковый (келловей-кимеридж или титон), 6 - флишевый алевролито-аргиллитовый (титон-берриас).

Характерные особенности. Главные типы пород (рис.6, 7, 8) - кварцевые песчаники (50 %) и огнеупорные гидрослюдисто-каолиновые глины (43 %). Второстепенные породы - конгломераты, гравелиты, алевролиты, аргиллиты. Специфическими являются каменные угли и сидеритовые конкреции. Главные минералы - кварц и каолинит, а второстепенные - гидрослюды, галлуазит, вермикулит, алунит, гидробиотит, сидерит, пирит и гидрогетит. Главный компонент экзогенный и экстракlastический, а второстепенный - хемогенный. Главные химические компоненты (табл.2) - SiO_2 (25-99 %) и Al_2O_3 (до 38 %), а второстепенные - K_2O (до 6,7 %), MgO (до 2,6 %), FeO и др.

Главные структуры - псаммитовая; второстепенные - псефитовая, сферолитовая и алевролитовая. Текстура в основном горизонтально-слоистая, локально встречается крупномасштабная косая слоистость, конкреционная, сферолитовая или бобообразная текстура. Мощность до 500 м, а в обнаженных участках - в среднем 90 м. Распространение ограниченное, пятнистое, в виде 19 изолированных обнажений. Строение изменчивое. Фациальная стратификация характеризуется чередованием (до сорокократного повторения) песчаников с глинами, с прослоением от I до 7 пластов каменного угля мощностью до 2 м. Угли встречаются в нижней или верхней частях, а аргиллиты и конкреции - только в верхней части. Отдельные типы пород имеют различное латеральное распределение. Нижняя граница всегда ясная и резкая, при параллельном или угловом несогласии с пестрым основанием палеозойского или триасового возраста. Окаменелости отсутствуют. Геттангский возраст принят условно. Не исключен рэт-геттангский или рэт-синемюрский возраст.

Генетическая интерпретация. Источником экзогенного, в основном экстракlastического материала, служила суша, при ее механической денудации. Палеотечения имели юго-восточное направление. Седиментация происходила в основном механическим путем, в равнинной области, особенно в участках равнинных рек, озер и болот. Климат был гумидным, о чем свидетельствуют угли и железные руды, а тектонический режим - слабоактивным. Наличие глин внизу и аргиллитов вверху указывает на избирательные процессы катагенеза и литификации в зависимости от состава реакционноспособных веществ в осадках (Начев, 1976 в).

Определение основывается на главных типах пород (глин и песчаников) и на фациально-циклическом строении, присущем лимническому типу седиментации.

Трансгрессивный мергельно-известняковый геокомплекс

Характерные особенности. Состав геокомплекса разнообразный. Главный тип пород - известняки (61 %): песчанистые, алевроитовые, детри-

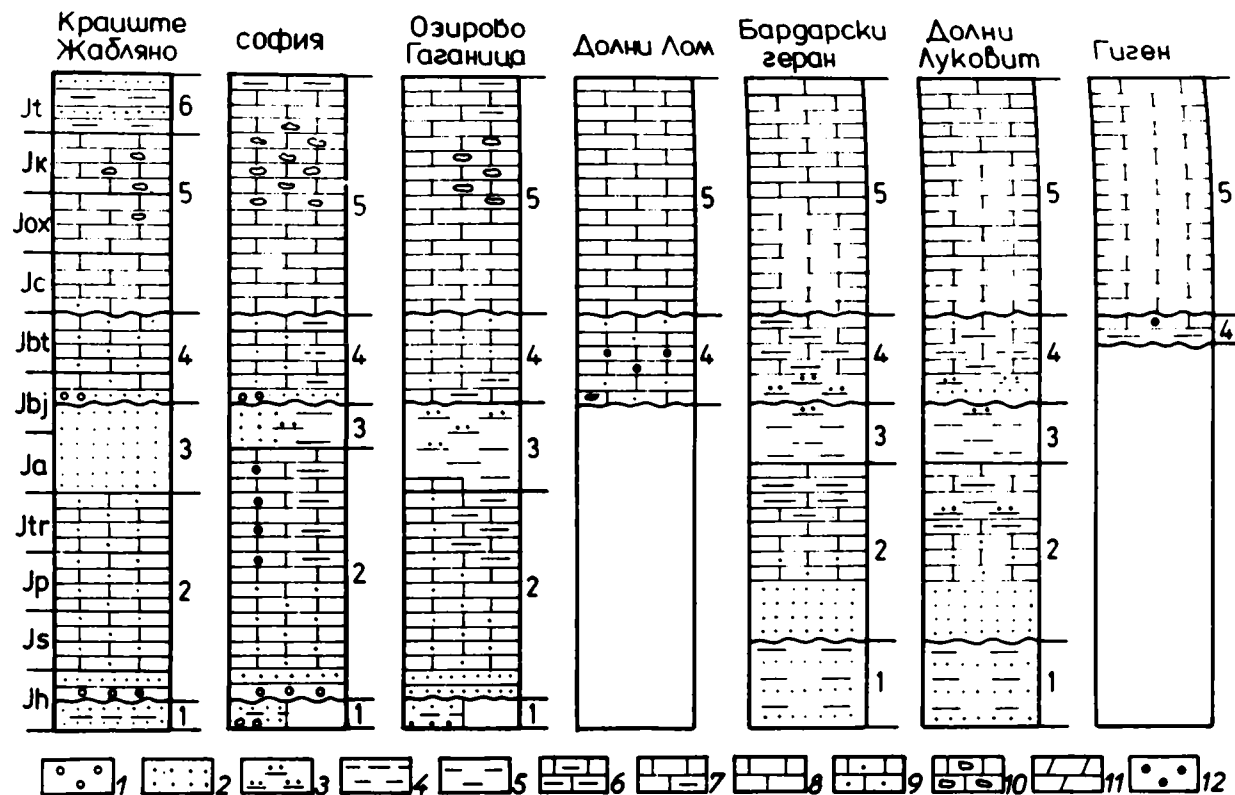


Рис.6. Корреляция юрских осадочных геокомплексов Западной Болгарии:

I - конгломераты, гравелиты, 2 - песчаники, граувакки, 3 - алевролиты, 4 - глины, 5 - аргиллиты, 6 - мергели, 7 - глинистые известняки, 8 - известняки, 9 - песчаные и алевроитовые известняки, 10 - желваковые известняки ("аммонитико rosso"), II - доломиты, 12 - железистые оолиты; осадочные геокомплексы: I - глинисто-песчаниковый, 2 - мергельно-известняковый, 3 - алевроитово-аргиллитовый, 4 - песчаниково-известняковый, 5 - граувакково-алевритово-аргиллитовый.

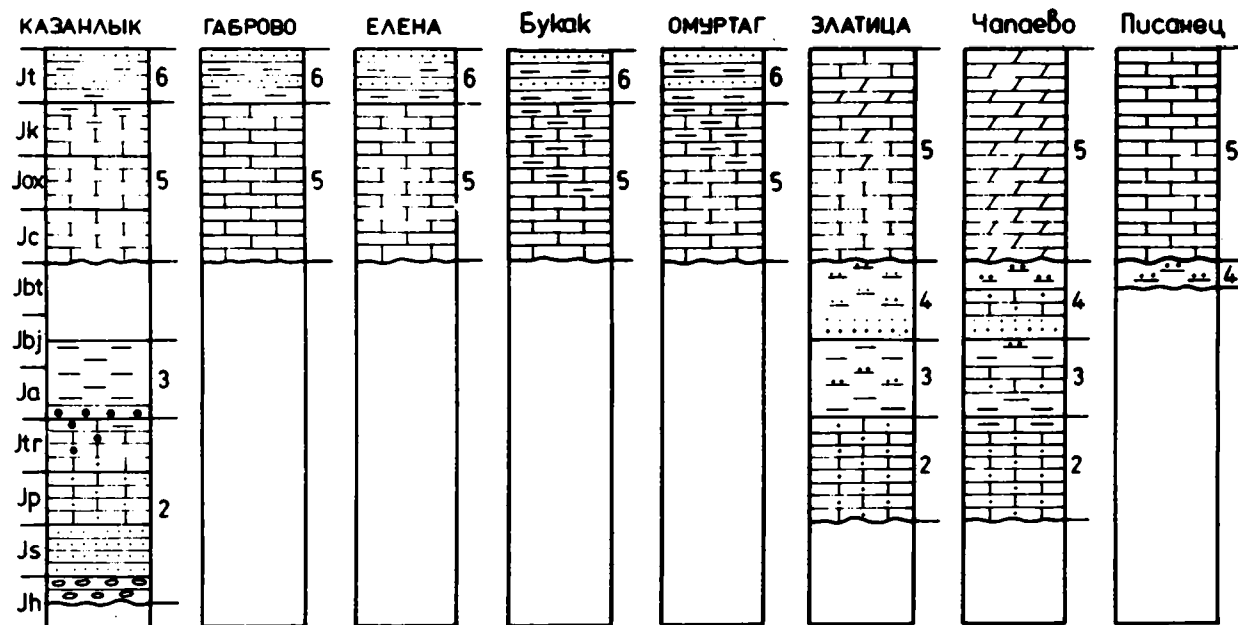


Рис.7. Корреляция ерских осадочных геоконплексов Центральной Болгарии
(условные обозначения см.рис.3).

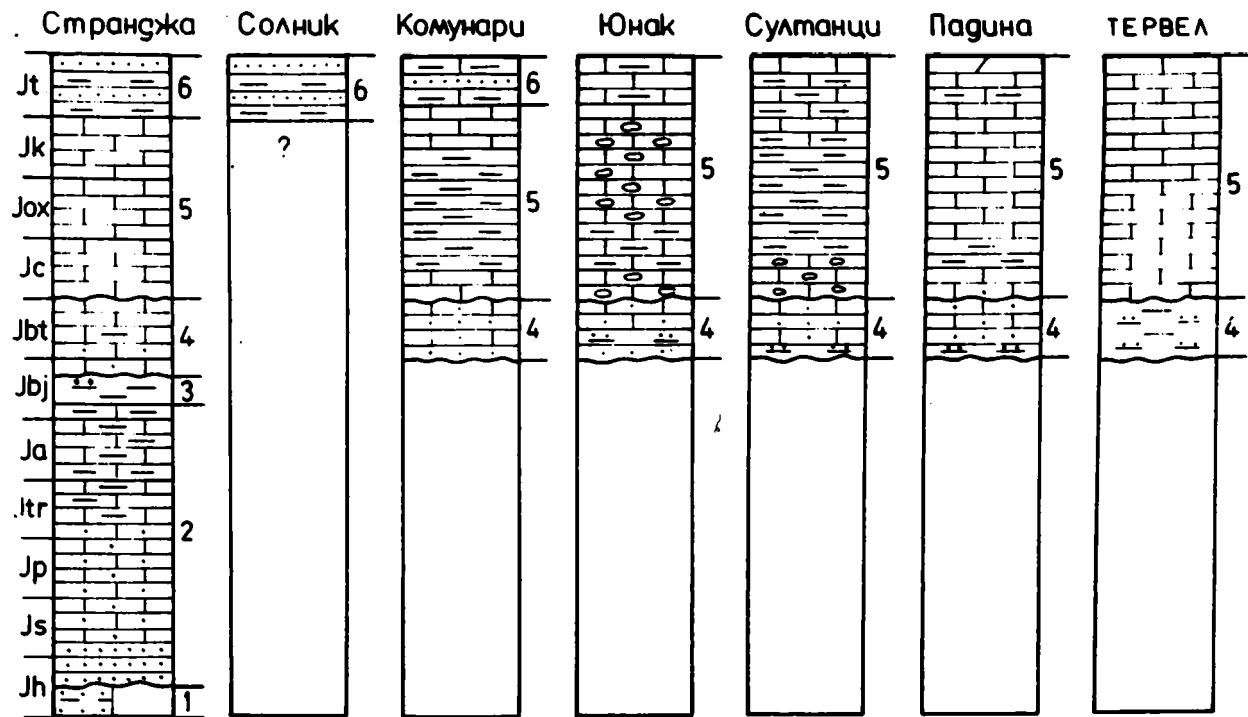


Рис.8.Корреляция ерских осадочных геокмплексов Восточной Болгарии
(условные обозначения см.рис.3).

Таблица 2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ /В %/ ЮРСКИХ ТИПОВ ПОРОД БОЛГАРИИ ПО ГЕОКОМПЛЕКСАМ

Компо- ненты	IG	ICп	ICк	2П	2В	2Х	2Хх	2Хх	2Хл	2Ф	3А	3Арг	3Хх	3Хл	3Ск
SiO ₂	48,9	19,8	7,4	96,68	12,1	3,20	25,3	13,9	14,2	16,6	91,82	54,86	27,8	33,7	9,11
TiO ₂	-	-	0,39	0,04	0,37	0,06	0,74	0,54	0,85	0,18	-	1,25	0,87	0,93	0,28
Al ₂ O ₃	34,8	5,5	3,28	0,60	8,5	0,77	14,1	10,1	10,8	4,6	2,20	19,44	15,6	18,2	1,39
Fe ₂ O ₃	2,10	1,2	10,51	0,36	25,8	93,00	47,52	33,7	17,2	3,8	0,65	8,72	32,8	14,2	14,91
FeO	-	44,0	35,93	-	2,7	0,28	1,5	2,8	14,7	-	-	-	4,4	11,3	30,21
MnO	-	-	0,48	0,00	0,2	-	-	0,39	0,26	0,03	0,001	0,02	0,1	0,2	0,39
CaO	0,6	0,6	0,8	0,62	22,2	1,69	2,4	19,5	18,9	38,4	2,37	1,0	5,7	4,8	7,58
MgO	0,4	0,8	0,5	0,25	5,0	0,20	0,6	0,4	3,3	38,	0,12	1,64	1,6	2,4	3,45
K ₂ O	1,40	-	-	0,10	1,5	-	-	-	-	1,0	0,45	4,9	2,0	3,1	0,24
Na ₂ O	0,16	-	-	0,20	0,4	-	-	-	-	0,3	0,15	-	0,4	0,3	0,13
CO ₂	-	23,6	25,9	-	19,9	-	-	13,0	16,6	8,4	-	-	3,8	4,7	24,2
P ₂ O ₅	-	-	0,1	0,02	0,67	0,22	1,33	0,87	1,14	20,2	0,03	0,1	1,1	1,1	1,02
H ₂ O ⁺	-	-	2,5	-	2,7	0,30	-	2,7	-	-	-	6,8	4,5	4,8	3,80
H ₂ O ⁻	1,6	0,4	0,3	-	1,2	0,14	1,5	1,3	2,2	0,62	-	2,2	1,5	1,7	3,31
SO ₃	9,9	-	12,4	0,53	-	-	-	-	-	2,3	1,85	-	-	-	-
Сумма	99,56	95,6	100,4	99,4	98,8	99,9	95,0	98,8	100,2	98,0	99,4	98,8	102,1	101,4	99,9

Табл.2 (продолж.)

Компо- ненты	4В	4Х	4Хх	4Сп	3Ф	4Р	5В	5Д	5Р	6Гр	6А	6Арг	6Ск
SiO ₂	18,6	0,88	16,5	16,74	18,0	91,21	1,1	0,9	76,17	58,00	52,49	53,32	19,37
TiO ₂	0,61	0,28	0,67	0,34	-	0,19	-	-	0,42	0,7	0,9	1,19	0,34
Al ₂ O ₃	6,9	-	8,1	0,38	4,37	3,17	0,1	1,16	9,83	12,19	16,32	17,39	3,00
Fe ₂ O ₃	19,0	97,12	26,0	1,75	3,60	0,80	0,13	0,12	1,21	4,43	5,58	9,01	8,24
FeO	12,9	0,43	11,6	20,66	2,82	0,66	-	-	2,16	3,33	4,69	5,37	10,69
MnO	0,26	0,05	0,13	0,08	0,12	0,02	0,02	-	0,06	0,08	0,06	0,34	0,45
CaO	18,4	0,62	16,2	20,1	15,36	0,65	55,0	32,2	1,87	7,08	4,02	1,6	24,75
MgO	2,2	0,28	1,9	2,9	1,05	0,50	0,4	20,9	1,25	1,52	2,70	2,22	4,22
K ₂ O	-	-	-	1,52	-	0,67	-	-	1,81	-	-	3,2	-
Na ₂ O	-	0,23	-	0,16	-	0,17	-	-	0,73	-	-	-	-
CO ₂	16,8	-	14,6	28,9	1,9	0,2	43,2	45,4	1,1	6,7	6,5	-	27,1
P ₂ O ₅	1,06	-	9,94	0,07	25,6	0,05	-	-	0,09	0,14	0,15	0,3	0,18
H ₂ O ⁺	3,0	0,21	2,5	1,86	-	-	-	-	-	3,2	5,2	6,4	2,8
H ₂ O ⁻	0,8	0,08	1,0	1,44	-	0,14	0,2	0,35	0,30	1,7	1,1	1,1	0,2
SO ₃	-	-	-	-	-	1,37	-	-	3,43	-	-	-	-
Сумма	100,8	100,4	100,4	99,9	72,3	99,4	99,9	100,9	99,0	97,8	98,9	100,4	101,1

Осадочные геоконплексы: 1-глинисто-песчаниковый; 2-мергельно-известняковый; 3-аргиллитово-алевролитовый; 4-песчаниково-известняковый; 5-известняковый; 6-грауваково-алевролитово-аргиллитовый; типы пород: Г- глины, Сп - пластовые сидериты; Ск - конкреционные сидериты; П - песчаники; В - известняки, Х - гематитовые руды, Хх - гидрогематитовые руды, Хл - железисто-хлоритовые руды, Ф - фосфариты, А - алевролиты, Арг - аргиллиты, Р - радиолариты, Д - доломиты, Гр - граувакки.

товые или глинистые, реже - чистые. Второстепенные породы (25,3 %) - мергели. Присутствуют также конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты. Специфические типы - гематитовые, гидроокисные или хлоритовые руды с кальцитовым цементом, аргиллиты и фосфоритовые конкреции (см. рис. 5, 6; 7, 8). Главные минералы - кальцит и гидрослюда. Кальцит в основном биогенный, отчасти хемогенный. Второстепенные минералы - кварц, гематит, гидрогематит, железистые хлориты (шамозит, тюрингит, делесит или серпентин-хлорит), сидерит и фторопатит. Главный генетический тип - биогенный компонент (кальцит), а второстепенные - экстракластический (кварц), хемогенный (кальцит, фосфаты, минералы железа) и глинистый компонент. Главные химические компоненты (табл. 2) - CaO (до 55 %) и CO_2 (до 43 %), а второстепенные - SiO_2 (до 97 %), Al_2O_3 (до 15 %), Fe_2O_3 (до 93 %), FeO (до 15 %) и P_2O_5 (до 40 %). Главные структуры - биоморфная, зернистая и микрозернистая, второстепенные - псефитовая, псаммитовая, алевролитовая, пелитовая и оолитовая. Главная текстура слоистая, но встречаются также крупномасштабная косая слоистость, биоморфная (ракушечная), детритовая, оолитовая и конкреционная текстуры. Мощность достигает 57 м, но чаще - 165 м, при средней мощности 72 м. Максимальные мощности характерны для отдельных изометрических участков, а минимальные - для участков с неполными разрезами и сокращениями в результате размывов. Геокомплекс распространен на вытянутой площади длиной более 450 км и шириной от 30 до 150 км. Строение сложное, но закономерное. Наблюдается трансгрессивная вертикальная последовательность, выраженная в смене песчаниковой, известняковой и мергельной пачек. Железорудные горизонты развиты между песчаниковой и известняковой пачками. На периферийных площадях (тройного типа) преобладают песчаниковая и известняковая пачки, а латерально они переходят в площади (тетевенского типа) с известняковой и мергельной главными пачками. Нижняя граница резкая, с угловым несогласием с пермскими, триасовыми и условно геттангскими породами. Окаменелости представлены преимущественно аммонитами, двустворчатыми моллюсками, брахиоподами, реже белемитами, криноидеями, бриозоями и фораминиферами. Формирование геокомплекса протекало с геттангского (зона *Angulata*) до конца тоарского века (зона *Lalensis*), а локально продолжалась и во время байоса (часть зоны *Souzei*). Стратиграфический объем еще недостаточно выяснен и обоснован.

Генетическая интерпретация. Главными источниками экстракластического материала была южная (Родопская) и северная (Мизийская) суша, а второстепенными - внутренние острова (Голямы-Пештене, Згуриград и Гложена). Палеотранспортировка имела северное или южное направление, около островов палеотечения отклонялись в косых и продольных западных или восточных направлениях. Биогенное накопление биоморфного или детритового (криноидного) компонента - главный способ седиментации, а хемогенная и механическая (кластическая)

седиментация имеет подчиненное значение в пространстве и времени. Седиментация происходила в мелководной морской среде в узком проливиобразном бассейне с неправильной береговой линией и островами со сложной морфологией дна. Батиметрически мелкий бассейн имел литоральную мелководную и глубокую нетритовую зону с локальными изометрическими депрессиями. Массовое развитие бентосных организмов и активный гидрохимический режим привели к накоплению биогенных, преимущественно криноидно-полидетритовых осадков. Трансгрессия развивалась прогрессивно. Узкий, проливиобразный бассейн имел характер эпиконтинентального мелкого внутреннего моря (Начев, 1968, 1969, 1973, 1973в, 1979). Бассейн располагался в северной умеренно-влажной климатической зоне. Индикаторами гумидного климата являются железные руды и конкреционные фосфориты. Тектонический режим был сравнительно пассивным, с прогибанием дна с различным градиентом. Протекали интенсивные диагенетические процессы, которые привели к окислительному и, особенно к редуccionному минералообразованию - формированию оолитов и фосфоритовых конкреций. Катагенез проявился слабо и выразился в частичной перекристаллизации и литификации.

Определение геокомплекса основывается на главных типах пород (мергелей и известняков) и их трансгрессивной последовательности.

Аргиллитово-алевролитовый геокомплекс

Характерные особенности. Состав геокомплекса сравнительно однообразный. Главные типы пород - алевролиты (50 %) и аргиллиты (49 %). Конгломераты, гравелиты и песчаники представлены в небольшом количестве. Специфическими являются оолитовые железные руды с глинистым цементом, сидеритовые, фосфоритовые и пиритовые конкреции (см. рис.6, 7, 8). Главные породообразующие минералы - кварц и гидрослюдь. Второстепенные минералы - каолинит, монтмориллонит, кальцит, пирит, фторапатит, железистые хлориты (стриговит, делесит, серпентин-хлорит), сидерит, сидероплезит, сидеродот, анкерит, гидрогематит, мусковит. Экстракlastический псаммо-алевритовый (кварц) и глинистый (гидрослюды) компоненты являются главными, а хемогенный - второстепенным. Характерно повышение содержания органического вещества - битумов (до 2 %). Главные химические компоненты (табл.2) - SiO_2 (44-99 %) и Al_2O_3 (28 %), а второстепенные - K_2O (до 6 %), Fe_2O_3 (до 41 %), FeO (до 32 %), MgO (до 4 %) и P_2O_5 (до 23 %). Структура преимущественно алевритовая и пелитовая, реже псефитовая, псаммитовая и микрозернистая. Текстура в основном тонкослоистая или микрослоистая, реже оолитовая, конкреционная и неправильно-полосчатая. Локально (в р-не г.Трояна и с.Чапаево) встречаются алевролиты с ламинацией, косой слоистостью или нарушенной слоистостью и мощностью до 3 см (контуриты). Мощность достигает 760, в

среднем 155 м, в большинстве случаев не превышая 200 м. Максимальные мощности локализованы в отдельных изометрических участках аксиальной части, а минимальные – в южной и северной периферийных частях. Неполные и нулевые мощности обусловлены размывами. Геокомплекс занимает вытянутую площадь длиной более 450 и шириной от 30 до 150 км. Он имеет сложное симметричное строение. В осевой части наблюдается вертикальная смена аргиллитовой, алевролитовой, кварцитовидной алевролитовой и известняково-глинисто-алевролитовой пачек. На соседних площадях развиты аргиллитовая и алевролитовая пачки, а в северной и южной окраинных зонах – только алевролитопесчаниковая пачка. Латеральная зональность двусторонне-симметричная, выраженная в смене песчаников – алевролитов – аргиллитов. Геокомплекс следует с постепенным переходом, резкой границей или трансгрессивно с параллельным несогласием над породами трансгрессивного мергельно-известнякового геокомплекса. Окаменелости редкие, обычно аммониты и белемниты. Диапазон возраста – с ааленского века (зона *Opalinum*) до конца среднего байоса (зона *Hunpreugium*) с частичным смещением нижней границы в зону *Souzei* (Начев, 1968, 1978в).

Генетическая интерпретация. Главными источниками экстракlastического и глинистого компонента была южная (Родопская) и северная (Нижедунайская или Мизийская) суша, где господствовала механическая денудация. Материал транспортировался соответственно в северном и южном направлениях и отлагался механически, локально под действием контурных течений. Накопление осадков происходило в котловиноподобном морском бассейне с углублением дна от берегов к аксиальной части, но с внутренними косыми отмелями (Згуриград, Казанлык-Тырговиште). Он имел характер от мелкого до умеренно-глубокого эпиконтинентального внутреннего моря с литоральной мелкой и неритовой глубокой зоной и с отдельными депрессиями. Климат был гумидным, что подтверждается наличием оолитовых железных руд, сидеритовых и фосфоритовых конкреций. Тектонический режим был сравнительно активным. Погружение дна компенсировалось поднятием прилегающей суши, активизацией механической денудации и сменой биогенно-карбонатной седиментации алевроито-пелитовой. Формирование геокомплекса совпадает с максимумом трансгрессии и углублением бассейна. Повышенное содержание органического вещества в практически бескарбонатных алевроито-пелитовых осадках обусловило интенсивные диагенетические процессы и характерное восстановительное минералообразование (хлориты, сидерит, пирит). Перераспределение вещества привело к образованию диагенетических сидеритовых, пиритовых и фосфоритовых конкреций. Катагенетические процессы выразились в образовании регенерационного кварцевого цемента в промытых и чистых алевролитовых осадках (кварцитовидные алевролиты) и в превращении глин в гидрослюдистые аргиллиты.

