МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. М. В. ЛОМОНОСОВА
Всесоюзный аэрогеологический трест МГ и ОН СССР
КАВКАЗСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ

ГЕОЛОГИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Труды Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1959—1960 годы

ТОМ 3

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва · 1962

Д. И. ПАНОВ

СТРАТИГРАФИЯ, ФАЦИИ И СТРУКТУРА НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНАХ РЕК БАКСАН И ЧЕГЕМ

Нижне- и среднеюрские отложения в бассейнах рек Баксан и Чегем представляют большой интерес во многих отношениях. Они достаточно хорошо обнажены, четко стратифицированы и довольно полно охарактеризованы фауной; это позволяет произвести их детальное стратиграфическое расчленение. В то же время полоса распространения нижне- и среднеюрских отложений здесь, особенно в долине р. Чегем, непрерывно протягивается через различные структурно-фациальные зоны, что при наличии детально разработанной стратиграфии дает возможность выявить закономерности изменения фаций и мощностей как в отдельных зонах, так и в переходах между ними. Изучение фациальной изменчивости и распределения мощностей рассматриваемых отложений при прослеживании их с севера на юг, вкрест простирания структурно-фациальных зон, позволяет выявить и ряд более общих черт строения и развития этих зон, более полно расшифровать историю формирования структуры всего крайне интересного и сложного района.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Тектоника междуречья Баксан — Чегем изучалась длительное время многими геологами, из которых в первую очередь следует назвать И. Г. Кузнецова (1951) и Д. С. Кизевальтера (1948), давших первые и в основном правильные схемы тектонического районирования этой территории. В 1955—1958 гг. район