На основании главных типов пород – аргиллитов и алевролитов – произведено определение аргиллито-алевролитового геокомплекса. Он четко обособлен и имеет диагностические признаки, по которым существенно отличается от нижележащего и вышележащего геокомплексов.

Регрессивный песчаниково-известняковый геокомплекс

Характерные особенности. Состав геокомплекса разнообразный. Главным типом пород являются известняки (63 %). Они в основном псаммитовые, алевролитовые или детритовые (42 %), в меньшем количестве представлены глинистые известняки (10 %), чистые известняки (8 %), оолитовые, онколитовые, копролитовые или кластические известняки (3 %). Второстепенные породы кластические (23 %) – песчаники, аркозы и пески, алевролиты, конгломераты и гравелиты, а также мергели (8 %). Специфическими являются аргиллиты, радиоляриты, кремнистые и фосфоритовые конкреции, сидеритовые, оолитовые гидрогематитовые или хлоритовые и компактные гематитовые руды (см. рис. 6, 7, 8). Главные минералы – кальцит и кварц. Кальцит преимущественно биогенный, отчасти хемогенный или кластический. Второстепенные минералы – полевые шпаты, гидрослюда, глауконит, халцедон, гематит, гетит, сидерит, хлориты (шамозит, делесит, серпентинхлорит) и фторapatит. Главный компонент – биогенный кальцит, а второстепенные – экстракластические, глинистые и хемогенные осадки.

Главные химические компоненты (табл. 2) – CaO (до 54 %), CO_2 (до 43 %) и SiO_2 (до 99 %), а второстепенные – Al_2O_3 , Fe_2O_3 (до 97 %), FeO (до 18 %), K_2O и P_2O_5 (до 26 %).

Главные структуры – зернистая, псаммитовая, алевролитовая и детритовая, а второстепенные – оолитовая, онколитовая, копролитовая, псевдитовая, микрозернистая и биоморфная. Текстура в основном горизонтально-слоистая, реже наблюдаются крупномасштабная косая слоистость, конкреционная, оолитовая и другие текстуры. Мощность до 100 м, локально – до 400 м, в среднем 54 м. Геокомплекс распространен на площади длиной более 520 км и шириной до 260 км. Строение сложное и переменное. В вертикальном разрезе представлена одна пачка или чередование пачек кластических пород, известняков, мергелей аргиллитов и радиоляритов.

Латерально пачки сменяются в следующем порядке: кластическая – известняковая – мергельная – аргиллитовая – радиоляритовая. Базальные пласты сложены кластическими породами, оолитовыми железными рудами или фосфоритовыми конкрециями. Кремнистые конкреции приурочены к известняковой пачке (Начев, 1976 а). Геокомплекс залегает согласен или с ясной границей размыва на породах аргиллито-алевролитового геокомплекса, а с параллельным несогласием расположен над триасовыми породами и с угловым несогласием над нижнепалеозойскими по-

родами. Окаменелости представлены в основном аммонитами, двусторонними моллюсками, брахиоподами и криноидеями; встречаются также бриозои, фораминиферы, водоросли, белемниты, радиолярии и др. Диапазон возраста включает позднебайосский подвек и батский век, т.е. от зоны *Subfulcatum* до зоны *Discus*. Минимальный возрастной объем совпадает лишь с частью зоны *Discus* в неполных снизу разрезах, что обусловлено локальными батскими трансгрессиями. Нижняя граница геоконплекса является секущей по отношению к хроностратиграфической границе.

Генетическая интерпретация. Источниками материала была южная (Родопская и Казанлыкская) и северная (Добруджская) суша и отчасти внутренние острова (Превала, Згуриград, Гложене, Козлодуй, Стежерово и др.). Поступали преимущественно экстракlastический компонент и растворенные вещества. Транспорт вещества осуществлялся, соответственно, в северном и южном направлениях, а вокруг островов — вдоль периферии или во всех направлениях. Накопление материала в основном биогенное. Мелководные, преимущественно бентосные организмы образовали ракушечные осадки, а при разрушении ракушек — несортированный и необкатанный криноидный и бриозойный детрит или полидетритовые осадки. Механическая и хемогенная форма отложения имела небольшое значение. Накопление материала происходило главным образом в мелководной морской физико-географической среде. Мелкий бассейн имел плоское дно, неправильную береговую линию и несколько внутренних островов или отмелей. В нем были развиты литоральная, мелководная и глубокая неритовая зона с локальными депрессиями. Он имел характер эпиконтинентального внутреннего моря (Начев, 1968, 1973, 1976в, 1978), расположенного в северной умеренно-влажной зоне. Климат был гумидным, указанием чего служат железные руды и конкреционные фосфориты. Тектонический режим был пассивным, с общей тенденцией поднятия и регрессии. Максимум регрессии приходится на позднебайосский подвек. В батском веке проявились локальные трансгрессии в Краиште, Северной Болгарии и Добрудже, а в конце батского века произошла полная регрессия. В целом речь идет об общей регрессии с частичным расширением площади, или так называемой экстензиональной регрессии (Начев, 1968, 1973, 1976в). Диагенез выразился в окислительном и восстановительном минералообразовании, в формировании оолитовых структур и перераспределении вещества с образованием диагенетических фосфоритовых и кремнистых конкреций. Катагенетические процессы привели к регенерации (кварцитовидные песчаники); дегидратации, частичному окремнению, перекристаллизации и образованию кальцитовых прожилков.

Определение геоконплекса основывается на главном (известняки) и второстепенном (песчаники) типах пород и на его регрессивном характере.

Характерные особенности. Главный тип пород – известняки (93 – 96 %), преимущественно микрозернистые (86 %). Второстепенные по – роды – глинистые известняки, мергели и доломиты. Представлены еще кластические оолитовые, копролитовые и окремненные известняки, кремнистые породы (конкреции и радиоляриты), аргиллиты, глины, песчаники, алевролиты и фосфоритовые конкреции (см.рис.6, 7, 8). Известняки локально содержат глауконит или железорудные оолиты. Глав – ный минерал – микрозернистый кальцит, а второстепенные – доломит, гидрослюда, биогенный и кластический кальцит, халцедон, кварц, фторапатит, глауконит, гетит и хлорит. Главный компонент – хемо – генный (гидрогенный), а второстепенные – биогенный, глинистый, эк – стра- и интракластический. Главные химические компоненты (табл.2) – CaO (до 55 %) и CO_2 (до 43,2 %), а второстепенные – MgO (до 21 %), Al_2O_3 (до 10 %), SiO_2 (до 80 %) и др.

Главная структура микрозернистая, а второстепенная – зернистая, пелитовая, биоморфная, оолитовая, псаммитовая и др. Горизонтальная слоистость толщиной слоев от 0,1 до 2 м составляет главную тексту – ру, а конкреционная текстура имеет небольшое значение. Мощность варьирует от 2 до 800 м (на юге от 2 до 40 м, а на севере от 50 до 300 м). Известняки распространены на площади длиной 520 и шириной 260 км. Строение сравнительно однообразное. В разрезах известняко – вая пачка является главной. В основании залегает базальный пласт кластических пород или известняков с глауконитом, фосфатом или железорудными оолитами, а также локальные пачки глин (Провадия), мергелей и аргиллитов с радиоляритами (оксфорд) или "аммонитико росо" (келловей-нижний титон). В верхней части имеются локальные пачки глинистых известняков и мергелей или биогенных известняков либо доломитов. Остальные типы пород представлены отдельными сло – ями и пластами. Нижняя граница резкая, трансгрессивная. Известня – ки с параллельным несогласием лежат на более древних юрских и три – ассовых породах или с вероятным угловым несогласием – на пермских и карбоновых породах. Характерны окаменелости аммонитов, белемни – тов и аптихсов; встречаются также кораллы, двустворчатые моллюски, гастроподы. Микрофоссилии представлены главным образом тинтинид – ами и фораминиферами, иногда радиоляриями, спикулами губок, сако – комами, водорослями и др. На юге минимальный возрастной диапазон – с нижнего келловей до кимериджа. К северу от переходной зоны диа – пазон максимальный, включая отрезок от келловей до титона. В от – дельных участках геоконплекс включает, вероятно, и часть нижнего мела (берриаса).

Генетическая интерпретация. Растворенные вещества в морской во – де – главный источник хемогенного (гидрогенного) кальцита. Суша (Родопская и Добруджская) служила источником определенного коли –

чества глинистого материала и экстракластического компонента, а организмы – источником биогенного, карбонатного и кремнистого компонента. Отложение происходило главным образом хемогенным путем из истинных растворов. Биогенное накопление ракушек и детрита, а также формирование построек, имело второстепенное значение.

Механическая седиментация проявлялась совсем слабо. Отложение происходило в морской обстановке. Бассейн представлял собой море с тихими водами и стабильным плоским дном. В литорали формировались береговые рифоидные постройки или миниатоллы и минилагуны (в Добрудже). Локально (в Северо-Восточной Болгарии) проявилось катагенетическое доломитообразование. В открытой части бассейна седиментация была хемогенной, с накоплением известковых осадков, а в локальных депрессиях – известково-глинистой, глинистой, до глинисто-кремнистой. Бассейн имел глубину порядка нескольких сотен метров, в депрессиях, возможно, – до 1000 м и характер эпиконтинентального внутреннего моря (Начев, 1969, 1976а,б,в). Седиментация протекала в условиях быстр развивавшейся трансгрессии и стабилизации дна бассейна. Вначале (келловей) климатические условия были гумидными (известняки с железорудными оолитами), а позднее, особенно в титонском веке, имелась тенденция к слабой аридизации (доломиты, ангидриты). Тектонический режим был совершенно пассивным, вначале происходили слабые негативные движения, которые позднее сменялись позитивными. Катагенетические процессы привели к локальной и частичной перекристаллизации, доломитизации и образованию кальцитовых прожилков в известняках.

Учитывая, что известняки являются единственным типом пород, то определение "известняковый геокомплекс" более точное, чем "карбонатный геокомплекс" (Начев, 1976в).

Флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый геокомплекс

Характерные особенности. Главные типы пород – песчаники (32 %), алевролиты (24 %) и аргиллиты (23 %). Песчаники кварцевые, полевошпатово-кварцевые и собственно лититовые граувакки. Аргиллиты преимущественно гидрослюдистого состава. Второстепенные типы пород – мергели, глинистые известняки, гравелиты и конгломераты. Специфические породы – известковые брекчия-конгломераты, кластические известняки, глинисто-глыбовые брекчии (олистостромы с известняковыми олистолитами) и анкеритовые конкреции (см. рис. 6, 7, 8). Главные минералы – гидрослюды, кварц и полевые шпаты. Второстепенные минералы – кальцит, анкерит, мусковит, хлорит и др. Главные компоненты – глинистый и экстракластический. Последний очень разнообразен и представлен олистолитами, лититовыми частицами и минеральными

ми зернами и чешуйками. Интракластический компонент известкового состава и играет второстепенную роль. Хемогенный (кальцит, анкерит) и биогенный компоненты (микроорганизмы) – второстепенные.

Главные химические компоненты (табл. 2) – (до 70 %), (до 20 %), (от I до 50 %) и (от I до 42 %), но имеется и много второстепенных компонентов. Структуры в основном псаммитовые, алевроитовые и пелитовые. Второстепенные структуры – псефитовые, микрозернистые и др. Текстуры разнообразные. Резко доминирует горизонтальная слоистость. Внутренними структурами являются градационная слоистость, нижняя и верхняя параллельная ламинация, мелкомасштабная косая слоистость, конволюция течений и знаков ряби. Встречаются гиероглифы вкалывания, волочения и подпрыгивания. Массово распространены эрозионные гиероглифы волочения и серповидные гиероглифы. Встречаются продольные и неправильные выпуклости. Часто присутствуют ядра внедрения и редко – ядра обратного внедрения. На верхней поверхности отмечаются локальные знаки ряби. В олистостромах содержатся олистолиты, шары оползания, бронированные аргиллитовые включения и гиероглифы скольжения. Биоглифы многочисленны и разнообразны (Начев, 1970).

Мощность геокомплекса варьирует от 0 до более чем 3000 м, в среднем около 2000 м. Мощность флиша в южных участках от 0 до 1500 м, в осевой-придонной зоне – от 2000 до 3000 м и более, а к северу, при латеральном переходе в известняки, доходит до 0. Исключение составляют внутриморские возвышенности, где мощность флиша около 1000 м. Флиш распространен на сильно вытянутой, немного неправильной площади длиной более 530 км и шириной от 20 до 40 км в западной части, от 40 до 60 км – в центральной и от 60 до 130 км – в восточной части. Флишевый геокомплекс сложного строения. Характерным его признаком является седиментационная стратификация. По вертикали наблюдается чередование пластов (слоев) пелитоморфных пород (аргиллитов, реже мергелей и глинистых известняков) и пластов турбидитов со слоями гравелитов, граувакк и алевролитов. Ритмичность обусловлена наличием элементов строения, формально называемых ритмами. Судя по текстурным интервалам, в них ритмы чаще всего неполные снизу (подсечены), реже полные и неполные сверху (отсеченные). Толщина их варьирует от I до 2 см, обычно от 0,1 до 0,4 м. Латерально флиш изменяется в вещественном составе (в типе пород) и в строении ритмов. Разграничено пять литологических типов флиша: грубый, песчаный, типичный, аргиллитовый ("глинистый") и субфлиш (латеральный переход к известнякам).

Различные типы флиша распределены в основном асимметрично, но в западной части наблюдается симметричное распределение грубого, песчаного, типичного и аргиллитового флиша. К северу флиш переходит латерально в известняковый геокомплекс по схеме: типичный флиш (3000 м), субфлиш (700 м), мергели и известняки (500 м), известняки

6. Юрские геокомплексы

(350 м). Переходная зона имеет длину 400 км и ширину от 5 до 15 км. Флишевый и известняковый геоконплексы имеют зону взаимного перекрытия шириной 5 км. Нижняя граница геоконплекса представляет собой постепенный, хотя и довольно быстрый переход (префлиш). Префлиш состоит из глинистых известняков, мергелей, аргиллитов, алевролитов с параллельной ламинацией, косой и линзовидной слоистостью, с толщиной слоев до 1 см (контуриты). Количество кальцита уменьшается, а повышается количество глинистых минералов. Первые турбидитовые пласты лежат обычно над аргиллитами, а в переходной зоне – над мергелями. Префлиш имеет мощность от 5 до 15 м, локально – до 70 м. В виде исключения, в пяти разрезах (каньонах) флиш залегает непосредственно над размытой поверхностью известняков. Литологическая граница – секущая по отношению к хроностратиграфической. Флишевый геоконплекс характеризуется наличием, прежде всего, аммонитов и небольшого количества аптихов. В турбидитах локально встречаются переотложенные келловей–кимериджские аммониты, двустворчатые моллюски, гастроподы и кораллы, обычно с признаками мелководных животных. Микрофоссилии встречаются в известняках (радиолярии, спикулы губок и тинтиниды). Характерные фоссилии определяют в основном титонский и частично берриасский возраст геоконплекса. Локально (Краиште) он включает только нижний титон и часть верхнего титона, в других местах – полный объем титона, а в Центральной Стара-Планине – часть кимериджа, титон и часть берриаса (Начев, 1976в; Сапунов, 1979).

Генетическая интерпретация. Южная (Родопская и Кюстендилская) суша была главным источником экстракластики. Ограниченная северная (Трынская) суша была второстепенным источником. Известковая интракластика поступала локально из северного карбонатного бассейна. Направления палеотранспорта обычно были продольными к оси бассейна, в западной его части – юго-восточными, восточными или восток-северо-восточными, а в центральной и восточной частях – восточными. В периферийных обнажениях имеются данные о поперечных и косых палеотечениях. Флишевый геоконплекс образовался вследствие пелитовой (глинистой) седиментации и наложенной турбидитовой седиментации. Флюксо-турбидитовый или контуритовый механизм и подводные оползни (олисто-стрымы) имели второстепенное значение. Флиш отложился в глубоководной батинальной морской, геодинамической обстановке. Бассейн глубиной до 4000 м, с обособленным шельфом, склонами, подножьем и донной частью формировался в результате растяжения Балканского микроконтинента, проявляя тенденцию к погружению, при синхронном поднятии прилегающей Кюстендилской и отчасти Трынской суши. После его заполнения пелитовыми наложенными турбидитовыми осадками бассейн был ликвидирован в результате смятия флишевых осадков и поднятия. Бассейн носил характер задугового трога, названного Ниш-Троянским (Начев, 1968, 1973, 1976в; Nachev, 1974). Климат был гумидным с известной тенденцией к аридизации. При существовавшем активном тектоническом

режиме, с погружением дна бассейна и поднятием суши, шла интенсивная механическая денудация. Флиш сильно катагенезирован. Глины превратились в аргиллиты с локально развитым кливажом и расслаиванием.

Флиш построен в основном из многократного чередования граувакк, алевролитов и аргиллитов и относится к граувакко-алевролитовому типу (Начев, 1976а).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ЮРСКИХ ГЕОКОМПЛЕКСОВ БОЛГАРИИ И ГРУЗИИ

На основании принятых нами критериев были выделены и охарактеризованы одиннадцать юрских осадочных геоконплексов в Грузии и шесть в Болгарии. Ниже, на основании всех характерных и диагностических признаков, касающихся вещественного состава (главные типы пород) и строения геоконплексов, приводится их сопоставление.

В процессе сопоставления всех юрских осадочных геоконплексов Грузии и Болгарии выяснилось:

1. Как в Грузии, так и в Болгарии устанавливается наличие пяти тождественных или сходных осадочных геологических комплексов, в частности в Грузии (I)^х лимнический глинисто-песчаниково-конгломератовый, (2) трансгрессивный песчаниково-известняковый, (6) доломитово-известняковый, (9) флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый, (10) регрессивный песчаниково-глинистосланцевый. В Болгарии им соответствуют: (I) лимнический глинисто-песчаниковый, (2) трансгрессивный мергельно-известняковый, (5) известняковый, (6) флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый и (4) регрессивный песчаниково-известняковый.

2. В Грузии имеются шесть осадочных геоконплексов, которые отсутствуют в юре Болгарии: (3) аргиллито-алевролито-тефроидно-туфовый, (4) регрессивный глинисто-песчаниковый, (5) пестроцветный глинисто-песчаниковый, (7) глинисто-сланцево-конгломерато-песчаниковый, (8) глинисто-сланцевый с базальтами, (II) флишевый кластический известняково-мергельно-известняковый. В Болгарии же развит один специфический геоконплекс (3) аргиллито-алевролитовый.

3. Из флишевых геоконплексов и типов флиша в Болгарии развит один (6) флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый, а на Кавказе — два: (9) граувакково-алевролитово-аргиллитовый и (II) флишевый кластическоизвестняково-мергельно-известняковый. Кроме того, в Грузии в составе песчаниково-алевролитово-тефроидно-туфового геоконплекса (3) в различных зонах установлены пачки тефроидного флиша.

х) Цифры в скобках обозначают геоконплексы.

Таким образом, в юрских отложениях установлены три литологических типа флиша: в Болгарии граувакково-алевролитово-аргиллитовый флиш титон-берриасского возраста, в Грузии же - граувакково-алевролитово-аргиллитовый флиш тоар-ааленского возраста в южной части и тоар-байосского возраста - в северной, тефроидный флиш байосского возраста и кластически-известняково-мергельно-известняковый флиш келловей-валанжинского возраста.

4. Большинство из выделенных осадочных геоккомплексов принадлежат к морским, а некоторые к континентальным: - в Болгарии (I) лимнический глинисто-песчаниковый, а в Грузии (I) лимнический глинисто-песчаниково-конгломератовый, (4) регрессивный, глинисто-песчаниковый и (5) пестроцветный глинисто-песчаниковый.

5. Все юрские осадочные геоккомплексы Болгарии нормально-осадочные. К такому же типу отложений принадлежат почти все геоккомплексы Грузии, исключение составляет только (3) аргиллитово-алевролитово-тефроидно-туфовый байосского возраста вулканогенно-осадочный. Последний латерально сочленяется с эффузивным трахиандезит-базальт-андезито-базальтовым геоккомплексом (байос). Кроме того, в (7) глинисто-сланцево-конгломератово-песчаниковом геоккомплексе (геттанг-синемюр) отмечаются вулканокластические породы (туфы, туфоконгломераты), связанные с спилит-кератофировым вулканизмом, а в (8) глинисто-сланцевом (плинсбах) присутствуют гиалокластиты, связанные со спилит-диабазовым вулканизмом.

Вертикальные ряды осадочных геоккомплексов

Юрские осадочные геоккомплексы Болгарии однотипны и развиты почти повсеместно. Сменяя друг друга во времени, они формируют два главных ряда: первый, северный (I) лимнический глинисто-песчаниковый → (2) трансгрессивный мергельно-известняковый → (3) аргиллитово-алевролитовый → (4) регрессивный песчаниково-известняковый → (5) известняковый и второй, южный (I) лимнический глинисто-песчаниковый → (2) трансгрессивный мергельно-известняковый → (3) аргиллитово-алевролитовый → (4) регрессивный песчаниково-известняковый → (5) известняковый → (6) флишевый граувакко-алевролитово-аргиллитовый.

Что касается Грузии, то юрские осадочные геоккомплексы сменяют друг друга как вертикально, так и латерально, развиты локально и формируют 4 главных ряда с юга на север:

Первый ряд: (I) лимнический глинисто-конгломератово-песчаниковый → (2) трансгрессивный песчаниково-известняковый → (3) аргиллитово-туфо-тефроидный → (4) регрессивный глинисто-песчаниковый → (5) пестроцветный глинисто-песчаниковый.

Второй ряд: (7) трансгрессивный глинисто-сланцево-гравелитово-

песчаниковый → (8) глинистосланцевый → (9) флишевый граувакково-алевритово-аргиллитовый → (3) аргиллитово-туфо-тефroidный → (4) регрессивный глинисто-песчаниковый → (5) пестроцветный глинисто-песчаниковый.

Третий ряд: (7) трансгрессивный глинистосланцево-гравелитово-песчаниковый → (8) глинистосланцевый → (9) флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый → (10) регрессивный песчаниково-глинистосланцевый → (6) доломитово-известняковый → (II) флишевый кластическоизвестняково-мергельно-известняковый.

Четвертый ряд: (7) трансгрессивный глинистосланцево-гравелитово-песчаниковый → (8) глинистосланцевый → (9) флишевый граувакково-алевритово-аргиллитовый → (10) регрессивный песчаниково-глинистосланцевый → (6) доломитово-известняковый → (II) флишевый кластическоизвестняково-мергельно-известняковый.

Латеральные ряды юрских геоконплексов

В Болгарии латеральное замещение наблюдается только между флишевым граувакково-алевролитово-аргиллитовым (титон) на юге и известняковым (титон) - на севере геоконплексами.

Латеральное замещение геоконплексов в Грузии явление частое и можно выделить следующие ряды: первый - (I) лимнический глинисто-конгломератово-песчаниковый ↔ (7) трансгрессивный глинистосланцевогравелитово-песчаниковый; второй - (2) трансгрессивный песчаниково-известняковый ↔ (8) глинистосланцевый, частично кверху (9) флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый, третий - (3) аргиллитово-туфо-тефroidный ↔ (9) флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый, четвертый - (4) регрессивный глинисто-песчаниковый ↔ (10) регрессивный песчаниково-глинистосланцевый, пятый - (5) пестроцветный глинисто-песчаниковый ↔ (6) доломитово-известняковый, шестой (II) флишевый кластическоизвестняково-мергельно-известняковый ↔ (6) доломитово-известняковый.

Мощности геоконплексов

В Болгарии осадочные геоконплексы имеют незначительные мощности - 100-800 м, исключение составляет граувакково-алевролитово-аргиллитовый геоконплекс, мощность которого достигает 3000 м.

Юрские осадочные геоконплексы Грузии весьма изменчивы по мощности. В районе выступов Закавказского срединного массива (Дзи-рульский, Локский, Храмский массивы) мощности сравнительно небольшие, на южном склоне Большого Кавказа и, особенно, в Южном Дагестане мощности гораздо больше. Максимальные мощности гео -

комплексов следующие: флишевый кластоизвестняково-мергельно-известняковый - 900 м, флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый - 1200 м, глинисто-сланцевый - 2000 м, аргиллитово-тефroidнотуфовый - 3000 м.

Степень литификации

В Болгарии породы осадочных геокомплексов характеризуются очень низкой степенью литификации. Глины сохранились в лимническом глинисто-песчаниковом геокомплексе, морские глинистые осадки превращены в аргиллиты, а кварцевые песчаники - в кварцитовидные породы. В Грузии степень литификации пород значительно выше, хотя в пределах Дзирульского массива сохранились глины в лимническом глинисто-песчаниково-конгломератовом, регрессивном глинисто-песчаниковом и пестроцветном глинисто-песчаниковом геокомплексах. Аргиллиты, кварцитовидные песчаники и, частично, перекристаллизованные известняки широко распространены. Наличие кварцитов, глинистых и аспидных сланцев обусловлено процессами начального регионального метаморфизма.

Кливак в нижнеюрских отложениях Южного склона Большого Кавказа выражен интенсивно.

ЮРСКИЕ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ БОЛГАРИИ И ГРУЗИИ

Юрские палеогеодинамические обстановки Грузии

Эволюция седиментационных бассейнов Грузии в юрском периоде рассматривается на основании выделенных и охарактеризованных выше геокомплексов, являющихся индикаторами геодинамических обстановок (Седиментология, 1980; Зоненшайн и др., 1976; Начев, Янев, 1980; Dewey et al., 1973).

К концу герцинского тектоно-магматического цикла на территории Грузии существовали следующие главные геотектонические единицы: зона Главного Кавказского хребта, зона Грузинской глыбы, продолжавшаяся на запад в район Черного моря, и расположенная между ними "геосинклинальная зона южного склона Большого Кавказа" (Геология СССР, т.Х, 1964) или окраинное море Большого Кавказа - часть Тетиса.

В позднем триасе, в результате древнекиммерийских движений произошло сильное сужение (или полное осушение) бассейна, который заполнялся (или заполнился) терригенными осадками, частичный размыв которых в синемюре образовал мощные базальные конгломераты.

В геттанге и синеморе на Дзирульском массиве в континентальных условиях образовался лимнический геокомплекс с линзами огнеупорных глин и каменного угля.

Начало альпийского цикла ознаменовалось интенсивными нисходящими движениями, погружением почти всей территории Грузии и всего Большого Кавказа под уровень трансгрессирующего моря. Последнее покрывало всю территорию от Абхазии до восточной границы Грузии в синеморе (Кахадзе, 1947), тогда как к северу, на южном склоне Центрального Кавказа, в местности Квиши море достигло в позднем плинсбахе (базальные конгломераты охагактеризованы *Amnethus margaritatus* *montf.*, Чихрадзе, 1967). В период раннеюрской трансгрессии на Дзирульском и Локском массивах, а также в окраинном море Большого Кавказа образовались конгломераты и кварцевые песчаники – трансгрессивный конгломерато-песчаниковый геокомплекс с редкими линзами известняков и углистых пород (рис.9).

В плинсбахе-раннем тоаре трансгрессия достигла максимума. Окраинное море имело субширотное (кавказское) простираие и на подавляющей части его акватории образовались алевроитово-пелитовые осадки – алевроитово-глинистосланцевый геокомплекс (рис.10).

В позднем тоаре-раннем аалене произошла трансформация окраинного моря, в том смысле, что устойчивое пелитонакопление сменилось поступлением в бассейн большого количества песчанистого материала; образовалась мощная толща (500–1200 м) глинистых сланцев и песчаников, флишевый граувакково-алевритово-аргиллитовый комплекс, который распространен по всему седиментационному бассейну (сорская свита) и ее аналоги.

Осаждение обломочного материала происходило из зерновых и суспензионных потоков, а также путем выпадения пелитового материала из вод бассейна. Как зерновые, так и суспензионные потоки возникли эпизодически, разносили в бассейн огромное количество обломочного материала, который быстро осаждался на дно, часто подавляя и прерывая бассейновое (фоновое) пелитонакопление. Для образования этих потоков необходимо: 1) наличие шельфа и континентального склона в бассейне, на котором может накопиться масса обломочного терригенного материала; 2) периодические толчки, могущие сдвинуть эту массу вниз по склону. Для мобилизации большого количества обломочного материала необходима также активизация восходящих движений, воздымание источников сноса и интенсивная их денудация. Сочетание всех этих факторов обеспечило образование флишевого граувакково-алевролитово-аргиллитового геокомплекса в окраинном море Большого Кавказа (рис.11). Образование этого геокомплекса связано с движениями "донецкой орофазы" (Джанелидзе, 1946; Кахадзе, 1947).

В позднем аалене окраинное море Большого Кавказа регрессирует.

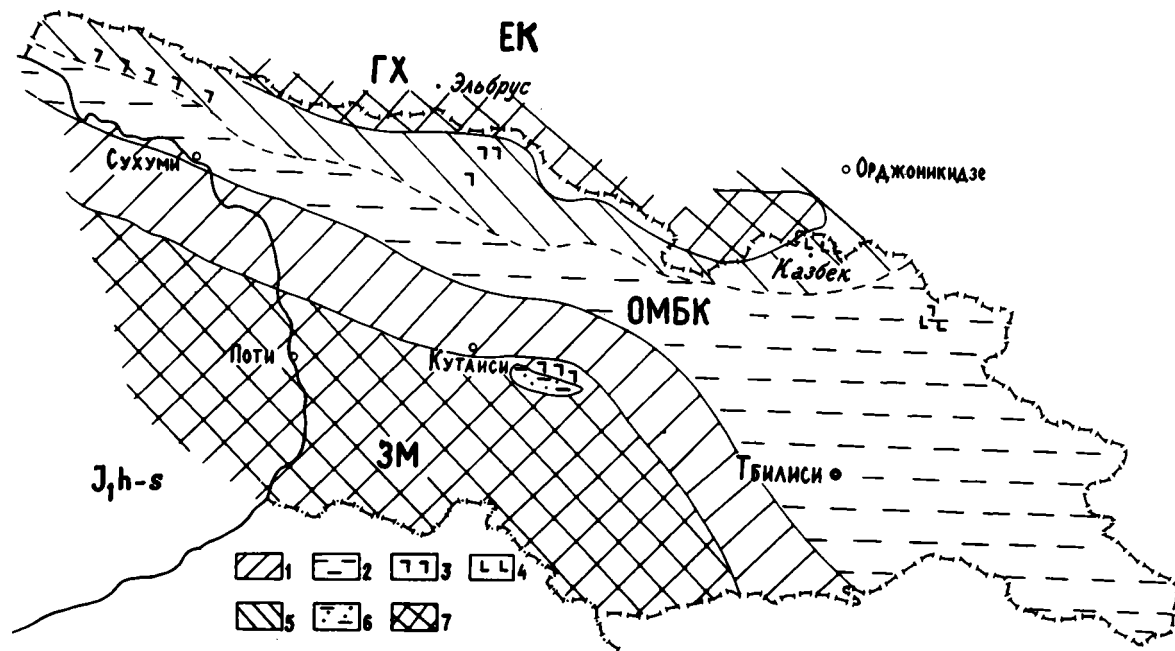


Рис.9. Фации и палеогеография Грузии в геттанге-синеморе;
 ОМБК - окраинное море Большого Кавказа: 1 - южный шельф, 2 - осевая часть моря, 3 - спилит-кератофировые (риолитовые) вулканы, 4 - спилит-диабазо-базальтовые вулканы, 5 - северный шельф, 6 - лимнический геокомплекс, 7 - суша; ЗМ - Закавказский срединный массив; ГХ - зона Главного Кавказского хребта; ЕК - южный край Евразийского континента.

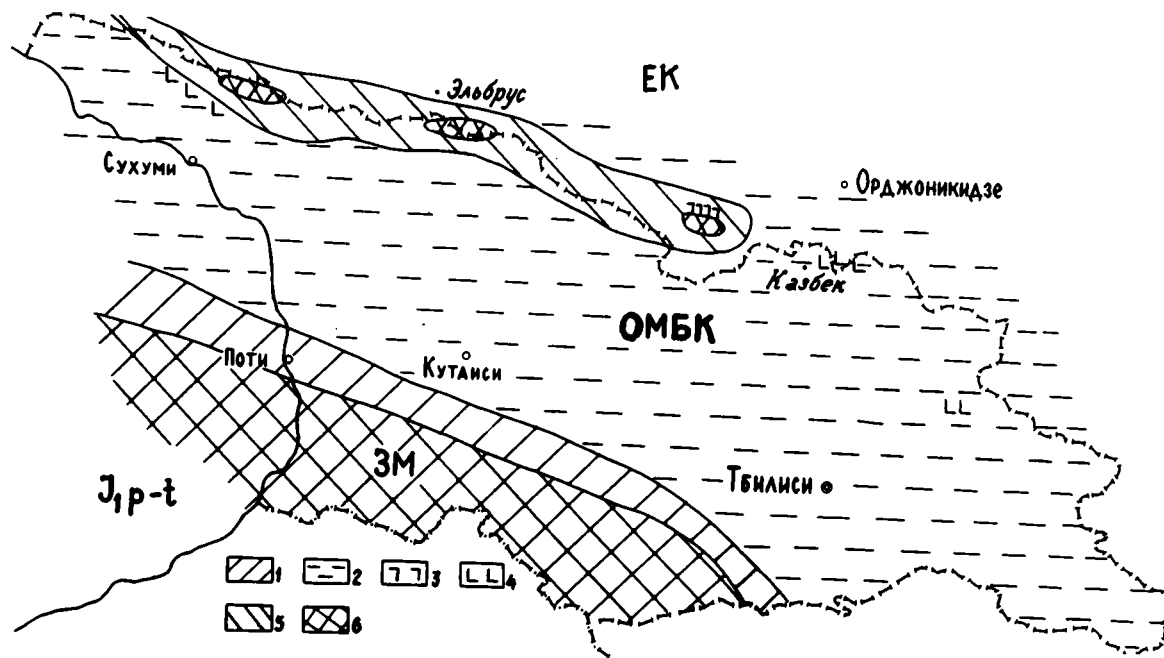


Рис.10. Фации и палеогеография Грузии в плинсбахе-тоаре.

ОМБК - окраинное море Большого Кавказа; 1 - южный шельф, 2 - осевая, глубокая часть моря, 3 - спилит-кератофировые вулканиты, 4 - толеит-базальтовые вулканиты, 5 - северный шельф, 6 - суша: ЗМ - Закавказский массив, ГХ - зона Главного Кавказского хребта; ЕК - южный край Евразийского континента.

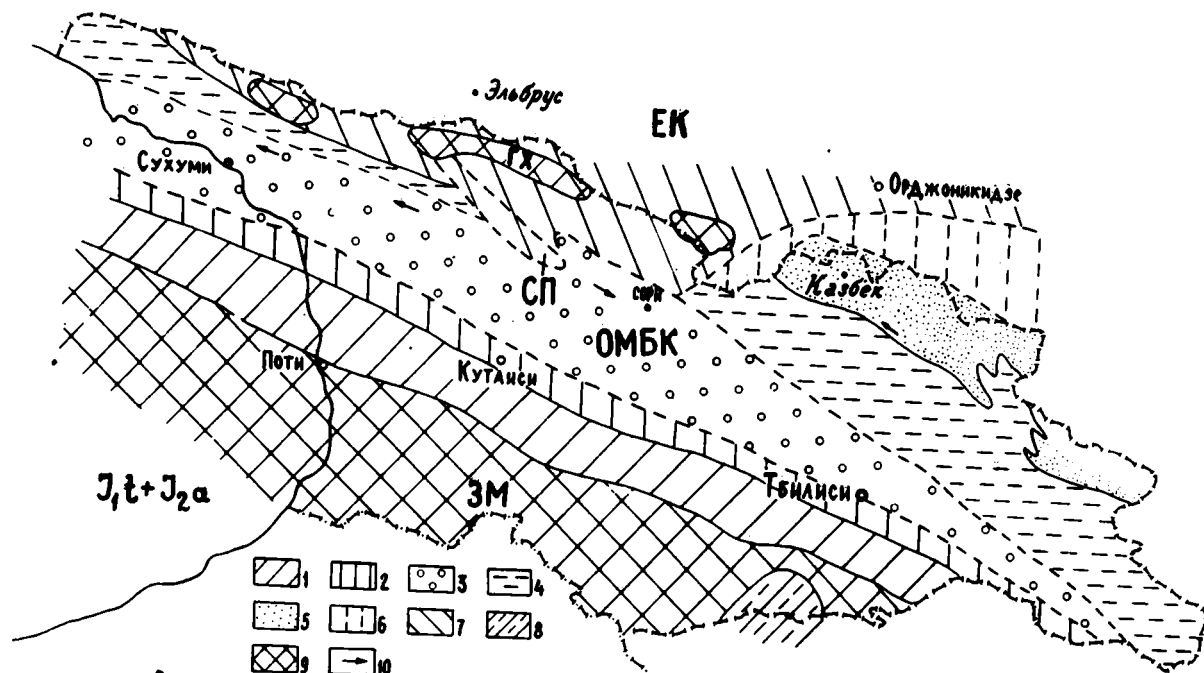


Рис. II. Фации и палеогеография Грузии в тоаре-аалене.

ОМБК - окраинное море Большого Кавказа: 1 - южный шельф, 2 - южный склон, 3 - южное подножье, 4 - осевая часть моря, 5 - северное подножье, 6 - северный склон, 7 - северный шельф, 8 - шельф Малокавказского моря, 9 - суша: ЗМ - Закавказский массив, ГХ - зона Главного Кавказского хребта, СП - Сванетское подводное поднятие, ЕК - южный край Евразийского континента, IO - направление палеотечений.

эта регрессия выражена в литофациях позднего аалена Дзирульского и Докского массивов.

После слабовыраженной регрессии в позднем аалене начинается углубление окраинного моря Большого Кавказа, усиливающееся в раннем байосе: в опускание вовлекаются кордильеры, образовавшиеся к концу ранней юры, и часть Грузинской глыбы. Большую часть указанного окраинного моря охватывает интенсивный вулканизм и формируются мощная (около 3000 м) порфиритовая свита - аргиллитово-тефроиодно-туфовый геокomплекс, перекрывающий нижнеюрские отложения (рис. 12). В северной части отмеченного моря продолжают образовываться песчано-глинистые осадки флишевого характера с переходной узкой полосой к вулканогенно-осадочным образованиям.

В процессе накопления байосской вулканогенной толщи местами, на обширной площади седиментационного бассейна создавались условия для возникновения суспензионных и зерновых потоков, нагруженных вулканогенным обломочным материалом и образующих тефротурбидитовые отложения. Параллельно, как было сказано выше, в северной части бассейна продолжалось образование граувакково-алевролитово-аргиллитового (терригенного) флиша (Бурсачирская свита доггера, Рен-гартен, 1937). Суспензионные потоки, вероятно, образовались синхронно, на различных, чаще противоположных частях бассейна.

В позднем байосе вулканизм почти прекращается, погружение сменяется восходящими движениями, появляются участки денудированной суши и местами создаются условия для образования угленосных отложений.

В батском веке регрессия усилилась, море отступило от значительной части Грузинской глыбы и южной части Окраинного моря Большого Кавказа в северо-восточном и северо-западном направлении с образованием Восточнокавказского и Западнокавказского мелководных бассейнов. В результате этой регрессии на северной периферии Грузинской глыбы образовались опресненные бассейны лагунного характера, в которых накапливался лимническо-флювиальный (в ущелье р. Бзыб паралическо-лимническо-флювиальный) геокomплекс (рис. 13). Эта регрессия была вызвана предкелловейской орофазой (Джанелидзе, 1940), являющейся одной из основных формирований геологического строения Грузии (Кахадзе, 1947), обусловившей значительные палеогеографические перестройки в Грузии и на всем Кавказе, а также известную консолидацию подзоны порфиритовой юры Гагрско-Джавской зоны (Кахадзе, 1947; Гамкрелидзе, 1957). С этой орофазой связаны внедрения крупных гранитоидных интрузий (Кардывачская, Санчарская, Бзыбская, Келасурская, Горабская, Ушба-Эцерская, Кирарская, Дизская, Абкирская, Ципская, Хевисджварская, Поладаурская и др.).

Таким образом, интенсивные нисходящие движения, начавшиеся в синемюре с погружением почти всей территории Грузии (всего Кавказа) с накоплением терригенных и вулканогенных толщ огромной мощи -

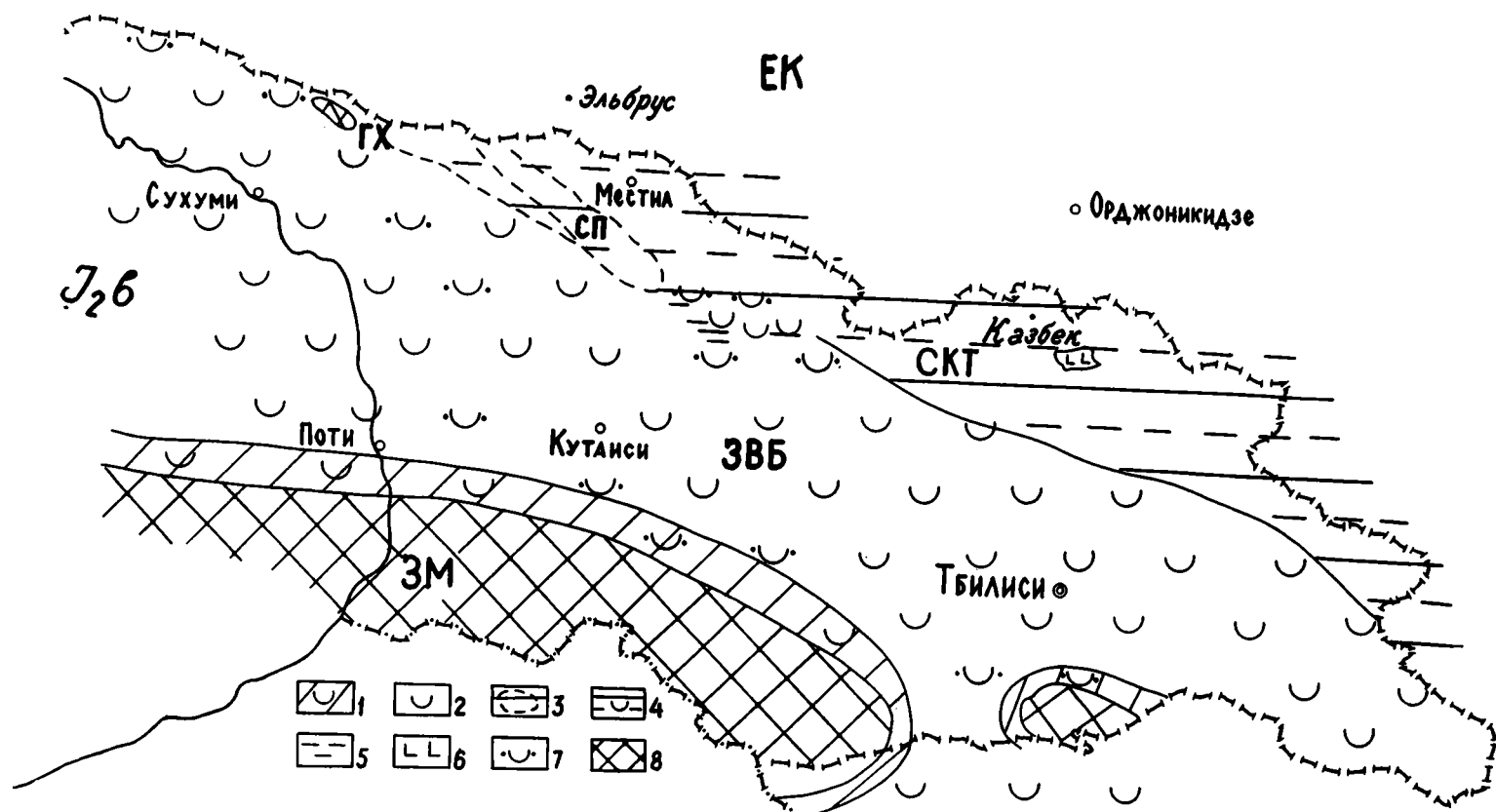


Рис.12. Фации и палеогеография Грузии в байосе.

ЗВБ - Закавказский вулканогенный бассейн (Гагрско-Дивский трог): 1 - южный шельф, 2 - осевая часть бассейна, 3 - Сванетское подводное поднятие, 4 - переходная зона; СК - Сванетско-Кавказский трог: 5 - песчано-пелитовые осадки, 6 - проявление базальтового вулканизма, 7 - тейфроида, 8 - суша; ЗМ - Закавказский массив, ГХ - зона Главного Кавказского хребта, ЕК - южный край Евразийского континента.

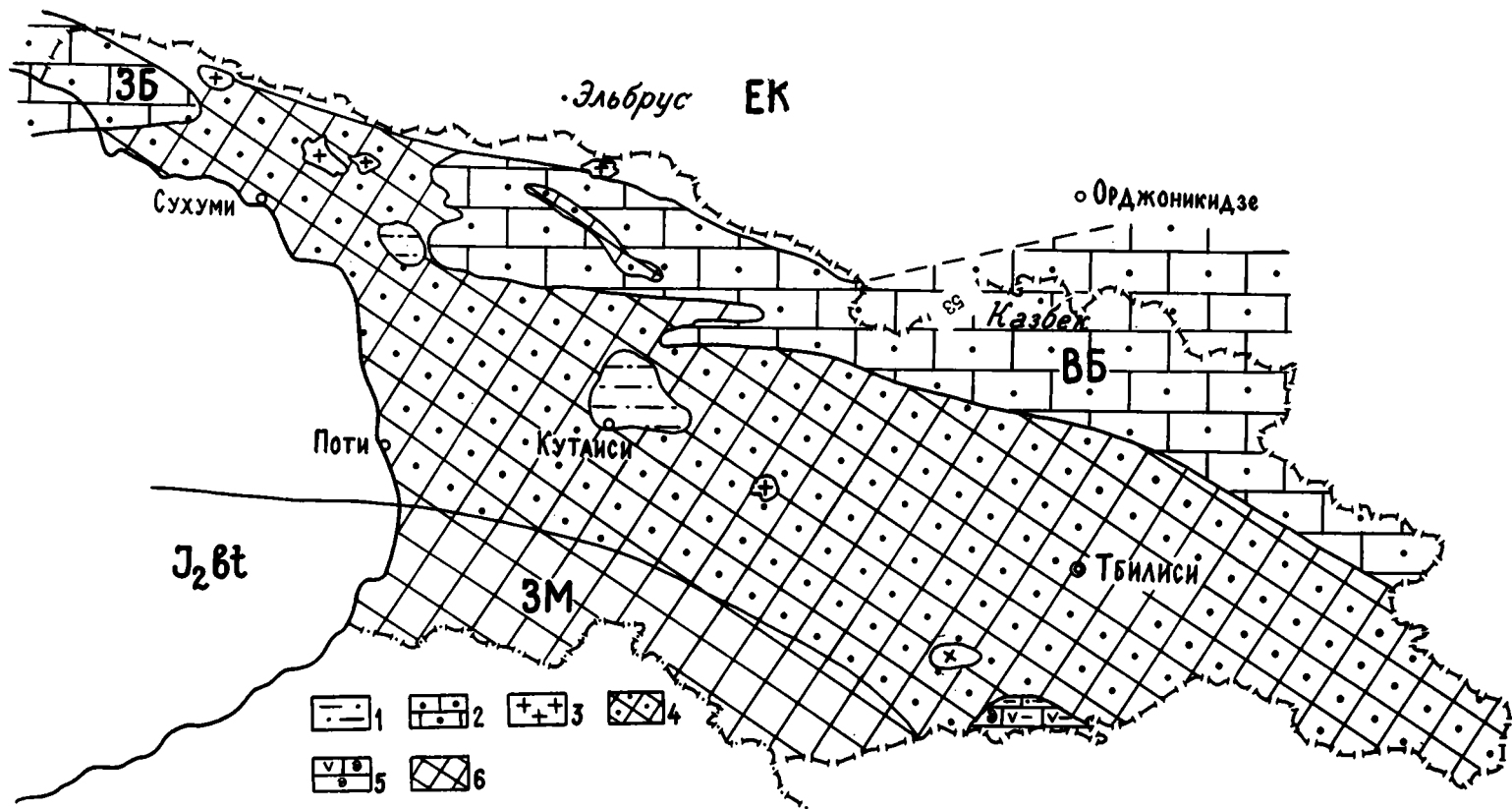


Рис.13. Фации и палеогеография Грузии в бате:

1 - лагуна, 2 - регрессивное мелкое море: ЗБ - западная часть, ВБ - восточная часть; 3 - батские гранитоидные интрузии, 4 - зона батской консолидации (суша), 5 - Малокавказское мелкое море; 6 - суша: ЗМ - Закавказский массив, ЕК - южный край Евразийского континента.

ности (более 7000 м), сменились восходящими движениями, вызвавшими обширную регрессию к концу батского века.

Батское Восточнокавказское регрессивное море в раннем келловее превращается в бассейн торгового типа (Восточный флишевый бассейн, Кахадзе, 1947) с накоплением флиша. Такого же характера бассейн образовался одновременно на северо-западном Кавказе (Западный флишевый бассейн, Кахадзе, 1947). К югу от этих бассейнов находились Абхазский и Рачинский заливы, отделенные от флишевых бассейнов полосой кордильер и местами связанные с ними фациями переходного типа.

В раннем келловее началось погружение, продолжающееся и в оксфорде (рис.14). Море затопило кордильеры и вторглось в указанные выше заливы, здесь оно было мелководным, архипелагового типа; в нем образовались карбонатные, песчано-глинистые и рифовые осадки. В позднем оксфорде устанавливается регрессия, связанная с андийской орофазой, образуются кораллогенные барьерные рифы с миниатюрами в полосе кордильер в течение позднего оксфорда-кимериджа и местами раннего титона, с одновременным накоплением пестроцветного континентально-лагунного геокомплекса (рис.15) в ингрессированных лагунах.

В позднем титоне начинается погружение, трансгрессия охватывает лишь незначительную часть территории за пределами келловей-оксфордского бассейна. Она продолжается в раннем мелу, занимает более 60 % территории Грузии, с образованием мелководно-морских (эпиконтинентальных) отложений на Грузинской глыбе и флишевых к северу, в Восточнокавказском (Местийско-Тианетском), в Западнокавказском (Новороссийском) трогах.

Как уже говорилось, после батской регрессии реликтовые морские бассейны превратились в узкие, но довольно "организованные" трогии с седиментацией флишевого характера, в которых уже в келловее накопился пелитовый материал с прослоями карбонатно-пелитового и известнякового осадка (150 м), в оксфорд-кимеридже - карбонатные глины, известняки и (меньше) некарбонатные глины (около 1000 м), в титоне же преобладают карбонатные осадки (около 600 м), а в валанжин-нижнем готериве - карбонатные флишевые образования (около 400 м). Эти бассейны успели сформировать свой облик, свои морфологические черты - шельф, склон, батальную часть уже в келловее и, вместе с тем, они стали карбонатогенными. Если в келловее все еще поступает большое количество терригенного алевропелитового материала, а выделение (осаждение или привнос) карбоната эпизодическое, то позже уже начинает преобладать гидрогенная часть осадка, что является результатом аридизации климата, погружения под уровень моря источников терригенного материала и низинного характера суши, прилегающей к бассейнам, а также своеобразного песчано-глинистого состава размываемой суши.

В позднемеловом флишевом бассейне механизм образования осадка

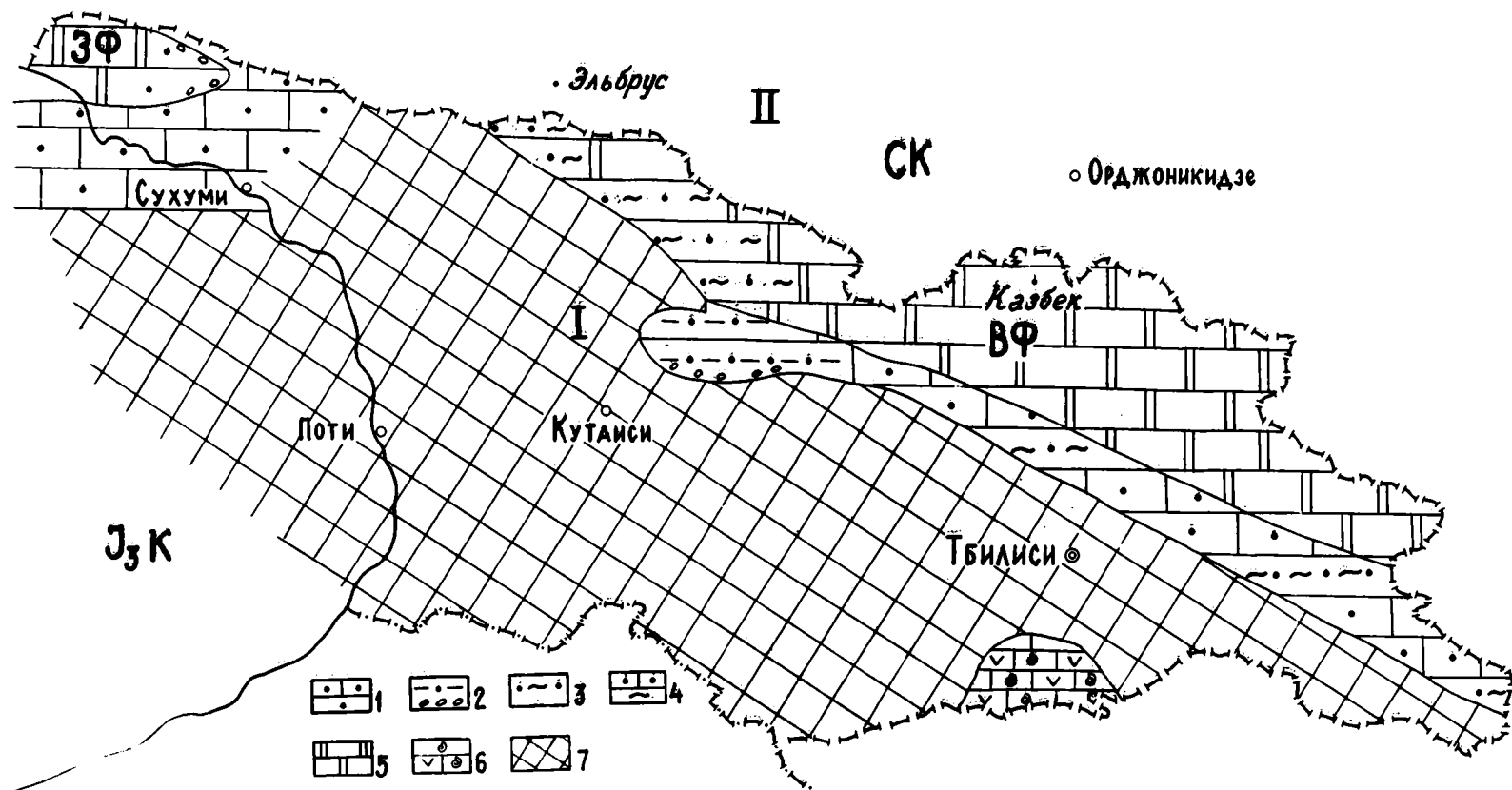


Рис.14. Фации и палеогеография Грузии в меловое.

ЗФ - Западный (Новороссийский) флишевый трог, ВФ - Восточный (Местийско-Тянетский) флишевый трог; I - зона мелководных известковых осадков, 2 - зона галечно-песчаных осадков, 3 - зона песчано-глинистых осадков, 4 - зона песчано-глинисто-известковых осадков, 5 - осевая зона относительно глубоководных кластическо-известково-мергельно-известковых осадков; СК - Северокавказская зона мелководных известково-глинистых осадков; 6 - Малокавказское мелкое море; 7 - суша: I - Закавказский массив, П - южный край Евразийского континента

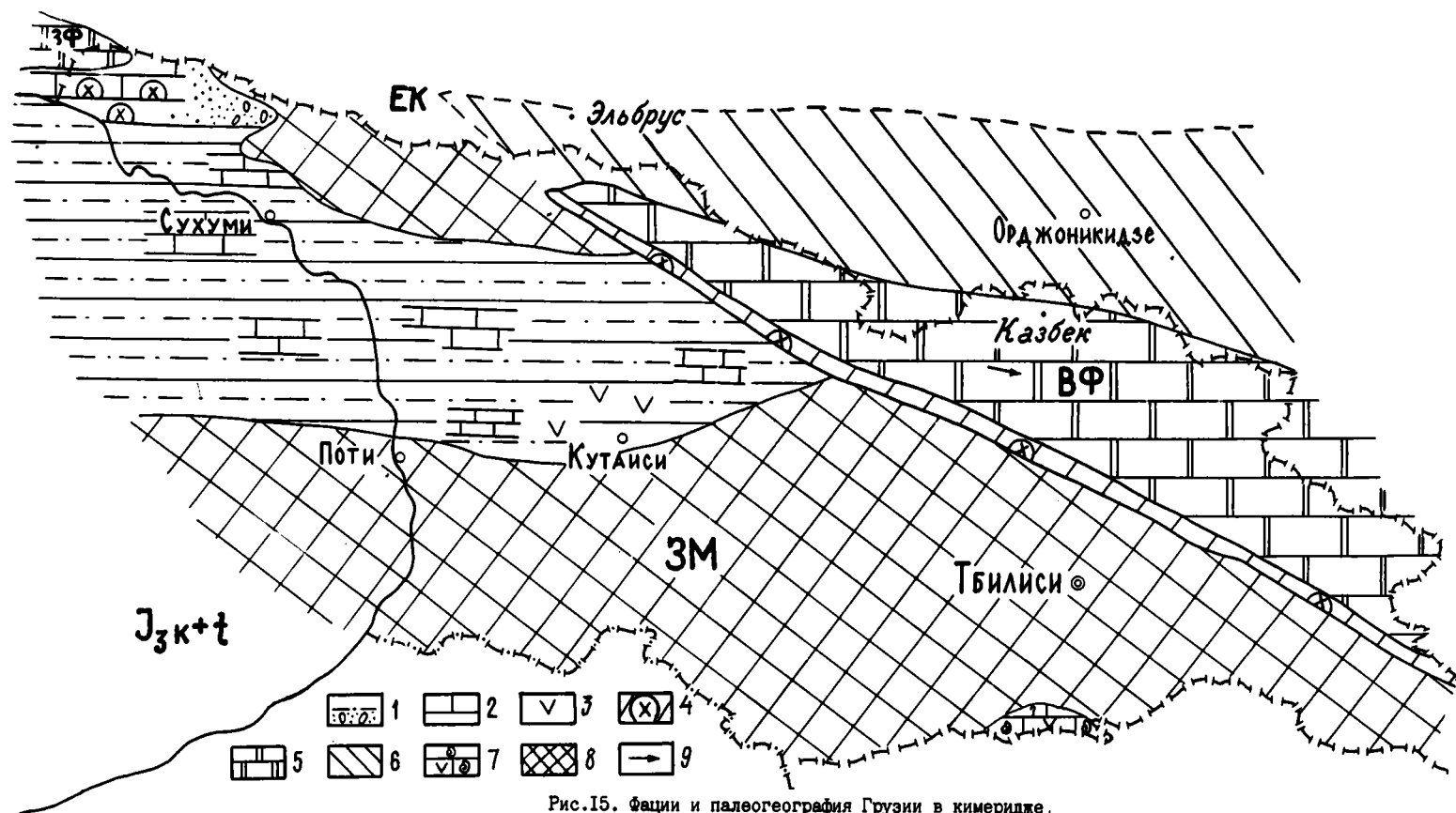


Рис.15. Фации и палеогеография Грузии в киммеридже.

1-3 - лагунная обстановка: 1 - пестроцветные галечно-песчано-алеврито-пелитовые осадки, 2 - известково-доломитовые осадки, 3 - гипсоносные осадки с продуктами базальтового вулканизма; ЗФ - Новороссийский трог, ВФ - Местийско-Тианетский трог; 4 - южный шельф с кораллогенными известковыми осадками (барьерные рифы), 5 - осевая зона с флишевыми кlastическо-известняково-мергельно-известняковыми осадками, 6 - северный шельф, 7 - Малокавказское море; 8 - суша: ЗМ - Закавказский массив, ЕК - южный край Евразийского континента, 9 - направление палеотечений.

был таким же, как и в тоар-нижнеааленском или среднеюрском бассейне ("бурсачирская свита"). Происходила осадка бассейнового пелита, обычно карбонатного и эпизодическое поступление обломочного, но не терригенного, а в основном интракластического материала, образовавшегося за счет разрушения карбонатных пород на шельфе того же бассейна. Это принципиальная разница между указанными седиментационными бассейнами.

В синеморе континентального типа кора зоны Южного склона в результате растяжения или по другим причинам претерпела деструкцию и опустилась под уровень моря. Амплитуда вертикального опускания дна бассейна в течение синемюр-байосского времени составила минимум 10.000 м. В то же самое время нам не известна амплитуда горизонтального перемещения при растяжении земной коры и расширении бассейна (что, вероятно, имело место). В начале опускания проявился спилит-кератофировый вулканизм, а затем, по мере усиления погружения - недифференцированный толеитовый вулканизм. Далее плинсбах-тоарское море со стабильным, почти повсеместным пелитонакоплением, преобразовалось в бассейн, в котором суспензионные и зерновые потоки определили особенности осадкообразования. В байосе ось бассейна переместилась к югу (Кахадзе, 1947), образовалась "вулканогенная геосинклиналь" (Дзоценидзе, 1966) и накопилась мощная толща вулканогенных пород островодужного типа.

Юрские палеогеодинамические обстановки Болгарии

В начале юрского периода Балканский микроконтинент продолжал оставаться монолитным. Он располагался между Вардарским малым океаническим бассейном на юге, Налбантским трогом или Добруджским орогеном (киммериды), Сиретским малым океаническим бассейном и Евразийской плитой на севере. На востоке он продолжался в Черное море до западного края области с субокеанической корой.

В конце триаса (рэтский век) и в начале юрского периода (геттангский - частично синемюрский век) на 19 изолированных площадях происходила континентальная седиментация в алювиально-болотно-озерной обстановке - образовался лимнический глинисто-песчаниковый геокомплекс (рис.16).

С геттангского до ааленского века в центральной части Балканского микроконтинента в результате трансгрессии тетисских вод с востока на запад образовалось проливообразное эпиконтинентальное внутреннее море. Южная часть микроконтинента представляла собой Македоно-Родопскую сушу. К северу от внутреннего моря располагалась Нижнедунайская (Мизийская) суша (рис.17). Бассейн был широтным, мелководным, с терригенной до мергельно-известковой (в основ-

3. Юрские геокомплексы

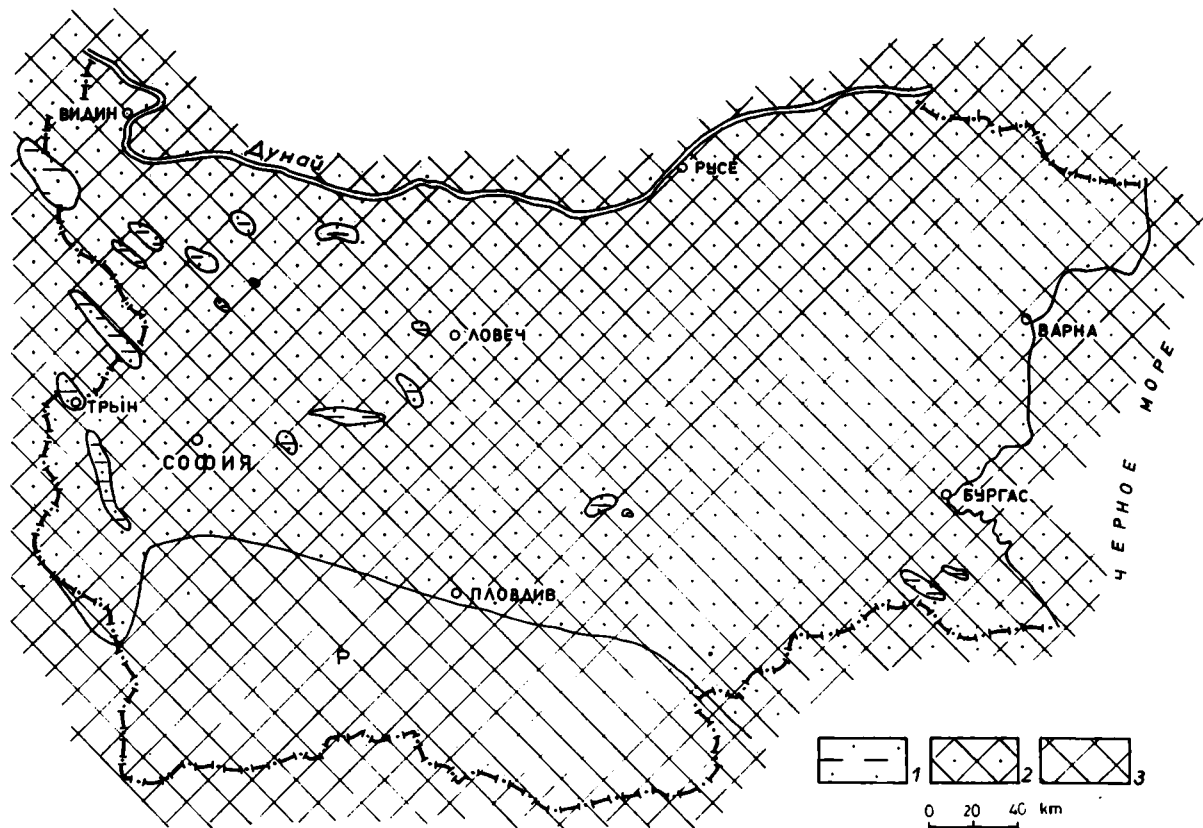


Рис.16. Фации и палеогеография Болгарии в геттанге
 Балканский микроконтинент: 1 - лимнический аллювиально-болотно-озерный геоконплекс, 2 - суша, сложенная осадочными породами, 3 - суша, сложенная гранитоидами и метаморфитами (Р - Родопская).

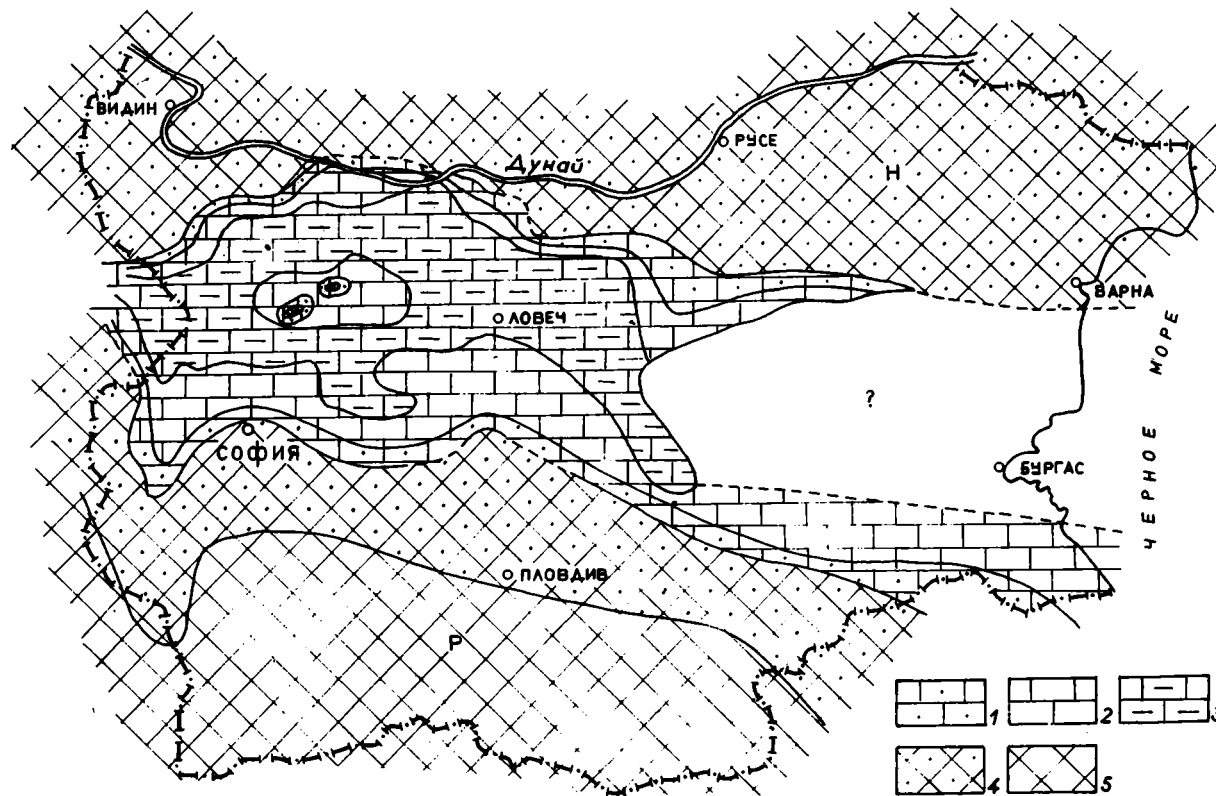


Рис. I7. Фации и палеогеография Болгарии в синеморе.
Эпиконтинентальное внутреннее море: 1 - литоральная зона, 2 - мелководная неритовая зона, 3 - глубокая неритовая зона, 4 - суша, сложенная осадочными породами (Н - Нижнедунайская), 5 - суша, сложенная гранитоидными и метаморфическими породами (Р - Родопская).

ном биогенной) седиментацией; сформировался мергельно-известняковый геокomплекс.

Отчасти в ааленском веке и в раннебайосском подвеке (рис.18) в котловиноподобном умеренно-глубоком море осуществлялась алевроито-глинистая (пелитовая) седиментация и в стабильную стадию формировался аргиллит-алевроитовый геокomплекс.

В конце раннего и в начале позднего байоса произошла частичная регрессия. Бассейн обмелел и в позднем байосе седиментация продолжалась только локально - в Михайловградском, Тетевенском и Ловечском районах. На фоне общей регрессии, позднее, в батском веке море передвинулось и значительно расширилось, охватив новые площади и покрыв впервые Нижнедунайскую сушу (рис.19). Произошла "экстензионная регрессия" (Начев, 1973, 1976в, 1979). При регрессивном обмелении моря в конце батского века последовала региональная регрессия. Седиментационные процессы в регрессивном мелком, шельфовом внутреннем море привели к образованию песчаниково-известнякового геокomплекса.

Упомянутые юрские осадочные геокomплексы вертикально следуют один над другим, хотя локально и частично между ними имеются переходы и сочленения. Они являются результатом одного полного геттанг-батского цикла седиментации. В последнем разграничены четыре последовательных момента: базальный с континентальной лимнической седиментацией - трансгрессивный с морской мелководной терригенно-биогенной седиментацией - стабильный с умеренно-глубоководной алевроито-пелитовой седиментацией - регрессивный с мелководной морской терригенно-биогенной седиментацией. На основе состава и генетических признаков в геттанг-батском цикле установлены четыре геодинамические обстановки, которые со временем сменяли друг друга, очерчивая соответствующие стадии развития: лимническая алевритно-болотно-озерная обстановка → трансгрессивное эпиконтинентальное мелкое внутреннее море → стабильное котловиноподобное умеренно-глубокое внутреннее море → регрессивное эпиконтинентальное мелкое внутреннее море. Лимническая седиментация предшествовала морской трансгрессии. Морская седиментация была главным процессом в геттанг-батском цикле. Она осуществлялась в литоральной и неритовой фациальной обстановке, в проливнообразных внутренних бассейнах. Частичное наложение фаций происходило локально в геттангском и синемюрском веках.

С начала келловейского века эволюция Балканского микроконтинента была существенно различна. Морские воды трансгрессировали в Болгарию с северо-запада, ознаменовав нижне- и среднекелловейскую трансгрессию. В трансгрессивно-стабильную стадию существовало эпиконтинентальное внутреннее море, затопившее северную часть Болгарии. С юга море ограничивалось Македоно-Родопской низкой сушей,

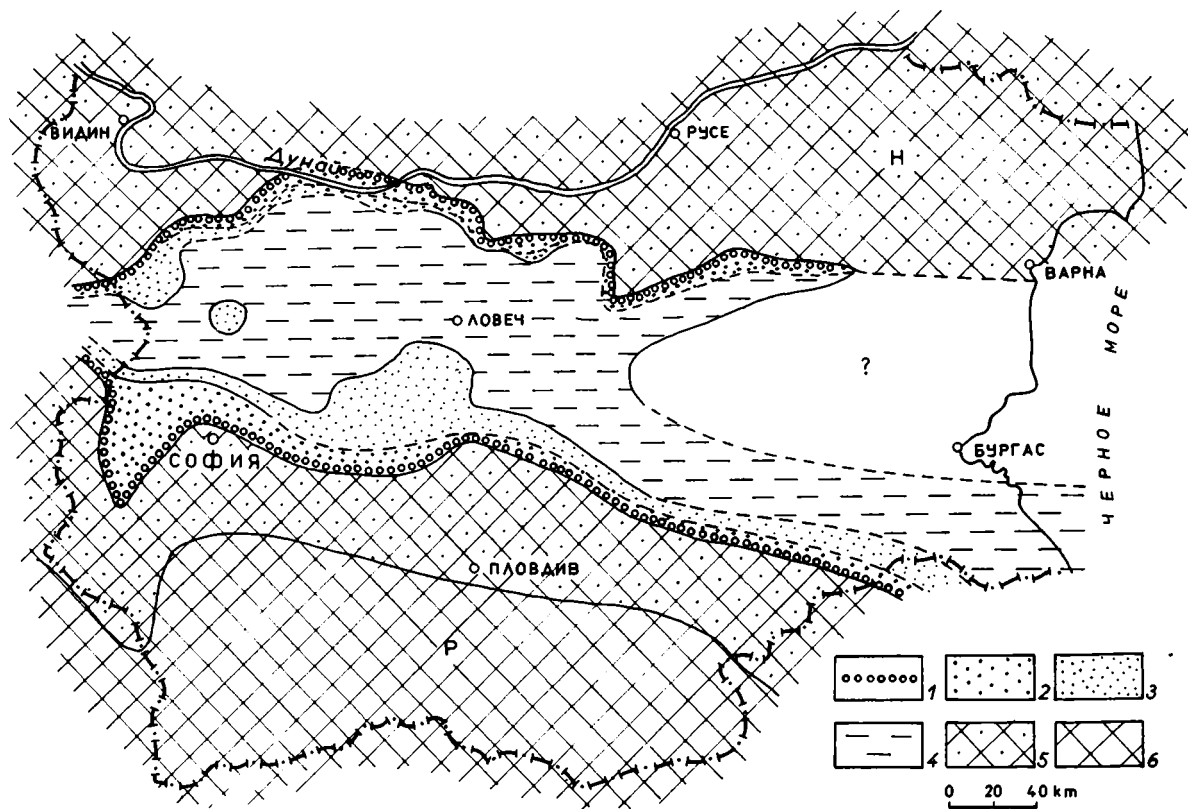


Рис.18. Фации и палеогеография Болгарии в эоцене-раннее байосе.

Эпиконтинентальное котловиноподобное внутреннее море: 1 - литоральная зона, 2 - прибрежные мелководные неритовые зоны, 3 - отдаленные мелководные неритовые зоны, 4 - глубокие неритовые зоны и впадины, 5 - суша, сложенная осадочными породами (Н - Ниснедунайская), 6 - суша, сложенная гранитоидными и метаморфическими породами (Р - Родопская).

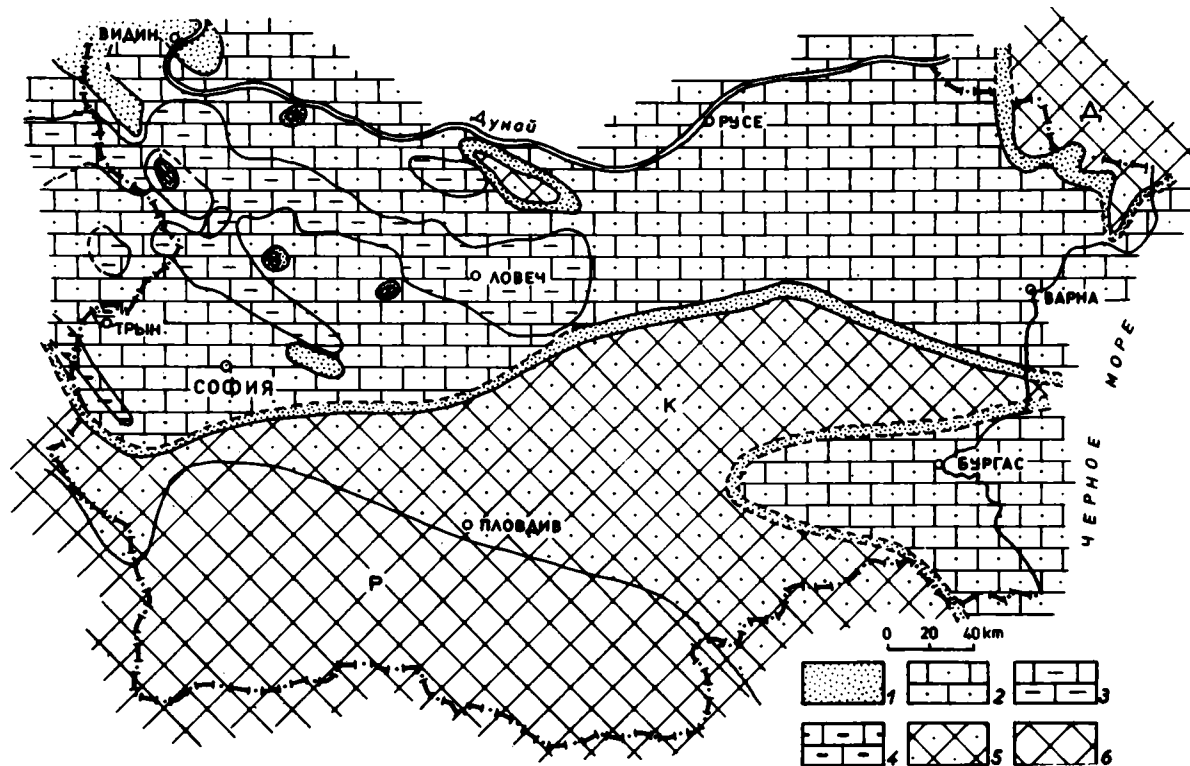


Рис.19. Фации и палеогеография Болгарии в верхнем байосе-бате.

Эпиконтинентальное мелкое внутреннее море: 1 - литоральные зоны, 2 - мелководные неритовые зоны, 3 - глубокие неритовые зоны, 4 - депрессии с некомпенсированным осадко-накоплением, 5 - суша, сложенная осадочными породами (Д - Добруджская, К - Казанлыкская), 6 - суша, сложенная гранитоидными и метаморфическими породами (Р - Родопская).

которая почти не поставляла терригенного материала.

С келловей до кимериджа (рис.20) вода в бассейне была нормально соленой и чистой. Господствовала хемогенная карбонатная седиментация с литоральным и неритовым характером. Локально (на юге) образовались биогенные и рифоидные постройки. Некомпенсированная седиментация в депрессии привела к отложению "аммонитико роса", известковых, мергельных, глинистых и кремнистых (радиоляриевых) осадков, часто мощностью до 10 м (Начев, 1963, 1976в, 1979). В совокупности эти породы слагают келловей-кимериджскую часть известнякового геоконплекса.

В конце кимериджского и в начале титонского века произошли коренные палеогеографические изменения. При растяжении монолитный Балканский микроконтинент раскололся на три палеоблока. Родопский палеоблок (дуга) включал Кюстендильскую и Трынскую позднекимериджные (дотитонские) структуры (рис.21) и представлял собой высокую сушу, служившую активным источником терригенного материала. В палеомизийском блоке сохранился внутренний бассейн с хемогенной известняковой седиментацией, с депрессиями с глинисто-известняковой седиментацией и с локальными отмелями с биогенными осадками (в конце позднего титона). После титонского века отдельные площади (Тетевенский и Драгомский районы) были подняты и осушены, а позднее охвачены берриасской, валанжинской и готеривской трансгрессией. Ниш-Троянский задуговой трог явился новой наложенной структурой на микроконтиненте. Вероятно, его образование связано с поднятием аномальной мантии под корой Балканского микроконтинента (Артюшков, 1979). Охлаждение аномальной мантии и ее взаимодействие с корой обусловили фазовые превращения, уплотнение базальтового слоя, прогрессивное интенсивное погружение и образование Ниш-Троянского трога. Переход между кимериджскими известняками (префлиш) и титонским флишем указывает на тенденцию значительно прогрессивного погружения и углубления трогового бассейна (Начев, 1973, 1976б, в: 1980; Начев, Янев, 1980; Hsu et al., 1977). Такой механизм формирования задуговых трогов в охвате эпиконтинентальных внутренних морей, вероятно, играл важную роль в альпийской эволюции микроконтинентов и Тетиса.

Переход между титонской частью известнякового геоконплекса и флишем указывает на сочленение трога с северным внутренним морем. Ниш-Троянский трог образовался вследствие растяжения, прогрессивного углубления дна и сокращения площади моря с юга. Трог имел эпиконтинентальный характер и представлял собой субширотный котловинный (глубина до 4 км) бассейн, симметричный в западной части и асимметричный в восточной. Батимальная обстановка была главной, при этом важную роль играли троговый склон, троговое подножье и придонная часть. Здесь откладывались бескарбонатные пе -

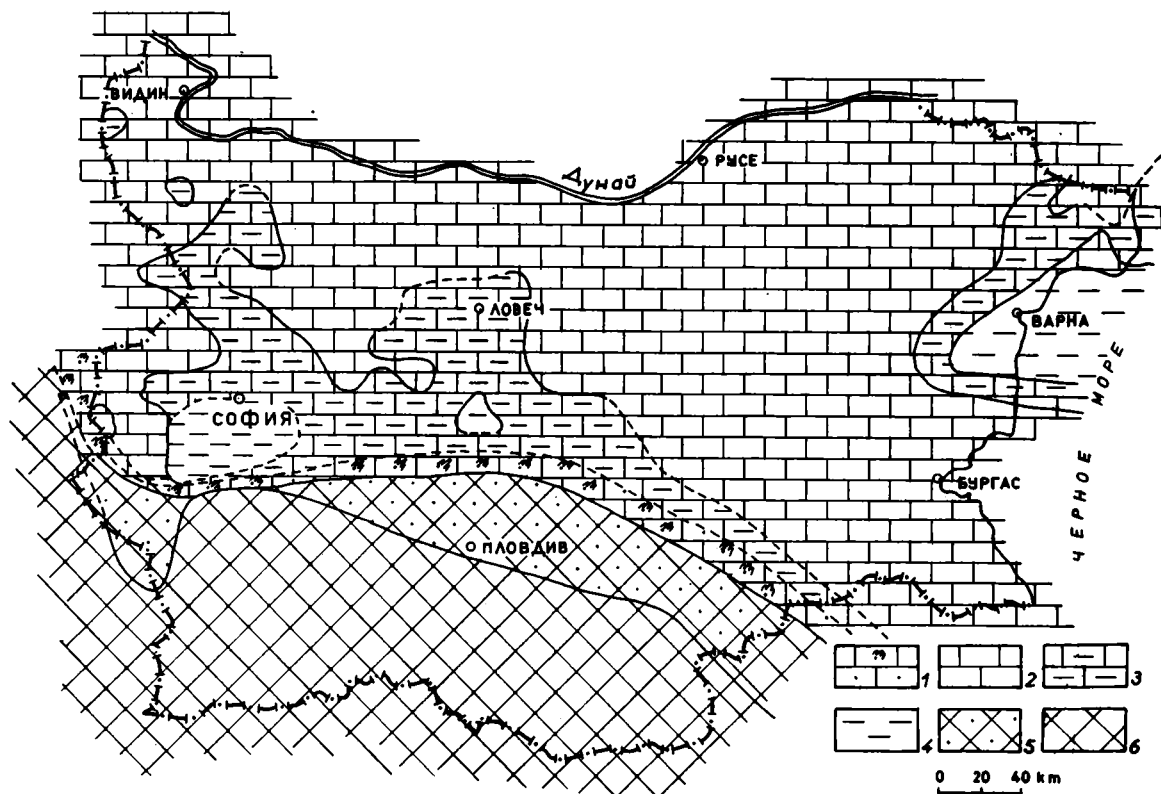


Рис.20. Фаши и палеогеография Болгарии в келловее-оксфорде-кимеридже.

1 - эпиконтинентальные неритовые зоны с береговыми рифами, 2 - отдаленные мелководные неритовые зоны, 3 - глубокие неритовые зоны, 4 - впадины с некомпенсированными известково-кремнисто-глинистого осадконакопления, 5 - суша, сложенная осадочными породами, 6 - суша, сложенная гранитоидными и метаморфическими породами (Р - Родопская).

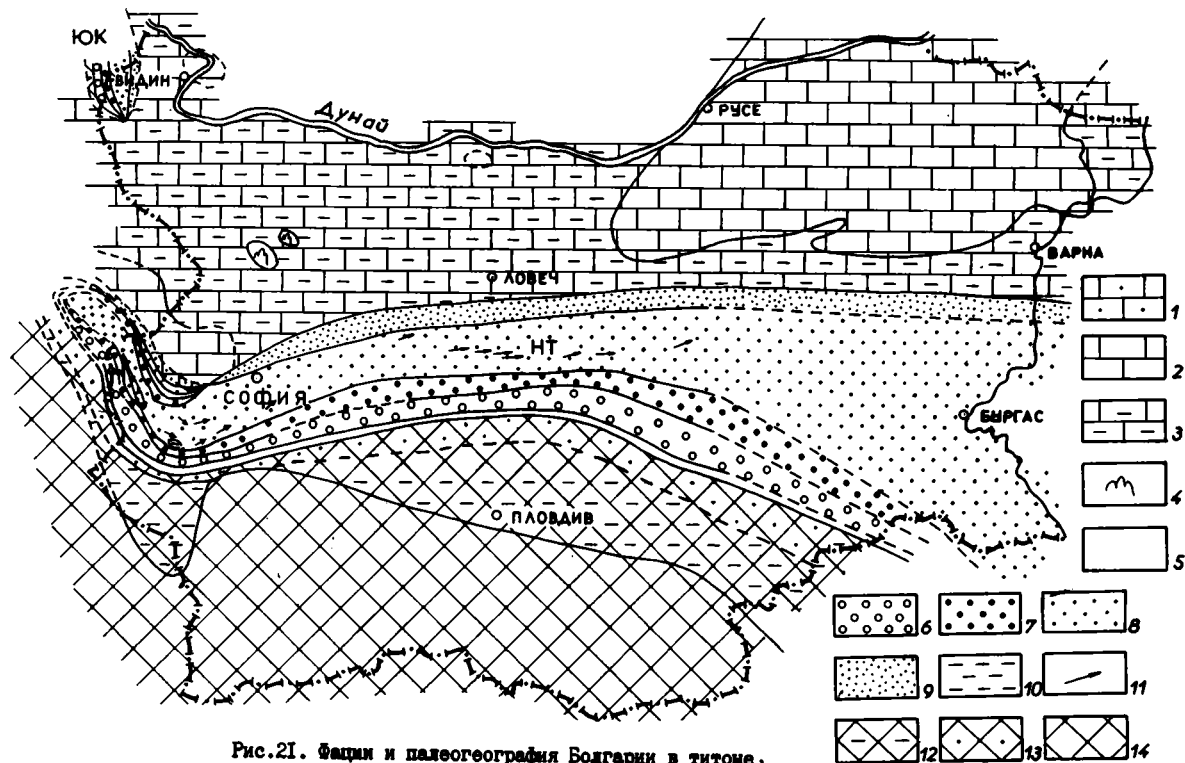


Рис.21. Фации и палеогеография Болгарии в юрском.

Эпиконтинентальное внутреннее море: I - литоральные зоны, 2 - мелководные неритовые зоны, 3 - рифидные постройки, 4 - глубокие неритовые зоны; задутые трого (НТ - Ним-Троянский, КК - Киконкарпатский): 5 - шельфовые зоны, 6 - склоны трога (грубый флиш), 7 - подножия трога (песчаный флиш), 8 - дно трога (настоящий флиш), 9 - переходные зоны (субфлиш), 10 - поднятия дна трога (аргиллитовый флиш), 11 - направление палеотечений, 12 - суша, сложенная более древними осадочными породами, 13 - суша, сложенная юрскими осадочными породами (киммериды: К - Кистендильские, Т - Транские), 14 - суша, сложенная гранитоидными и метаморфическими породами (Р - Родопская).

литовые (глинистые) осадки, которые в зоне сочленения с внутренним морем сменялись мергельными осадками. Пелитовая седиментация многократно прерывалась мгновенным отложением контуритов (придонные течения), турбидитов (суспензионные потоки), флюксотурбидитов (плотные зернистые потоки) и олистостром (подводные оползни). Вероятно, кластический материал был мобилизован с шельфа и транспортирован по троговому склону. Этот механизм привел к накоплению отложений префлиша, грубого, песчаного, настоящего и глинистого флиша мощностью до 3 км. В переходной зоне отложился субфлиш. Погружение трогового дна компенсировалось изостатическим поднятием Македоно-Родопской дуги, включая и Кюстендильскую и Трынскую дуги - тонские палеоструктуры (киммериды). Они были активными источниками кластического компонента для флишеобразования. Конседиментационное сжатие в конце титонского и начале берриасского века вызвало смятие флиша в складки и поднятие и осушение позднекиммеридной флишевой зоны (Начев, 1973, 1976в, 1980; Начев, Янев, 1980).

Следовательно, известняковый геокомплекс образовался во внутреннем эпиконтинентальном море, а флишевый граувакко-алевролитово-аргилитовый геокомплекс - в Ниш-Троянском задуговом трого. На юге оба геокомплекса следуют вертикально один за другим, а на севере, в титонской части разреза они латерально переходят друг в друга. Граница между ними проявляет тенденцию к миграции на север. Несомненно, часть эпиконтинентального внутреннего моря трансформировалась в глубокий задуговой трог.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Все реконструкции палеогеодинамических обстановок Грузии и Болгарии базируются на изучении осадочных геокомплексов. В этом отношении большое значение придается тем из них, которые являются индикаторами геодинамических обстановок (Зоненшайн и др., 1976; Зоненшайн и Савостин, 1979; Артюшков, 1973; Начев, Янев, 1980).

Каждый юрский осадочный геокомплекс Болгарии и Грузии сформирован в одной конкретной палеогеодинамической обстановке. Вертикальная последовательность геокомплексов в обоих регионах обусловлена сменой или трансформацией палеогеодинамических обстановок во времени. Формирование же синхронных геокомплексов причинно связано с латеральным существованием двух-трех одновременных юрских палеогеодинамических обстановок.

Все 17 юрских осадочных геокомплексов Болгарии и Грузии сформировались в 17 конкретных или II типовых палеогеодинамических обстановках. На основании уже сделанного морфологического сопоставления геокомплексов можно провести и сопоставление юрских палеогеодинамических обстановок. Это сопоставление позволяет сделать

ряд существенных выводов.

1. Пять юрских палеогеодинамических обстановок являются одно-типными для Болгарии и Грузии. Эти однотипные обстановки распространены по всей территории Болгарии, а в Грузии они локализованы в пределах Грузинской глыбы и, частично, начиная с байосского века, на северном склоне Большого Кавказа. Однотипные палеогеодинамические обстановки:

- (1). Лимническая аллювиально-озерно-болотная.
- (2). Эпиконтинентального шельфового моря.
- (3). Регрессивного мелкого моря.
- (4). Эпиконтинентального внутреннего моря.
- (5). Эпиконтинентального трога (Новороссийский и Местийско-Тинетский - на Кавказе и Ниш-Троянский - в Болгарии).

2. Шесть юрских палеогеодинамических обстановок в Грузии и одна в Болгарии являются индивидуальными или специфическими. Так, в Болгарии котловиноподобное умеренно-глубокое море (аален-байос) следует рассматривать как индивидуальную обстановку. Аналогичная обстановка могла существовать в байосе на южном крае северного шельфа Евразийского континента (Ардон, Дагестан). В Грузии к индивидуальной или специфической относятся следующие юрские палеогеодинамические обстановки:

- (1). Мелководного окраинного моря Большого Кавказа.
- (2). Глубокого окраинного моря Большого Кавказа.
- (3). Гагрско-Джавского трога.
- (4). Сванетско-Кахетинского трога.
- (5). Лимническо-мелководноморская.
- (6). Лагунная.

Эти палеогеодинамические обстановки связаны преимущественно с заложением и развитием окраинного моря Большого Кавказа, его трансформацией в Гагрско-Джавском и Сванетско-Кахетинском трогах; затем, с развитием регрессивного бассейна с полным осушением значительной его части к концу батского века. Лагунная обстановка на периферии эпиконтинентального внутреннего моря в верхней юре тоже индивидуальна. Она не развита в Болгарии.

3. Все юрские палеогеодинамические обстановки в Болгарии были амагматичными. В Грузии же юрский период ознаменовался интенсивным проявлением магматизма. В ранней юре на Грузинской глыбе проявился наземный риолитовый, а в окраинном море Большого Кавказа - подводный, вначале спилит-кератофировый, затем толеит-базальтовый вулканизм.

Для Закавказского вулканогенного (Гагрско-Джавского) трога характерен интенсивный подводный, преимущественно эксплозивный слабодифференцированный андезит-базальтовый вулканизм. Эффузивные породы представлены спилитами, известково-щелочными базальтами. ан-

дезит-базальтами, а также субщелочными и щелочными базальтами и андезит-базальтами, калиевыми кератофирами и др. Лавовые потоки и пиллоу-лавы встречаются часто и ассоциируют с туфами и тефроидными породами. Характерен тефроидный флиш, сложенный тефроидами в ритмичном чередовании с аргиллитами. Вулканизм по типу островодужный; в батском веке внедрение интрузий гранитоидов произошло на фоне общей регрессии на конечном этапе развития окраинного моря Большого Кавказа.

4. В морфологическом отношении (главные типы пород и тип флиша) граувакково-алевроитово-аргиллитовый флиш (титон-берриас) Болгарии аналогичен граувакково-алевроитово-аргиллитовому флишу (тоар-байос) Грузии. Эти два аналогичных флишевых геокмплекса формировались в различных палеогеодинамических обстановках. Наряду с этим, различные по составу флишевые геокмплексы образовались в однотипных палеогеодинамических обстановках - в эпиконтинентальных трогах. Это флишевый граувакко-алевролитово-аргиллитовый геокмплекс, накопившийся в Ниш-Троянском эпиконтинентальном трогe и флишевый кластическоизвестняково-мергельно-известняковый геокмплекс, сформировавшийся в Местийско-Тианетском эпиконтинентальном трогe. Источники кластического материала определили вещественный состав и тип флиша.

Этапы развития юрских бассейнов Грузии

В ряде работ, опубликованных в последнее десятилетие, геологическое развитие Кавказа рассматривается в свете концепции литосферных плит. Ниже приводятся некоторые данные, имеющие отношение непосредственно к юрским отложениям Грузии.

В.И.Смирнов (1974), обсуждая вопрос о магматическом рудообразовании, связанном с зонами Беньофа, отмечает, что на Кавказе в ходе геологической истории, с севера на юг возникали, развивались и отмирали пояса вулканических пород и связанные с ними рудные месторождения, допуская при этом падение зоны Беньофа вначале под край Русской плиты, а затем под края прилегающих к ней консолидированных структур эпигерцинской и эпипальпейской платформенных областей.

В.Е.Хаин (1975) предполагает, что в результате позднепалеозойских геологических процессов в пределах Кавказа и к югу от него образовалась континентальная кора, вновь соединившая Восточно-Европейский и Афро-Аравийский кратоны. По его мнению, в течение юрского периода на Кавказе действовали две пары зон Беньофа "по обе стороны двух основных геосинклинальных трогов - Сванетско-Дагестанского (с лейаса) и Свано-Акеринского (с байоса)". Предполагается образование первой из этих зон еще в позднем палеозое с возобновлением

активности в байосе. Следует отметить, что на Кавказе вулканы, связанные с зоной засасывания коры в тоар и кимеридже, отмечены Д.Дьюи с соавторами (Dewey et al., 1973).

В юре-раннем неокоме, по мнению Ш.А.Адамия и соавторов (Адамия, 1975; Адамия и др., 1977), часть Кавказа, расположенная к северу от Анатолийско-Малокавказского офиолитового пояса, являлась активной континентальной окраиной западнотихоокеанского типа с глубоко-водным желобом и зоной субдукции, наклоненной на север, обусловившей образование андезитового вулканизма на островной дуге и подъём мантийного диапира в окраинном море Большого Кавказа.

И.П.Гамкрелидзе (1976) считает, что на Кавказе в конце герцинского цикла возникла сплошная континентальная кора, в пределах которой располагались субширотные зоны устойчивых прогибаний и разделяющие их зоны поднятий; в палеозое в Средиземноморском поясе не существовал единый океан Тетис и не отмечалось непрерывное сближение Афро-Аравийской и Евразийской литосферных плит в киммерийско-альпийском этапе; в раннеальпийскую деструктивную фазу образовалась система рифтовых зон на границе Центрально-Анатолийско-Иранского и Закавказского блоков; возрождаются геосинклинальные условия на Южном склоне Большого Кавказа и в Сомхито-Кафанском юрском трого; зона Бенъофа была заложена в байосе по северному краю Эрджинджан-Севанской офиолитовой зоны.

В геологической эволюции юрских седиментационных бассейнов Грузии можно выделить два главных этапа: I - синемюр-батский (раннеальпийский) и II - келловей-неокомский (среднеальпийский). Эти два этапа состоят из нескольких отличающихся друг от друга неравнозначных стадий.

В синемюр-батском этапе в восходящей последовательности выделяются следующие стадии:

(1). Континентальная или лимническая (начало лейаса). В пределах Грузинской глыбы местами создались лимнические аллювиально-озерно-болотные обстановки и накопились осадки глинисто-конгломератово-песчаникового геокомплекса (рис.22).

(2). Трансгрессивная стадия (синемюр). Это начало и развитие общекавказской трансгрессии с образованием или расширением окраинного моря Большого Кавказа, где накопились осадки глинисто-сланцево-конгломератово-песчаникового геокомплекса. На Грузинской глыбе в мелководноморской обстановке сформировались осадки песчаниково-известнякового геокомплекса (плинсбах-аален).

(3). Стабильная стадия (плинсбах-ранний тоар). Трансгрессия достигает максимума. В окраинном море Большого Кавказа накапливаются пелитовые осадки глинисто-сланцевого геокомплекса. В зонах растяжения дна периодически изливаются толеитовые базальты.

(4). Стадия дифференциальных движений (тоар-аален). Дно окраинного моря Большого Кавказа продолжало погружаться, источники

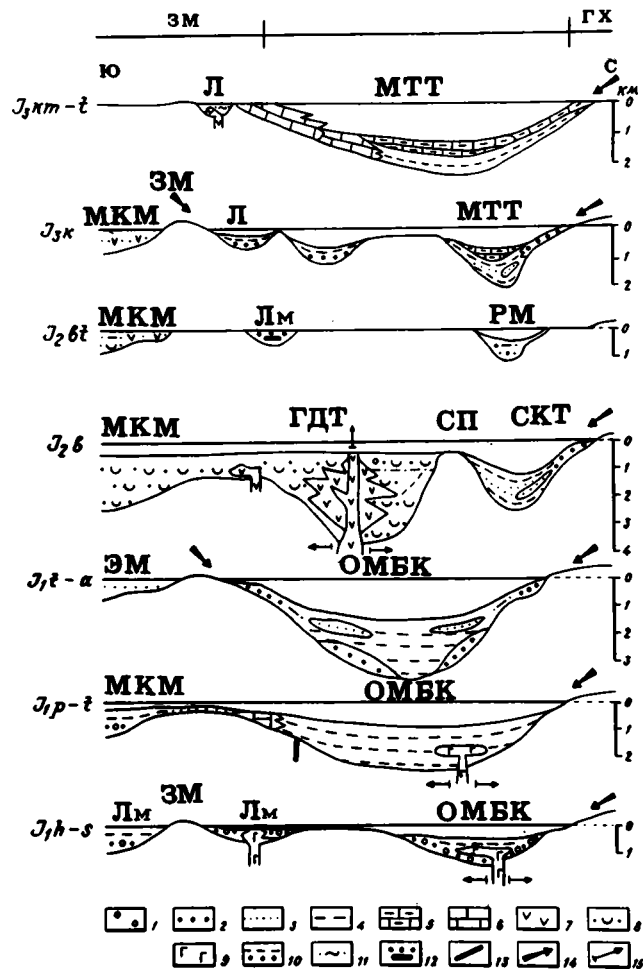


Рис. 22. Схема палеогединамических обстановок в ерском периоде.

ЭМ - Закавказский массив, ГХ - зона Главного Кавказского хребта; палеогединамические обстановки: ОМБК - окраинного моря, ЛМ - лимническая, ЗМ - эпиконтинентально-го внутреннего моря, ГДТ - Гагрско-Джаво-кого трога, СП - Сванетского поднятия, СКТ - Сванетско-Кахетинского трога, МКМ - Малокавказского моря, РМ - регрессивного мелкого моря, Л - лагуна, МТТ - Местийско-Тянетского трога; типы пород: I - конгломераты, 2 - песчаники, 3 - алевролиты, 4 - глины, 5 - мергели, 6 - известняки, доломиты, 7 - андезит-базальты, 8 - туфы, тефроиды (флиш), 9 - опилиты, диабазы, кератофиры, 10 - граувакки, алевролиты, аргиллиты, 11 - гипсоносные отложения, 12 - угленосные отложения; 13 - разломы, 14 - направление сноса обломочного материала, 15 - раздвиг.

обломочного материала активно поднимались, усилилась денудация и увеличился снос обломочного материала. Наложенная седиментация экстракластического материала обусловлена зерновыми потоками (флюк-сотурбидиты) и суспензионными потоками (турбидиты и ламиниты). В результате сочетания фоновой и наложенной седиментации образовались осадки флишевого граувакково-алевролитово-аргиллитового геоконплекса.

(5). Трансформационная стадия (байос). Окраинное море Большого Кавказа трансформировалось в Гагра-Джавский трог, на юге с интенсивным проявлением подводного, частично островодужного андезитобазальтового вулканизма (что обусловило накопление осадков аргиллитово-туфо-тефroidного геоконплекса) и Сванетско-Кахетинский трог (севернее Сванетского поднятия), где в средней юре продолжалось накопление осадков флишевого граувакково-алевролитово-аргиллитового геоконплекса.

(6). Регрессивная стадия (бат). На фоне общей регрессии произошло сжатие земной коры и складчатость ("батская" или "адыгейская" орогения) с внедрением гранитоидных интрузий и накоплением осадков угленосного глинисто-песчаникового геоконплекса в лимнических условиях и песчаниково-глинисто-сланцевого геоконплекса - в остаточных бассейнах.

В келловее-валанжине выделяются две стадии:

(7). Трансгрессивная стадия (келловей-оксфорд). Море покрывает сушу, образованную в регрессивную батскую стадию. В Гагра-Джавской зоне и на Грузинской глыбе формируется мелкое эпиконтинентальное море, где развит доломитово-известняковый геоконплекс. В восточном и западном флишевых бассейнах накопились осадки кластического известняково-мергельного геоконплекса.

(8). Регрессивная стадия (поздний оксфорд?-кимеридж-титон) на Грузинской глыбе и Гагра-Джавской зоне в изолированных лагунах аккумуляровались осадки эвапоритового пестроцветного глинисто-песчанистого геоконплекса. Во флишевых трогах обстановка посуществу не меняется.

Этапы развития юрских бассейнов Болгарии

Эволюция юрских бассейнов Болгарии интерпретирована на основе учения о геосинклиналях (Яранов, 1960; Бончев, 1971; Йовчев и др., 1971; Калинко и др., 1976; Алексиев и др., 1965 а,б; Начев, 1962, 1969, 1973) или неомобилизма (Dewey et al., 1973; Hsu et al., 1977; Начев, 1977 б, в, 1980; Начев, Янев, 1980). Геодинамический анализ основан на актуалистическом методе геологии океанов, палеомагматизме и, главным образом, на геоконплексах - индикаторах геодинамической обстановки (Зоненшайн и др., 1976; Зоненшайн, Савостин,

1979; Артюшков, 1979). При глобальных или региональных геодинамических реконструкциях геокомплексы воспринимаются как результат последовательной смены разнотипных геодинамических обстановок – океанических, переходных или континентальных на конструктивных, деструктивных или трансформных границах литосферных плит.

Альпийская эволюция Болгарии в целом интерпретирована на основе двух различных концепций. Согласно первой из них, в Болгарии существовали две литосферные плиты – Родопы и "Моезия", между которыми допускается субдукция (Dewey et al., 1973; Hsu et al., 1974; Bogdanov et al., 1976; Бончев, 1978). Вторая концепция сводится к тому, что Балканиды формировались в виде Балканского микроконтинента, расположенного между Вардарским и Карпатско-Добруджско-Крымско-Кавказским малыми океанами (Начев, 1976 б, в, 1977, 1980; Hsu et al., 1977; Начев, Янев, 1980).

Балканский микроконтинент сформировался при процессах континентализации (поздний карбон) и в начале мезозоя был монолитным. В триасе южная часть Балканского микроконтинента была сушей (островной дугой). В его северной части на нем образовалось триасовое эпиконтинентальное шельфовое внутреннее море. К северу от внутреннего моря располагалась Добруджская желобо-островодужная система с задуговым Налбантским трогом (триасово-раннеюрский флиш). В конце триасового периода Балканский континент был поднят и осушен (Начев, 1962, 1969, 1973, 1976в).

В юрской эволюции Болгарии выделены: А – геттанг-батский этап со стадиями: 1 – континентальная (лимническая), геттанг; 2 – трансгрессивная, геттанг-байос; 3 – стабильная, байос; 4 – регрессивная, поздний байос-бат; Б – келловей-титонский этап со стадиями: 1 – трансгрессивно-стабильная, келловей-кимеридж; 2 – троговая, титон.

С геттанга до кимериджа юрская эволюция определялась развитием монолитного сиалического Балканского микроконтинента, в пределах которого осуществлялась лимническая и, главным образом, мелководная седиментация во внутреннем море. Речь идет об едином дорифтогенном этапе, начавшемся в триасе и завершившимся в кимеридже (Начев, 1980; Начев, Янев, 1980). Раздробление Балканского микроконтинента на три палеоблока и образование задугового глубоководного трога кладет начало новому, среднеальпийскому этапу (титон-турон). Юрская эволюция Болгарии (рис. 23) включает конец дорифтогенного этапа (геттанг-кимеридж) и начало среднеальпийского этапа (титон). На первом этапе образовались только доюрские, доверхнебайос-батские и докелловейские поднятия и впадины. Второй этап знаменует возникновение дотитонских, раннекимерийских структур. Это Кюстендильский и Трынский элементы Македоно-Родопской дуги и Ниш-Троянский задуговой трог и, главным образом, формирование позднеким-

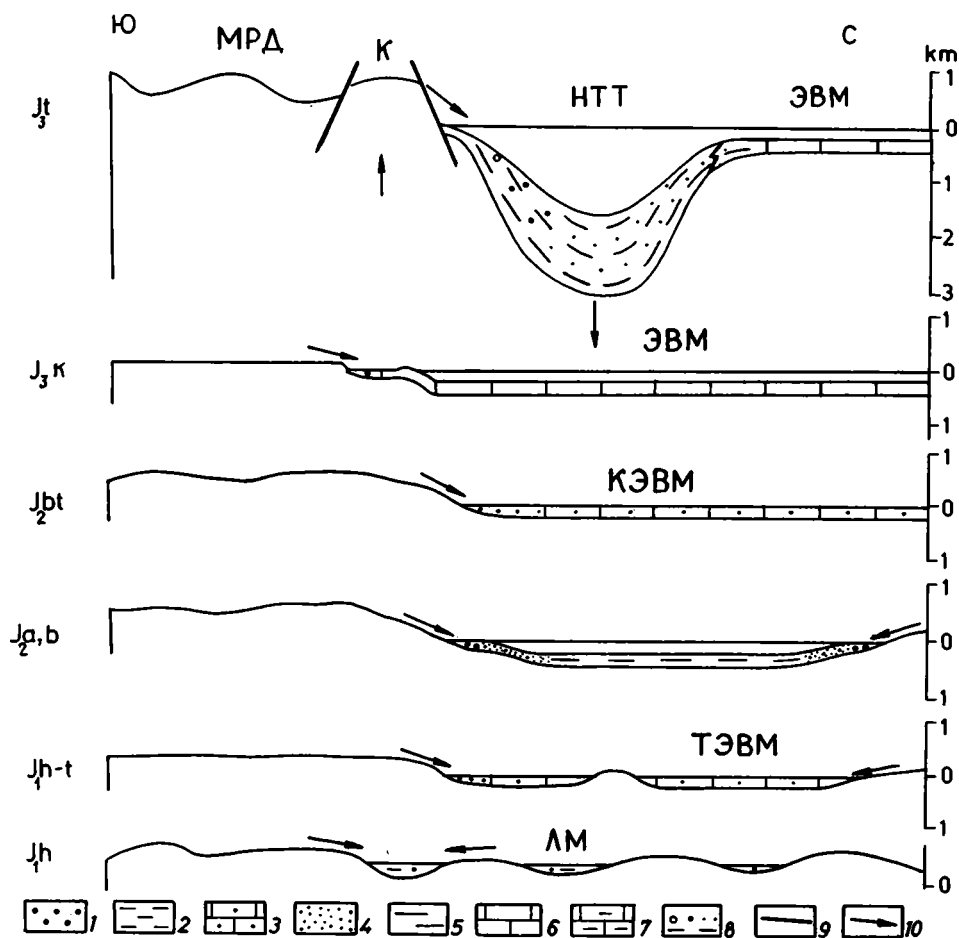


Рис.23. Схема эволюции палеогеодинамических обстановок Болгарии в юрском периоде.

Палеогеодинамические обстановки: ЛМ - лимническая обстановка, ЭВМ - эпиконтинентальное внутреннее море, КЭВМ - котловиноподобное внутреннее море, НТТ - Ниш-Троянского трога, К - Кюстендилской дуги, МРД -Македоно-Родопской дуги; типы пород: 1 - песчаники, 2 - глины, 3 - песчанистые известняки, 4 - алевролиты, 5 - аргиллиты, 6 - известняки, 7 - мергели, глинистые известняки, 8 - граувакки, алевролиты, аргиллиты (флиш); 9 - разломы, 10 - направление сноса обломочного материала.

мерийской интенсивно складчатой флишевой зоны (Начев, 1969, 1973, 1976 б, в, 1980). Несомненно, задуговой трог играл качественно новую роль в альпийской эволюции Болгарии.

10. Юрские геоскомплексы

Все сказанное о юрских осадочных геоконплексах и палеогеодинамических обстановках Грузии и Болгарии позволяет сделать некоторые выводы в отношении сходных и различных тенденций в геологической эволюции.

1. Геологическая эволюция территории Болгарии в юрское время характеризовалась развитием эпиконтинентальных внутренних морей в течение двух осадочных этапов. В первом, геттанг-батском этапе намечаются четыре стадии: 1 - лимническая, 2 - трансгрессивная, 3 - стабильная и 4 - регрессивная. Во втором, келловей-тулонском этапе - две стадии: 1 - трансгрессивно-стабильная и 2 - троговая. Рифтогенный этап начался с троговой стадии (титон-берриас).

2. Эволюция территории Грузии характеризовалась различными тенденциями для Грузинской глыбы и Южного склона Большого Кавказа.

3. На Грузинской глыбе в геттанг-батском этапе выделяются четыре стадии: 1 - лимническая, 2 - трансгрессивная, 3 - троговая, 4 - регрессивная. Из них три, исключая троговую, аналогичны таковым Болгарии.

4. Юрская эволюция Большого Кавказа была существенно отличной. В геттанг-батском этапе можно выделить пять стадий: 1) трансгрессивная стадия с заложением (или расширением) окраинного моря Большого Кавказа; 2) стабильная стадия развития окраинного моря Большого Кавказа; 3) стадия дифференциальных движений с накоплением граувакково-алевритово-аргиллитового флиша на подножиях Закавказского срединного массива; 4) трансформационная стадия с образованием Гагрско-Джавского и Сванетско-Кახетинского трогов; 5) регрессивная стадия с континентализацией коры.

5. Первые три стадии можно интерпретировать как субокеанический этап развития с проявлением бимодального риолитового и спилит-базальтового вулканизма.

6. Трансформационная стадия является переходной или островодужной и, видимо, характеризуется субдукцией малокавказской океанической коры на север, под Закавказский массив. Процессы деструкции привели к формированию новых палеоструктурных элементов. Это (с юга на север): южная часть Закавказского массива (Сомхито-Карабахская зона) с известково-щелочным вулканизмом; центральная часть Закавказского массива (Грузинская глыба); северная часть Закавказского массива (Гагрско-Джавский трог) с известково-щелочным и щелочным, преимущественно эксплозивным вулканизмом; Сванетское поднятие; Сванетско-Кახетинский трог.

7. В течение регрессивной стадии с конца байоса и до конца бата ярко проявилась общая регрессия, обусловленная орогеническими движениями ("батская орофаза", Кахадзе, 1947), с которыми связаны

складчатость, внедрение гранитоидных интрузий и общее воздымание Большого Кавказа. В конце этой стадии произошло спаивание Закавказского массива с Евразийской плитой и повторная континентализация коры Грузии и всего Большого Кавказа.

Новая тенденция к погружению привела к обширной келловейской трансгрессии и формированию эпиконтинентального внутреннего моря с мелководной терригенно-карбонатной седиментацией на юге и флишевых трогов на севере Грузии.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ

После того, как были охарактеризованы юрские осадочные геоккомплексы, обстановки и этапы развития Болгарии и Грузии, целесообразно рассмотреть основные черты эволюции указанных регионов в целом, т.к. они расположены в Средиземноморском секторе Альпийского складчатого пояса, развитие которого обусловлено взаимодействием Африканской и Евразийской литосферных плит.

Интерпретации и выводы, изложенные выше, в основном хорошо согласуются с таковыми предыдущих исследователей (Dewey et al., 1973; Хаин, 1975; Adamia, 1975; Гамкрелидзе, 1976, 1977; Hsu et al., 1977; Адамия и др., 1977; Бончев, 1978; Начев, Янев, 1980 и др.).

В Восточном Средиземноморье между Африканской и Евразийской литосферными плитами выделяются (Hsu et al., 1977) несколько главнейших тектонических зон (рис.24).

Юрская тектоническая эволюция Болгарии и Грузии рассматривается в ряде работ как с точки зрения геосинклинальной концепции, так и с позиции "тектоники плит". Следует отметить, что эти интерпретации обычно отличаются друг от друга, иногда они противоречивы или взаимоисключающи.

По мнению А.Л.Книппера, начало альпийского цикла (геттанг-аален) в Свано-Акеринской зоне ознаменовалось явлениями спрединга, толеитового вулканизма, становлением океанической коры, офиолитового надкомплекса (Книппер, 1975) и формированием Севано-Акеринского микроокеана (Тетис).

Закавказский массив в начале юрского периода представлял собой сушу. Местами существовали лимнические обстановки (геттанг-синемюр). Проявился наземный риолитовый вулканизм. Раннеюрская трансгрессия привела к формированию эпиконтинентального шельфового моря (шельф окраинного моря Большого Кавказа) с накоплением в районе Дзигульского массива песчаников и биогенных известняков (плинсбах-аален).

В южной части Закавказского массива вулканизм был непрерывным

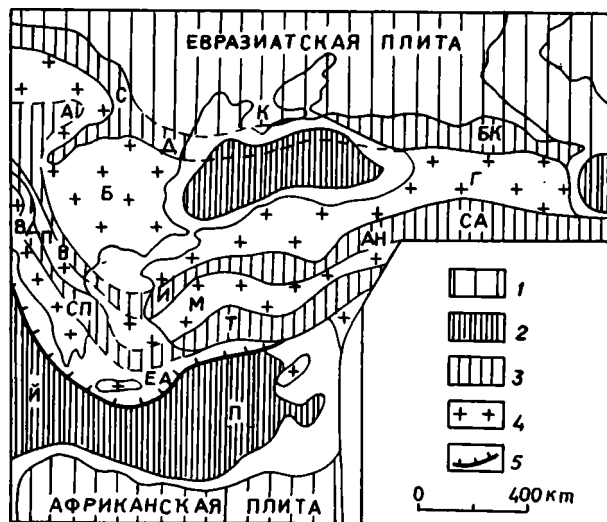


Рис.24. Схема основных тектонических зон Восточного Средиземноморья

1 - континенты, 2 - "безграницные" участки, 3 - Тетис северный: Сирет (С), Добруджа (Д), Крым (К), Большой Кавказ (БК); Тетис центральный: Апусени (А), Вардар (В), Измир (И), Анкара (Ан), Севан-Акера (СА); Тетис южный. Динариды (ВД), Субпелагониды (Отрис) (СП), Тавриды (Т); моря: Ионическое (И), Левантийское (Л); 4 - микроконтиненты и их системы: Балканский (Б), Грузинский (Г), Пелагонийский (П), Мендересский (М), Егейский (ЕА) (Критская дуга); 5 - современная зона Бенъофа.

(аален-валанжин), известково-щелочным. Излияние происходило в мелководноморских и наземных условиях и образовался базальт-андезит-дацит-риолитовый геокомплекс (6 км). В целом вулканическая деятельность сформировала "андезитовый пояс с четкой латеральной петрохимической зональностью, типичной для островных дуг" (Адамия и др., 1977). На вулканические породы налегают верхнеюрские известняки, которые сформированы в эпиконтинентальном море. Следовательно, в пределах Закавказского массива разные геодинамические обстановки во времени сменяли друг друга (рис.25, 26).

Юрская эволюция окраинного моря Большого Кавказа является специфической. В геттанг-синеморе погружение привело к разрастанию этого бассейна. В плинсбахе и тоаре море еще более углубляется, расширяется и в нем накапливаются преимущественно пелитовые глубоководные осадки (глинисто-сланцевый геокомплекс). На поднятиях, в сравнительно мелководных условиях вулканическая деятельность привела к формированию риолитов (кварц-кератофиров). В плинсбахе

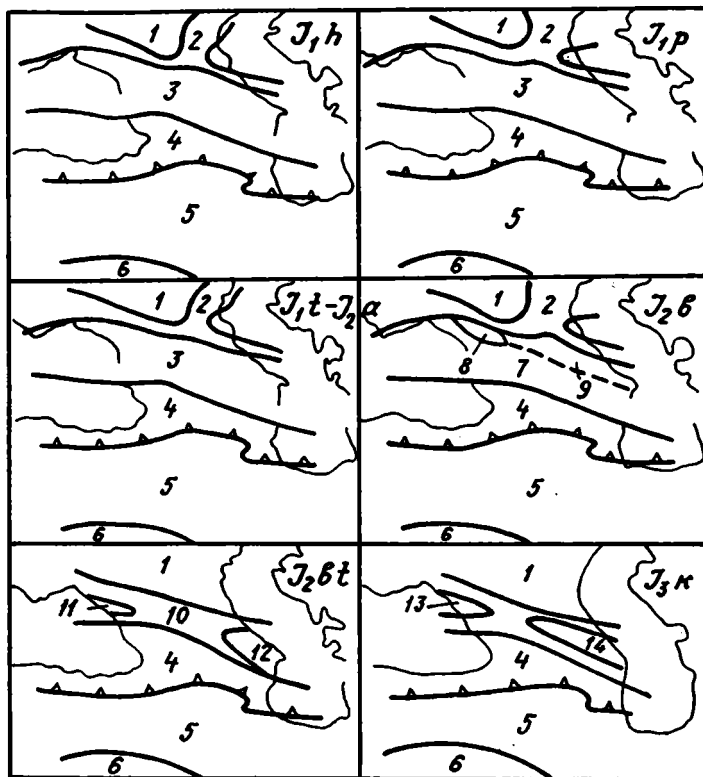


Рис.25. Палеотектоническая схема Кавказа (по Ш.А.Адамия и др., 1977, с дополнениями),

1 - южный склон Евразийского континента, 2 - эпиконтинентальное шельфовое море, 3 - окраинное море Большого Кавказа, 4 - Закавказский массив (микроконтинент), 5 - Севано-Акеринский океанический бассейн, 6 - Турецко-Иранский микроконтинент, 7 - Гагро-Джавский трог, 8 - Сванетское поднятие, 9 - Сванетско-Кахетинский трог, 10 - зона Большого Кавказа, 11 - западная часть, 12 - восточная часть регрессивного моря, 13 - Новороссийский трог, 14 - Местийско-Тянетский трог.

и тоаре в центральной депрессии окраинного моря Большого Кавказа имели место излияния толеитовых базальтов (пиллоу-лавы и др.). В целом вулканизм представлен бимодальной толеит-спилит-риолитовой серией, характеризующейся типично толеитовым трендом дифференциации (Адамия и др., 1977).

В тоаре и аалене, в связи с проявлением дифференциальных движений в обстановках склонов и подножий накапливались

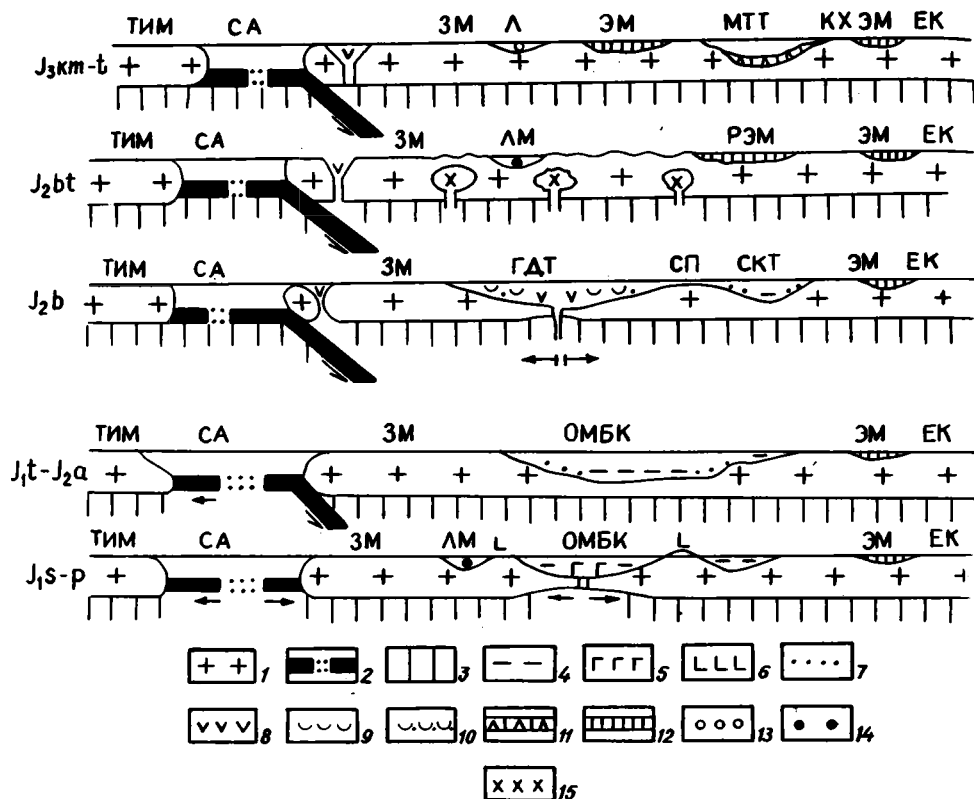


Рис.26. Схема юрской эволюции Кавказа.

I - континентальная кора, 2 - океаническая и субокеаническая кора, 3 - базальтовый слой и мантия, 4 - пелагические глинистые осадки, 5 - спилито-базальтовый вулканизм, 6 - кератофировый (риолитовый) вулканизм, 7 - граувакково-алевролитово-аргиллитовый флиш, 8 - андезитово-базальтовый вулканизм, 9 - туфы, 10 - тефроидный флиш, 11 - кластическо-известняково-мергельно-известняковый флиш, 12 - мелководные осадки, 13 - лагунные отложения, 14 - лимнические отложения, 15 - гранитоидные интрузии; ТИМ - Турецко-Иранский микроконтинент, СА - Севано-Акеринский океанический бассейн, ЗМ - Закавказский массив, ЛМ - лимническая обстановка, ОМБК - окраинное море Большого Кавказа, ЕК - Евразийский континент, ГДТ - Гагрско-Джавский трог, СП - Сванетское поднятие, СКТ - Сванетско-Кахетинский трог, РЭМ - регрессивное эпиконтинентальное море, Л - лагуна обстановка, МТТ - Местийско-Тианетский трог, ЭМ - эпиконтинентальное море.

флишевые осадки (сорская свита), которые в центральной депрессионной части окраинного моря фациально замещались алевроито-глинистыми отложениями.

В начале байоса произошла значительная трансформация окраинного моря Большого Кавказа и сформировались новые и специфические геодинамические единицы: Сванетское подводное поднятие и разделенный им Гагрско-Джавский трог на юге и Сванетско-Кахетинский трог на севере. В пределах Сванетско-Кахетинского трога накапливались осадки граувакково-алевролитово-аргиллитового флиша, которые в центральной депрессии переходили в алевроито-глинистые осадки. Гагрско-Джавский трог заложился в южной части окраинного моря и на северной части Грузинской глыбы. В трогге вулканизм был глубоководным, подводным, эксплозивным, известково-щелочным. Формировались эффузивные породы и туфы андезито-базальтового и базальтового состава, местами мощностью до 3,5 км. На подножьях вулканических построек тефровая реседиментация обусловила накопление тефроидного флиша, местами встречаются тефроолистостромы, тефрофлюксотурбидиты, тефротурбидиты, тефроламиниты и тефроконтуриты; иногда тефроидные породы чередуются с аргиллитами.

В бате на фоне общей регрессии, поднятия, сжатия и складчатости произошло лимническое или мелководноморское осадконакопление, внедрение гранитоидных интрузий.

Верхнеюрская эволюция Большого Кавказа характеризуется трансгрессией, эпиконтинентально-морской и лагуной седиментационными обстановками на юге (Грузинская глыба) и развитием Местийско-Тянетского и Новороссийского трогов с флишенаккоплением на севере (Южный склон). Эти трогги можно считать наложенными и новообразованными на континентальной коре. В лагуной обстановке локально проявился трахибазальтовый вулканизм.

Начало альпийской эволюции Вардарской зоны характеризовалось явлениями спрединга, толеитовым вулканизмом, становлением океанической коры и офиолитового надгеокомплекса. Формировался Вардарский океанический бассейн (Nai et al., 1977; Начев, Янев, 1980). В середине мелового периода началась субдукция океанической коры под юго-западный край Балканского микроконтинента и образовалась зона Бенюфа. Это - переходная стадия эволюции. Затем (палеоген) произошло замыкание Вардарского бассейна и формирование офиолитового покрова (рис. 27, 28).

В начале юрского периода Балканский микроконтинент представлял собой сушу. Местами формировались лимнические обстановки (геттанг?). Нижнеюрская трансгрессия была прогрессивной (геттанг-тоар) и привела к формированию проливиобразного эпиконтинентального внутреннего шельфового моря. В нем накопились маломощные песчаные и биогенно-известняковые осадки (геттанг-байос). Позднее карбонатонакопление при-

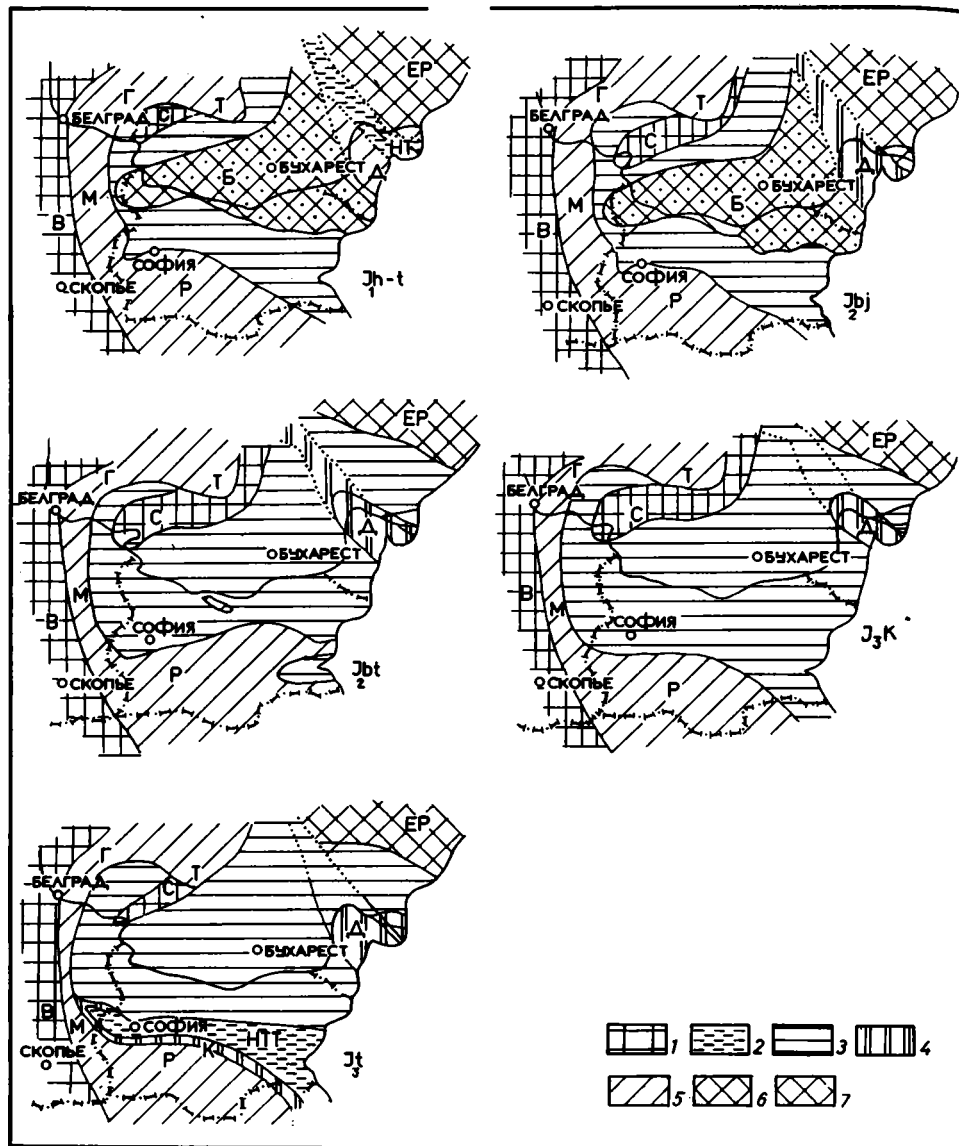


Рис.27. Палеотектоническая схема Балкан.

1 - океанические бассейны В - Вардарский, С - Сиретский; 2 - трюги: НТТ - Нии-Троянский, НТ-Налбантский; 3 - эпиконтинентальные внутренние моря; 4 - киммерийские структуры: В - Балканы, Д - Добруджа; 5 - островные дуги: Р - Родопская, М - Македонская, Г - Гетская, Т - Трансильванская, Д - Добруджская; 6 - Балканский микроконтинент - Мизийская суша; 7 - Евразийский континент.

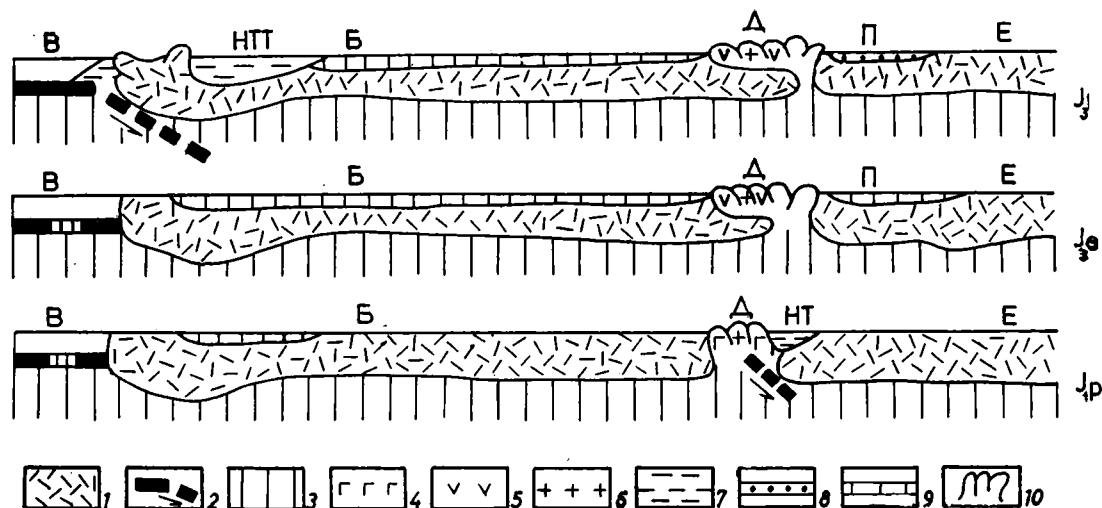


Рис.28. Схема юрской эволюции Балкан.

В - Вардарский океанический бассейн; Б - Балканский микроконтинент; НТТ - Нис-Троянский трог; Д - Добруджский ороген; НТ - Налбандский трог; Е - Евразийский континент; П - эпиконтинентальное внутреннее море Преддобруджской зоны; 1 - континентальная кора, 2 - океаническая кора, 3 - базальтовый слой и мантия, 4 - офиолиты, 5 - андезиты, 6 - базальты, 7 - интрузивные породы, 8 - флиш, 9 - моласса, 10 - складки.

остановилось и котловиноподобном море накопились алевроито-глинистые осадки (байос). Македоно-Родопская суша с юга и Мизийская суша с севера были источниками экстракласического компонента. В позднем байосе и бате на фоне общей регрессии возобновилось накопление маломощных песчанистых и биогенно-известняковых осадков. Перед келловеем последовало полное осушение территории микроконтинента.

Келловейская трансгрессия снова привела к формированию эпиконтинентального внутреннего моря с маломощной биогомогенной известняковой седиментацией. В начале титонского века дифференциальные движения обусловили формирование Ниш-Троянского трога с накоплением осадков граувакко-алевролитово-аргиллитового флиша (3 км).

Следовательно, альпийская эволюция Балканского микроконтинента вначале (триас - кимеридж) имела предрифтогенный характер, затем шла по модели островных дуг (титон-турон - раннеальпийский этап и турон-палеоцен - позднеальпийский этап) и закончилась по модели активной окраины континента - андийского типа (палеоцен-плиоцен). В пределах микроконтинента геодинамические обстановки сменяли во времени друг друга и изменяли характер эволюции. В целом юрская эволюция Балканского микроконтинента характеризовалась слабыми деформациями (преддогеттангской, предверхнебайосско-батской и предкелловейской), за исключением альпийской складчатости Ниш-Троянского трога в титон-берриасе (андийский орогенез).

Добруджская зона характеризовалась наличием Налбантского трога с флишенаккоплением (триас-тоар) и проявлением раннекимерийской складчатости. Трансгрессии в северной части зоны привели к формированию эпиконтинентальных внутренних морей (поздний байос-бат и келловей-титон). В этих морях накопились маломощные осадки.

Таким образом, наблюдается миграция орогении с севера (средняя юра) на юг (мел-палеоген). Альпийская эволюция Балканского микроконтинента обусловлена его положением между Добруджской зоной и Вардарским океаном. Замыкание океана привело к коллизии Пелагонического и Балканского микроконтинентов (Nai et al., 1977; Начев, Янев, 1980).

ВЫВОДЫ

В результате сопоставления осадочных геоконплексов, палеогеодинамических обстановок, этапов и стадий развития и основных черт юрской эволюции Балкан и Кавказа можно сделать ряд основных выводов.

1. Окраинное море Большого Кавказа, развивавшееся на геттанг-батском этапе, является специфической структурно-морфологической

единицей на Кавказе. Подобная единица отсутствовала на Балканах, что обусловило различие тенденций эволюции этих регионов. Геттанг-батская эволюция окраинного моря Большого Кавказа частично напоминает палеозойскую эволюцию Балкан.

2. Континентальные и мелководноморские осадочные геокмплексы и эпиконтинентальные палеогеодинамические обстановки являются преобладающими и характерными в юрском периоде для Балкан в целом, а также для Грузинской глыбы и северного склона Большого Кавказа.

3. Грузия в юрском периоде характеризовалась интенсивным вулканизмом, а Балканы в это время были амагматичными.

4. Позднеюрская эволюция Балкан и Грузии имела в принципе однотипный характер: эпиконтинентальные внутренние моря и флишевые тропи были основными осадочными бассейнами.

5. Океанический тип развития с офиолитами имел место в Севано-Акеринском бассейне (юра-мел), а субокеанический этап с толеит-базальтовым вулканизмом - в окраинном море Большого Кавказа (ранняя юра).

6. Переходный этап - эволюция по модели островодужных систем с андезитобазальтовым вулканизмом характерен для севера Закавказского массива в байосе, а для его южной части - в байосе-раннем кайнозое.

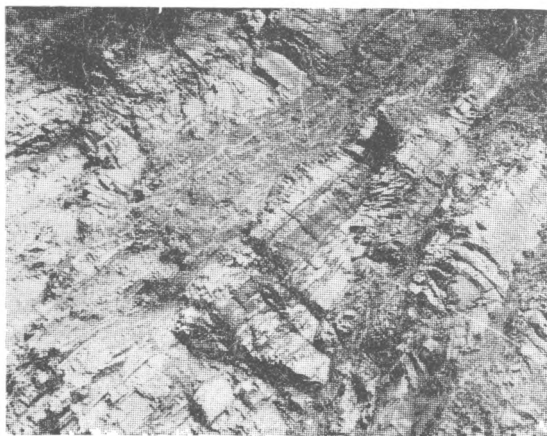
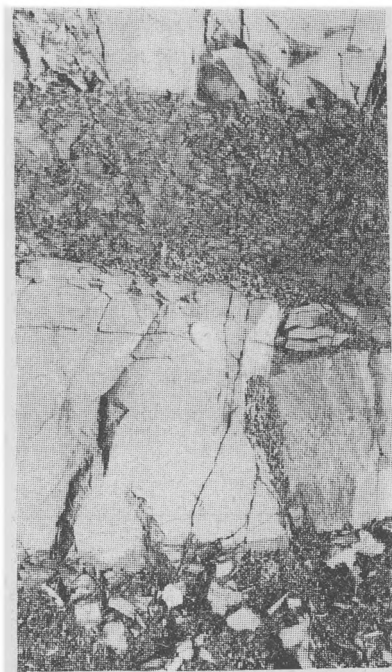
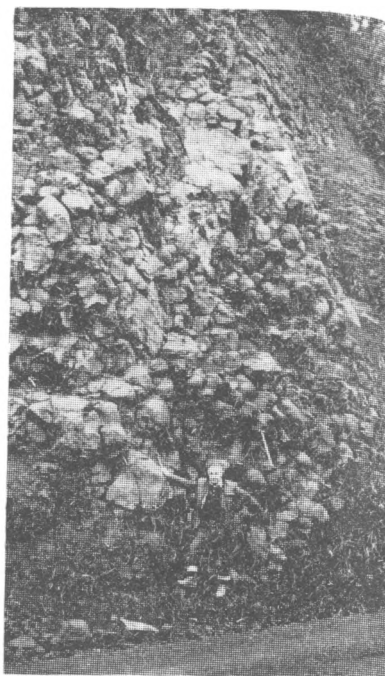
7. Юрская эволюция Балкан и Кавказа не указывает на непосредственные фациальные и структурные связи, и вряд ли следует их относить или объединять в единую палеотектоническую зону.

Выполненное сопоставление юрских отложений Болгарии и Грузии дает богатый сравнительный материал. Это позволяет, с одной стороны, уточнить методику исследования и номенклатуру, а с другой - выявить важные закономерности юрской эволюции этих сегментов Восточного Средиземноморья. Несмотря на отдаленность Болгарии и Грузии, устанавливаются сходства, а также отличия в юрских отложениях этих регионов.

Результаты проведенного сопоставления будут полезны при дальнейших геологических исследованиях и прогнозировании месторождений осадочных полезных ископаемых.

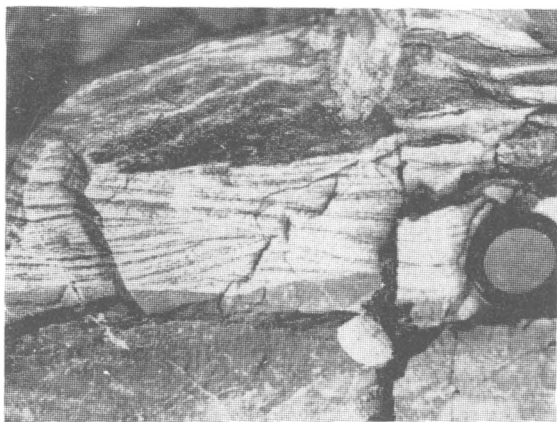
Целесообразно проведение аналогичных сопоставлений для палеозойских, триасовых, меловых и палеогеновых отложений и на этом основании выявление новых закономерностей геологической эволюции Болгарии и Грузии в фанерозое.

**1,2. Пиллоу-лавы подводного потока в
тефроидном флише; байос, ущ.р.Джеджорн.**

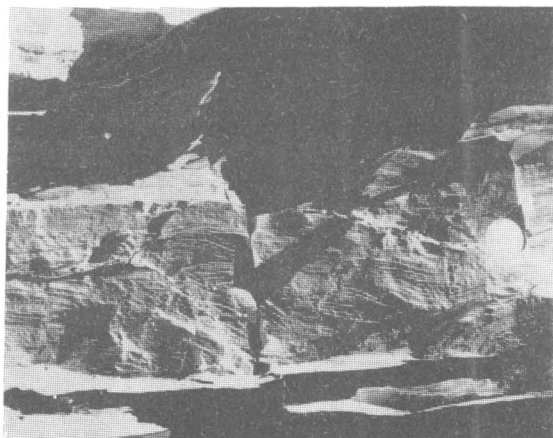
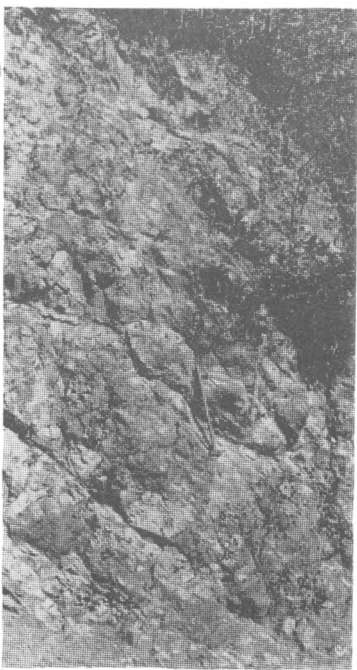


**3. Тефроидный флиш (тефроидные породы
и аргиллиты); байос; ущ.р.Аца.**

**4. Тефроидные породы (0,4 м) теф-
ро-турбидитового характера с
аргиллитами (0,3 м); тефроид-
ный флиш; байос, ущ.р.Паца.**



5.6. Тефроидные породы мелкопсаммитовой и алевритовой структуры (светлое) и аргиллиты (темное); тефроляминиты с косо́й слоистостью и конволюцией (ТС); тефроидный флиш; байос; ущ.р. Паца.



8. Песчаники и алевриты (0,3 м) с косо́й слоистостью (ТС); аален; ущ.р. Хевсуретской Арагви.

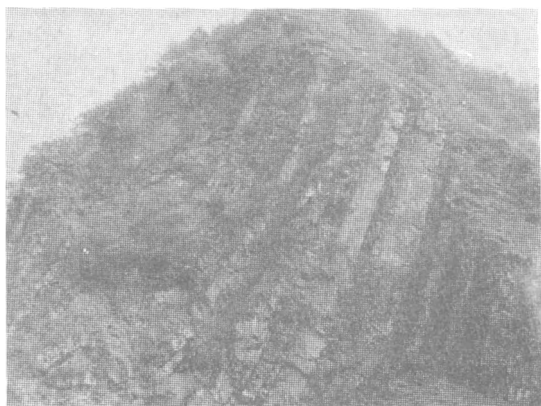
7. Пиллоу-лавы в глинистых сланцах; домер; ущ.р.Стори.



9.Тонко- и толсторитмичный граувакково-алевро-
литово-аргиллитовый флиш (флюксотурбидиты, тур-
бидиты и ламиниты); тоар-аален; ущ.р. Риони
(сорская свита).



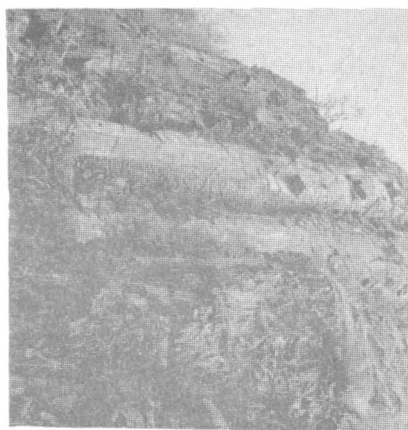
10.Граувакки (песчаники), алевролиты и аргил-
литы в тонко- и среднеритмичном флише; ущ.
Хавсуретской Арагви.



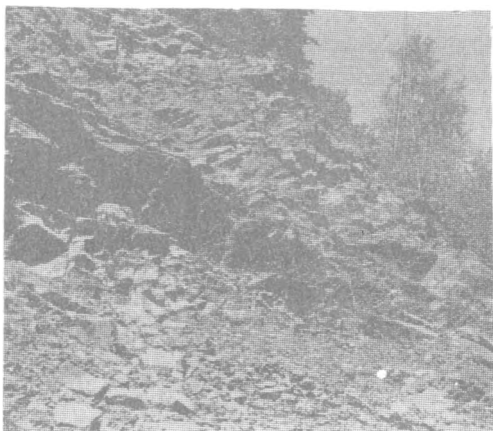
11.Граувакки (1-3 м) фло-
ксотурбидитового типа, че-
редующиеся с аргиллитами;
аален; ущ.р.Хавсуретской
Арагви, с.Барисахо.



12. Теггоглифы на нижней поверхности слоя песчаника (**Load casts**) сорская свита; ущ.р. Риони, окр. с. Сори.



13. Граувакки (1-3 м) флюксо-турбидитового типа с тырбоглифами на нижней поверхности слоя (**Flute casts**); аален; ущ.р. Хевсуретской Арагви, окр. с. Барисахо.



14. Граувакково-алевритово-аргиллитовый флиш с эрозийными каналами (**Chanel is**), тырбоглифами (**Flute casts**) и тирографами волочения (**Drag mark**); аален; ущ.р. Хевсуретской Арагви, окр. р. Барисахо.

15. Тырбоглифы (**Flute casts**) в кластическо-известняково-мергельно-известняковом флише.



JURASSIC SEDIMENTARY GEOCOMPLEXES OF GEORGIA AND BULGARIA.

Sedimentary geocomplexes are geological bodies consisting of sedimentary and volcano-sedimentary rocks, their individual features are explained by composition and environments of genesis.

In the Jurassic sediments of Georgia 11 geocomplexes are distinguished and characterized: limnic clay-conglomerate-sandstone (Hettangian-Sinemurian), transgressive sandstone-limestone (Sinemurian-Aalenian), argillaceous-tufaceous-tephroidal (Bajocian), regressive clay-sandstone (Late Jurassic), dolomitic-limestone (Oxfordian-Tithonian), transgressive clay-conglomerate-sandstone (Hettangian-Sinemurian), shale (Plinsbachian-Lower Toarcian), flysch-greywacke-aleurolitic-argillitic (Toarcian-Bajocian), regressive sandstone-clay-shale (Bathonian), clastic limestone-marly-limestone flysch (Callovian-Tithonian).

All geocomplexes are indicators of paleogeodynamic conditions. There are 11 conditions in Georgia: limnic alluvial-lacustrine-swampy of epicontinental shelf sea, volcanic, trough, limnic (Bathonian), lagoonal, epicontinental inland sea, shallow marginal and deep marginal seas of the Greater Caucasus, continental foot of the island arc, regressive shallow sea, flysch troughs.

There are 6 geocomplexes in Bulgaria: limnic clay-sandstone (Rhaetian-Hettangian-Sinemurian), transgressive marly-limestone (Hettangian-Toarcian) argillitic-aleurolitic (Aalenian-Bajocian), regressive sandstone-limestonal (Late Bajocian-Bathonian), limestone (Callovian-Kimmeridgian or Tithonian), aleurolitic-argillitic flysch (Tithonian-Berriasian).

6 conditions are reconstructed in Bulgaria: limnic alluvial-lacustrine-swampy, epicontinental inland sea, the kettlelike inland sea, epicontinental inland sea, of the (Nish-Throyan) epicontinental trough.

In the Jurassic evolution of Georgia the following stages are distinguished: Sinemurian-Bathonian stage with substages: continental (Hettangian), transgressive (Sinemurian), stable (Plinsbachian) of the differential movements (Toarcian-Aalenian), transformational (Bajocian), regressive (Late Bajocian-Bathonian).

Callovian-Valanginian stage with substages: transgressive-stable, Callovian-Tithonian of superimposed trough, Callovian-Tithonian.

In the Jurassic evolution of Bulgaria are distinguished: Hettangian-Bathonian stage with substages: continental (limnic), (Hettangian); transgressive (Hettangian-Bajocian); shale (Bajocian?), regressive (Late Bajocian-Bathonian).

Callovian-Turonian stage with substages: transgressive-stable (Callovian-Cinemurian); trough (Tithonian-Berriasian).

As a result of comparison of sedimentary geocomplexes, paleogeodynamic conditions, stage and substages of development and principal features of the Jurassic evolution of the Balkans and the Caucasus we can make some conclusions:

1. Great Caucasian marginal sea developed in the Sinemurian-Bathonian stage, such basins didn't exist in the Balkans. This stipulated different tendencies in the Jurassic evolution of the above regions. Hettangian-Bathonian evolution of the Greater Caucasian marginal sea reveals partly certain similarity with the paleozoic evolution of the Balkans.

2. Continental and thin shallow-marine sedimentary geocomplexes and epicontinental dynamic conditions of sedimentation are prevalent and distinctive of the Jurassic of Balkans and whereas in the Georgian block and the Northern Slope of the Greater Caucasus.

3. The Caucasus is characterized by an intense volcanism whereas Jurassic Balkans were nonmagmatic.

4. Late Jurassic evolution of Balkans and the Greater Caucasus was principally of the same type: epicontinental inland seas, epicontinental flysch troughs were the major depositional basins.

5. Oceanic type of evolution with ophiolites took place in Sevan-Akera zone (Jurassic-Cretaceous), suboceanic stage of the tholeiite-basaltic volcanism in the Great Caucasian marginal sea (Lower Jurassic).

6. Island arc-type evolution with the andesite-basalt volcanism is characteristic of the northern part of the Transcaucasian massif, mainly in Bajocian.

7. Jurassic evolution of the Balkans and Caucasus do not point to the spontaneous facial and structural bonds.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа.-Тбилиси, Мецниереба, 1968, с.293.
- Адамия Ш.А. и др. Вопросы геологии северо-западной части Абхазии.-Тбилиси, Мецниереба, 1972, с.238.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа.-Геотектоника, № 4, 1977, с.88-103.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Мезозойско-кайнозойский вулканизм Кавказа и его связь с тектоникой.-В кн.: Вулканизм и литогенез. Труды ГИН АН СССР, нов.серия, вып.73. Тбилиси, Мецниереба, 1981.
- Алексиев Б., Начев И., Хрисчев Х., Чаталов Г., Янев С. Краткая характеристика литологических формаций палеозоя и мезозоя Балканской области. - Карп.-Балк.геол.ассоц., Мат.УП конгресса, I, 1965а, с.233-238.
- Алексиев Б., Начев И., Хрисчев Х., Чаталов Г., Янев С. Формационные ряды и закономерности геологического развития Балканской области в палеозое и мезозое. - Карп.-Балк.геол.ассоц. Мат. УП конгресса, I, 1965, с.239-245.
- Артюшков Е.В. Геодинамика.-М., Наука, 1979, с.328.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Часть П. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1961.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы.-Том 3. М.-Л., Недра, 1968.
- Бендукидзе Н.С. Верхнеюрские кораллы Рачи и Юго-Осетии. - Труды ГИН АН СССР, т.У(Х), 1949, с.55-172.
- Бендукидзе Н.С. К стратиграфии верхнеюрских рифовых известняков Западной Абхазии и ущ.р.Мзымта. - Сб.трудов ГИН АН СССР, 1959, с.241-247.
- Беридзе М.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи.-Тбилиси, Мецниереба, 1970, с.123.
- Беридзе М.А. Некоторые новые данные о байосской порфиритовой свите Рачи. - Изв.Геол.об-ва Грузии, 1970, т.УП, вып.1,2, с.15-24.

- Беридзе М.А., Адамия Ш.А., Абесадазе Г.Н. Нижняя юра северо-западной части Абхазии. - В сб.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии (труды Геол.об-ва Грузии). Тбилиси, 1972, с.22-39.
- Беридзе М.А., Пруидзе М.П., Чихрадзе Г.А. Опыт реконструкции раннеюрских центров вулканизма в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. - В сб.: Палеовулканизм и его продукты. Мат.П Всес.палеовулканол.симпозиума 2-7 июня 1975 г., Петрозаводск, 1977.
- Бончев Е. Проблемы на българската геотектоника.-София, Техника, 1971, с.240.
- Бончев Е. Разломната мрежа в България в един възможен неомобилистичен модел.-Год.ВМГТ, 1978, част 2, геол.24, с.1-14.
- Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения.-Л.-М., Гостоптехиздат, 1948, с.216.
- Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша.-Л.-М., Гостоптехиздат, 1951, с.239.
- Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур(на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. - Тр.ГИН АН ГССР, нов.серия, Тбилиси, Мецниереба, 1976, вып.52, с.226.
- Гамкрелидзе И.П. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. - Геотектоника, 1977, № 3, с.25-37.
- Гамкрелидзе П.Д. Лейасовая фауна в основных сланцах Сванетии и Абхазии. - Сообщ. АН ГССР, 1940, т.1, № 3, с.201-202.
- Гамкрелидзе П.Д. Мезокайнозойские орогенические фазы Альпийской зоны Юга СССР. - XX сессия МГК, докл.сов, геол., 1960, с.193-203.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа.- Геотектоника, 1966, № 3, с.3-13.
- Геология СССР, т.Х. Грузинская ССР.-М., Недра, 1964, с.655.
- Горанов А., Начев И., Тодорова Т., Трашлиев С., Янев С. Формационни особености и разпределение на седиментогенните полезни ископаеми в България. - Изв.Геол.инст., сер.страт.и литол. 1971, 20, с.87-109.
- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. - М., Наука, 1978, с.122.
- Гродзинский Р., Костецкая А., Родомский А., Унруг Р. Седиментология.-Л.-М., Недра, 1980, с.646.

- Джанелидзе А.И. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума.-Изд-во Груз.фил.АН СССР, 1940, с.408.
- Джанелидзе А.И. О возрасте красных известняков Дзирульского массива.-Сообщ.АН ГССР, 1946: т.УП, № 4, с.179-182.
- Джанелидзе А.И. К вопросу о возрасте юрской свиты верхнего лейаса.-Сообщ. АН ГССР, 1946, т.УП, № 5, с.253-254.
- Джанелидзе А.И. К вопросу о строении Ткибульского каменноугольного месторождения. - Сообщ.АН ГССР, 1947, т.УП, № 6, с.373-380.
- Джанелидзе Т.В. Среднеюрский вулканизм геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (в басс.рр.Ингури и Цхенисцкали). - Труды ГИН АН ГССР, нов.серия, 1969, вып.22.
- Дзоценидзе Г.С. Домисценновый эффузивный вулканизм Грузии. - Труды Ин-та геол.и минер. АН ГССР. Монографии, № I, 1948, с.407.
- Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. Литология лейасовых отложений Дзирульского массива. - Труды ГИН АН ГССР, сер.минерал.-петр., 1953, т.Ш, с.110-188.
- Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. Литология батских отложений Окрибы. - Труды ГИН АН ГССР, Монографии, №7, 1956, с.188.
- Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. Литология и палеогеография среднеюрских отложений Западной Грузии.- Труды лаборат.геол.угля АН СССР, 1957, вып.5, с.217-226.
- Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-обломочных пород. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород.-Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с.7-22.
- Зесашвили В.И. Геология части бассейна р.Поладаури. - Труды Ин-та геол.АН ГССР, 1955, т.IX(XIV), вып.I.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения.-М., Недра, 1976, с.231.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику.-М., Недра, 1979, с.311.
- Иовчев Й. и др. Тектонски строеж на България.-София, Техника, 1971, с.560.
- Калинко Н.К. (Ред.). Геология и нефтегазоносность Северной Болгарии.-М., Недра, 1976, с.243.
- Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. - Труды ГИН АН ГССР, сер.геол., 1947, т.Ш (УШ), с.356.

- Кахадзе И.Р., Цагарели А.Л., Нуцубидзе К.Ш., Зесашвили В.И. Геологическое строение полосы угленосных отложений между бассейнами рр.Баксан и Урупа. Тбилиси, 1960.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской области (Ег Европы, западная часть Азии и Куба). - М., Наука, 1975, с.215.
- Конюхов И.А. История развития Дагестана в мезозойское время. - Учен. зап. МГУ, 1956, вып.176, с.416.
- Крестников Г.Н. К вопросу об аркозовых песчаниках в верховьях рек Алазани и Иори (ГССР). - ДАН СССР, 1947, т.УШ, № I с.105-109.
- Кузнецов И.Г. Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении сланцев Главного хребта на Кавказе. - Изв. ВГРО, 1928, вып.100, с.104.
- Левченко С.В. Осадочные породы Сванетии. - Труды СОПС АН СССР, сер. Закавказская, 1940, с.191-227.
- Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. - М., Изд-во МГУ, 1969, с.203.
- Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. Автореферат докт.диссерт. М., 1980, с.35.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К., Цветков А.А. Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа. - В кн.: Тектоника Средиземно-морского пояса. М., Наука, 1980, с.172-179.
- Мазанов Д.Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. - Баку, Изд-во АН АзССР, 1969, с.256.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. - М., Изд-во МГУ, 1963, с.357.
- Мильничук В.С., Швембергер Ю.Н., Васильев Ю.М. Основы геологической практики. - М., Недра, 1978, с.240.
- Начев И.К. Опыт на формационен анализ на юрата в България. - Труд. геол.Бълг., сер.страт. и тект., 1962, 4, с.61-93.
- Начев И.К. Кра. В Стратиграфия на България, - София, Наука и изкуство, 1968, с.189-216.
- Начев И.К. Геологическое развитие Балканской области в мезозое и кайнозое. - Булл.МОИП, отд.геол., 1969, 44,4, с.40-63.
- Начев И.К. Характерни белези и седиментни текстури в титонския флиш от Краишето. - Изв.Геол.инст., сер.страт. и литол., 1970, 19, с.175-191.
- Начев И.К. Палеогеография на България през юрския период. - Изв.

- Геол.инст., сер.страт. и литол.,1973, 22, с.161-194.
- Начев И.К. Върху типизацията на флиша в България. - Палеонт., страт. и литол., 1976, 4, с.75-87.
- Начев И.К. Седиментите формации в България. - Палеонт.страт. и литол., 1976, 5, с.47-60.
- Начев И.К. Литология на юрските седименти в България. София.Изд-во БАН, 1976, с.160.
- Начев И.К. Моделът на островните дъги и алпийската еволюция на България.-Сп.Бълг.геол.д-во, 1980,41, 3.
- Начев И.К. Палеогеография Балканской области в юрском периоде. - Палеонт.,страт. и литол., 1979, II, с.62-75.
- Начев И.К., Янев С.Н. Седиментните геоскомплекси в България. - София, Наука и изкуство, 1980, с.204.
- Наффенгольц К.Н. Дарьяльская, Келасурская и Кодорская интрузии Большого Кавказа. - В кн.: Проблема минералогии и петрологии. Л., Наука, 1972.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4, с.5-23.
- Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. -Труды БИРО, 1932, вып.148, с.78.
- Ренгартен Н.В., Старостина З.М. Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на северном склоне Центрального Кавказа. - В кн.:Геология и полезные ископаемые срединной части Центрального Кавказа. Изд-во АН СССР, 1956,с.76-115.
- Ростовцев К.О. Нижнеюрские отложения зоны продольных депрессий высокогорной части северного склона Западного Кавказа. - ДАН СССР, 1963, т.151, № 3.
- Сапунов И.Г. Относно някои съвременни стратиграфски проблеми на юрската система в България. - Изв.Геол.ин-та БАН, сер.стратиг. и литол., 1969, 18, с.5-20.
- Сапунов И.Г. Фосилите на България. Т.3. Горна юрска серия. - Изв. БАН, София, 1979, с.263.
- Селли Р.К. Введение в седиментологию.-М., Недра, 1981, с.370.
- Славин В.И. О нахождении триасовых отложений на южном склоне Большого Кавказа. - ДАН СССР, 1957, т.117, № 3, с.483-486.
- Смирнов В.И. Зоны Бенъфа и магматогенное рудообразование. - Геология рудных месторождений, 1974, 1, с.3-15.
- Топчишвили М.В. О возрасте лейасовой терригенной свиты южной периферии

- ферии Дзирульского массива. - Сообщ. АН ГССР, 1965, т. XXXVI, № 3, с. 623-626.
- Топчишвили М.В. К стратиграфии сторской свиты. - Сообщ. АН ГССР, 1971, т. 3, № 1, с. 109-112.
- Топчишвили М.В., Лобжанидзе Г.П. Новые данные по стратиграфии нижнеюрских отложений правобережья верховьев р. Аданге. - Сообщ. АН ГССР, 1980, № 3, с. 609-612.
- Эролов Б.П. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). - Изв. МГУ, 1965, с. 180.
- Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации. - Геотектоника, 1975, № 1, с. 13-28.
- Химшишвили Н.Г. Верхнеюрская фауна Грузии. - Изв. АН ГССР, 1957, с. 313.
- Цейслер В.М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. - М., Наука, 1977, с. 152.
- Чихрадзе Г.А. Литология пестроцветной свиты Ткибульско-Дзмуисской полосы. - Автореф. канд. дис., Тбилиси, 1956, с. 15.
- Чихрадзе Г.А. Некоторые вопросы литологии лейасских и байосских отложений Юго-Восточной Грузии. - Труды АН ГССР, нов. серия, 1965, вып. 3, с. 1-60.
- Чихрадзе Г.А. Новые данные к стратиграфии лейаса Сванети. - Сообщ. АН ГССР, 1967, т. VIII, № 3, с. 627-630.
- Чихрадзе Г.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа. - Труды ГИН АН ГССР, нов. серия, Тбилиси, Мещниереба, 1979, вып. 62, с. 203.
- Чхотуа Г.Р. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев р. Кодори в Абхазии. - Вулл. ГИН Грузии, 1938, т. III, вып. I, с. 93.
- Эдидашвили В.Я. Литология и структура сланцевой серии Абхазии и Сванетии. - Труды ИЛАС, 1961, вып. 3(5), с. 25-37.
- Adamia Sh. A. Plate Tectonics and Evolution of Alpine System. Discussion. - Bull. Geol. America, 1975, vol. 86, p. 719-720
- Arkell W. J. Jurassic Geology of the World. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1956
- Bogdanov B., Dachev Ch., Vulchanov A., 1976. Metalogeny of Bulgaria in the context of Plate Tectonics. - IV Symp. IAGOD, Varna, 74, Sofia, 2, 1976

- Dwey J.F., Pitman W.C., Ryan B.F., Bonin J. Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System.- Geol. Soc. Am. Bull., 1973, 84, p.3137 - 3180
- Hallam, A. Jurassic Environments. Cambridge University Press, Cambridge-London-New York-Melburn, 1975, p.272
- Herz N., Savu H. Plate Tectonics of Romania.- Geol. Soc. Am. Bull. 1974, 85, p. 1429 - 1440
- Hsü K.J., Nachev I.K., Vuchev V.T. The Evolution of Bulgaria in Light of Plate Tectonics.-Tectonophysics, 1977, 40, 3-4,p.245-256
- Nachev I.K. The Tithonian Flysch in Bulgaria.- Bull. Geol. Inst.ser Strat. and Lithol., 1974, 23, p. 191 - 204
- Sapunov I.G. Amonite Stratigraphy of the Upper Jurassic in Bulgaria II. Rocks and Amonite Successions. - Geologica Balkanica,1976 6, 3, p. 17-40

ОГЛАВЛЕНИЕ

	стр.
ВВЕДЕНИЕ	3
ЮРСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ГЕОКОМПЛЕКСЫ ГРУЗИИ	7
Лимнический глинисто-конгломератово-песчаниковый геокомплекс (Г.А.Чихрадзе)	7
Трансгрессивный песчаниково-известняковый гео- комплекс (Г.А.Чихрадзе)	9
Песчаниковый подкомплекс	9
Известняковый подкомплекс	10
Аргиллитово-туфо-тефроидный геокомплекс (М.А.Бе- ридзе)	11
Регрессивный глинисто-песчаниковый геокомплекс (Г.А.Чихрадзе)	15
Пестроцветный глинисто-песчаниковый геокомплекс (Г.А.Чихрадзе)	16
Доломитово-известняковый комплекс (Г.А.Чих- радзе)	17
Трансгрессивный глинисто-сланцевоконгломератово- песчаниковый геокомплекс (Г.А.Чихрадзе)	18
Глинистосланцевый геокомплекс (Г.А.Чихрадзе)	20
Флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый геокомплекс (Г.А.Чихрадзе)	21
Регрессивный песчаниково-глинисто-сланцевый гео- комплекс (Г.А.Чихрадзе)	23
Флишевый кластическоизвестняко — мергельно-из- вестняковый геокомплекс (Э.В.Варсимашвили)	24
ЮРСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ГЕОКОМПЛЕКСЫ БОЛГАРИИ (И.К.Начев)	26
Лимнический глинисто-песчаниковый геокомплекс	28
Трансгрессивный мергельно-известняковый геоком- плекс	28
Аргиллитово-алевролитовый геокомплекс	35
Регрессивный песчаниково-известняковый геоком- плекс	37
Известняковый геокомплекс	39

Флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый геокомплекс	40
СОПОСТАВЛЕНИЕ ЮРСКИХ ГЕОКОМПЛЕКСОВ БОЛГАРИИ И ГРУЗИИ (И.К.Начев, Г.А.Чихрадзе)	43
Вертикальные ряды осадочных геокомплексов	44
Латеральные ряды юрских геокомплексов	45
Мощности геокомплексов	45
Степень литификации	46
ЮРСКИЕ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ БОЛГАРИИ И ГРУЗИИ	46
Юрские палеогеодинамические обстановки Грузии (Г.А.Чихрадзе)	46
Юрские палеогеодинамические обстановки Болгарии (И.К.Начев)	57
СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК (И.К.Начев, Г.А.Чихрадзе)	66
Этапы развития юрских бассейнов Грузии (Г.А.Чих- радзе)	68
Этапы развития юрских бассейнов Болгарии (И.К.На- чев)	71
СОПОСТАВЛЕНИЕ ЮРСКИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ (Г.А.Чихрадзе, И.К.Начев)	74
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ (И.К.Начев, Г.А.Чихрадзе)	75
ВЫВОДЫ	82
ПРИЛОЖЕНИЯ	84
ЛИТЕРАТУРА	88

Рецензенты: канд.геол.-мин.наук В.И. З е с а ш в и л и
канд.геол.-мин.наук В.А. Т о д р и а

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

ИБ 2366

Редактор издательства Г.П.Бокучава
Художественный редактор Г.А.Ломидзе
Техредактор Э.Б.Бокерия

Сдано в набор 12.X.I983 ;Подписано к печати 29.8.83 ;Формат
бумаги 70x108^I/₁₆ ; Бумага офс.; Печатных л. 6,25;Уч.-изд.л. 6,5;

УЭ 00946

Тираж 500

Заказ 3364

Цена 85 коп.

გამომცემლობა "მეტეოლოგია", თბილისი, 380060, ვლ. კუთუზოვის ქ., 19

Издательство "Метеоверба", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეც. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, ვლ. კუთუზოვის ქ., 19

Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

ბუნებრივი და სინთეზური ნივთიერების
განმარტება

ЮРСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ГЕОКОМПЛЕКСЫ БОЛГАРИИ И
ГРУЗИИ

- Кахадзе И.Р., Цагарели А.Л., Нуцубидзе К.Ш., Зесашвили В.И. Геологическое строение полосы угленосных отложений между бассейнами рр.Баксан и Урупа. Тбилиси, 1960.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской области (Ег Европы, западная часть Азии и Куба). -М., Наука, 1975, с.215.
- Конюхов И.А. История развития Дагестана в мезозойское время. -Учен. зап. МГУ, 1956, вып.176, с.416.
- Крестников Г.Н. К вопросу об аркозовых песчаниках в верховьях рек Алазани и Иори (ГССР). -ДАН СССР, 1947, т.УШ, № I с.105-109.
- Кузнецов И.Г. Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении сланцев Главного хребта на Кавказе. - Изв. ВГО, 1928, вып.100, с.104.
- Левченко С.В. Осадочные породы Сванетии. - Труды СОПС АН СССР, сер. Закавказская, 1940, с.191-227.
- Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. -М., Изд-во МГУ, 1969, с.203.
- Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. Автореферат докт.диссерт. М., 1980, с.35.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К., Цветков А.А. Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа. - В кн.:Тектоника Средиземно - морского пояса. М., Наука, 1980, с.172-179.
- Мазанов Д.Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. -Баку, Изд-во АН АзССР, 1969, с.256.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. -М., Изд-во МГУ, 1963, с.357.
- Мильничук В.С., Швембергер Ю.Н., Васильев Ю.М. Основы геологической практики. -М., Недра, 1978, с.240.
- Начев И.К. Опыт на формационен анализ на юрата в България. -Труд. геол.Бълг., сер.страт. и тект., 1962, 4, с.61-93.
- Начев И.К. Кра. В Стратиграфия на България, -София, Наука и изкуство, 1968, с.189-216.
- Начев И.К. Геологическое развитие Балканской области в мезозое и кайнозое. -Бюлл.МОИП, отд.геол., 1969, 44,4, с.40-63.
- Начев И.К. Характерни белези и седиментни текстури в титонския флиш от Краишето. - Изв.Геол.инст., сер.страт. и литол., 1970, 19, с.175-191.
- Начев И.К. Палеогеография на България през юрския период. - Изв.

- Геол.инст., сер.страт. и литол., 1973, 22, с.161-194.
- Начев И.К. Върху типизацията на флиша в България. - Палеонт., страт. и литол., 1976, 4, с.75-87.
- Начев И.К. Седиментите формации в България. - Палеонт.страт. и литол., 1976, 5, с.47-60.
- Начев И.К. Литология на юрските седименти в България. София.Изд-во БАН, 1976, с.160.
- Начев И.К. Моделът на островните дъги и алпийската еволюция на България. - Сп.Бълг.геол.д-во, 1980, 41, 3.
- Начев И.К. Палеогеография Балканской области в юрском периоде. - Палеонт., страт. и литол., 1979, II, с.62-75.
- Начев И.К., Янев С.П. Седиментните геоскомплекси в България. - София, Наука и изкуство, 1980, с.204.
- Наффенгольц К.Н. Дарьяльская, Келасурская и Кодорская интрузии Большого Кавказа. - В кн.: Проблема минералогии и петрологии. Д., Наука, 1972.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4, с.5-23.
- Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. - Труды БИРО, 1932, вып.148, с.78.
- Ренгартен Н.В., Старостина З.М. Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на северном склоне Центрального Кавказа. - В кн.: Геология и полезные ископаемые срединной части Центрального Кавказа. Изд-во АН СССР, 1956, с.76-115.
- Ростовцев К.О. Нижнеюрские отложения зоны продольных депрессий высокогорной части северного склона Западного Кавказа. - ДАН СССР, 1963, т.151, № 3.
- Сапунов И.Г. Относно някои съвременни стратиграфски проблеми на юрската система в България. - Изв.Геол.ин-та БАН, сер.стратиг. и литол., 1969, 18, с.5-20.
- Сапунов И.Г. Фосилите на България. Т.3. Горна юрска серия. - Изв. БАН, София, 1979, с.263.
- Селли Р.К. Введение в седиментологию. - М., Недра, 1981, с.370.
- Славин В.И. О нахождении триасовых отложений на южном склоне Большого Кавказа. - ДАН СССР, 1957, т.117, № 3, с.483-486.
- Смирнов В.И. Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование. - Геология рудных месторождений, 1974, I, с.3-15.
- Топчишвили М.В. О возрасте лейасовой терригенной свиты южной периферии

- ферий Дзирульского массива. - Сообщ. АН ГССР, 1965, т. XXXVI, № 3, с. 623-626.
- Топчишвили М.В. К стратиграфии сторской свиты. - Сообщ. АН ГССР, 1971, т. 3, № 1, с. 109-112.
- Топчишвили М.В., Лобжанидзе Г.П. Новые данные по стратиграфии нижнеюрских отложений правобережья верховьев р. Аданге. - Сообщ. АН ГССР, 1980, № 3, с. 609-612.
- Фролов Б.И. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). - Изв. МГУ, 1965, с. 180.
- Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации. - Геотектоника, 1975, № 1, с. 13-28.
- Химшиашвили Н.Г. Верхнеюрская фауна Грузии. - Изв. АН ГССР, 1957, с. 313.
- Цейслер В.М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. - М., Наука, 1977, с. 152.
- Чихрадзе Г.А. Литология пестроцветной свиты Ткибульско-Дзмуисской полосы. - Автореф. канд. дис., Тбилиси, 1956, с. 15.
- Чихрадзе Г.А. Некоторые вопросы литологии лейасских и байосских отложений Юго-Восточной Грузии. - Труды АН ГССР, нов. серия, 1965, вып. 3, с. 1-60.
- Чихрадзе Г.А. Новые данные к стратиграфии лейаса Сванети. - Сообщ. АН ГССР, 1967, т. VIII, № 3, с. 627-630.
- Чихрадзе Г.А. Литология нижне- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа. - Труды ГИН АН ГССР, нов. серия, Тбилиси, Мецниереба, 1979, вып. 62, с. 203.
- Чхотуа Г.Р. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев р. Кодори в Абхазии. - Вестн. ГИН Грузии, 1938, т. III, вып. I, с. 93.
- Эдилашвили В.Я. Литология и структура сланцевой серии Абхазии и Сванетии. - Труды ИГиС, 1961, вып. 3(5), с. 25-37.
- Adamia Sh. A. Plate Tectonics and Evolution of Alpine System. Discussion. - Bull. Geol. America, 1975, vol. 86, p. 719-720
- Arkell W. J. Jurassic Geology of the World. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1956
- Bogdanov B., Dachev Ch., Vulchanov A., 1976. Metalogeny of Bulgaria in the context of Plate Tectonics. - IV Symp. IAGOD, Varna, 74, Sofia, 2, 1976

- Dwey J.F., Pitman W.C., Ryan B.F., Bonin J. Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System.- Geol. Soc. Am. Bull., 1973, 84, p.3137 - 3180
- Hallam, A. Jurassic Environments. Cambridge University Press, Cambridge-London-New York-Melburn, 1975, p.272
- Herz N., Savu H. Plate Tectonics of Romania.- Geol. Soc. Am. Bull. 1974, 85, p. 1429 - 1440
- Hsü K.J., Nachev I.K., Vuchev V.T. The Evolution of Bulgaria in Light of Plate Tectonics.-Tectonophysics, 1977, 40, 3-4,p.245-256
- Nachev I.K. The Tithonian Flysch in Bulgaria.- Bull. Geol. Inst.ser Strat. and Lithol., 1974, 23, p. 191 - 204
- Sapunov I.G. Amonite Stratigraphy of the Upper Jurassic in Bulgaria II. Rocks and Amonite Successions. - Geologica Balkanica,1976 6, 3, p. 17-40

ОГЛАВЛЕНИЕ

	стр.
ВВЕДЕНИЕ	3
ЮРСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ГЕОКОМПЛЕКСЫ ГРУЗИИ	7
Лимнический глинисто-конгломератово-песчаниковый геокомплекс (Г.А.Чихрадзе)	7
Трансгрессивный песчаниково-известняковый гео- комплекс (Г.А.Чихрадзе)	9
Песчаниковый подкомплекс	9
Известняковый подкомплекс	10
Аргиллитово-туфо-тефроидный геокомплекс (М.А.Бе- ридзе)	11
Регрессивный глинисто-песчаниковый геокомплекс (Г.А.Чихрадзе)	15
Пестроцветный глинисто-песчаниковый геокомплекс (Г.А.Чихрадзе)	16
Доломитово-известняковый комплекс (Г.А.Чих- радзе)	17
Трансгрессивный глинисто-сланцевоконгломератово- песчаниковый геокомплекс (Г.А.Чихрадзе)	18
Глинистосланцевый геокомплекс (Г.А.Чихрадзе)	20
Флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый геокомплекс (Г.А.Чихрадзе)	21
Регрессивный песчаниково-глинисто-сланцевый гео- комплекс (Г.А.Чихрадзе)	23
Флишевый кластическоизвестняко — мергельно-из- вестняковый геокомплекс (Э.В.Варсимашвили)	24
ЮРСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ГЕОКОМПЛЕКСЫ БОЛГАРИИ (И.К.Начев)	26
Лимнический глинисто-песчаниковый геокомплекс	28
Трансгрессивный мергельно-известняковый геокомп- лекс	28
Аргиллитово-алевролитовый геокомплекс	35
Регрессивный песчаниково-известняковый геокомп- лекс	37
Известняковый геокомплекс	39

Флишевый граувакково-алевролитово-аргиллитовый геокомплекс	40
СОПОСТАВЛЕНИЕ ЮРСКИХ ГЕОКОМПЛЕКСОВ БОЛГАРИИ И ГРУЗИИ (И.К.Начев, Г.А.Чихрадзе)	43
Вертикальные ряды осадочных геокомплексов	44
Латеральные ряды юрских геокомплексов	45
Мощности геокомплексов	45
Степень литификации	46
ЮРСКИЕ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ БОЛГАРИИ И ГРУЗИИ	46
Юрские палеогеодинамические обстановки Грузии (Г.А.Чихрадзе)	46
Юрские палеогеодинамические обстановки Болгарии (И.К.Начев)	57
СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК (И.К.Начев, Г.А.Чихрадзе)	66
Этапы развития юрских бассейнов Грузии (Г.А.Чих- радзе)	68
Этапы развития юрских бассейнов Болгарии (И.К.На- чев)	71
СОПОСТАВЛЕНИЕ ЮРСКИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ (Г.А.Чихрадзе, И.К.Начев)	74
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ (И.К.Начев, Г.А.Чихрадзе)	75
ВЫВОДЫ	82
ПРИЛОЖЕНИЯ	84
ЛИТЕРАТУРА	88

Рецензенты: канд.геол.-мин.наук В.И. З е с а ш в и л и
канд.геол.-мин.наук В.А. Т о д р и а

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

ИБ 2366

Редактор издательства Г.П.Бокучава
Художественный редактор Г.А.Ломидзе
Техредактор Э.Б.Бокерия

Сдано в набор 12.X.I983 ;Подписано к печати 29.8.83 ;Формат
бумаги 70x108^I/₁₆ ; Бумага офс.; Печатных л. 6,25;Уч.-изд.л. 6,5;

УЭ 00946

Тираж 500

Заказ 3364

Цена 85 коп.

გამომცემლობა "მეტეორება", ლბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19

Издательство "Метевереба". Тбилиси. 380060. ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეტე. დაკრებილის სტამბა, ლბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

ბუნებისა და სპარტაქოს იუჯინი ჟანაიანი
გეოგრაფიკები

ЮРСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ГЕОКОМПЛЕКСЫ БОЛГАРИИ И
ГРУЗИИ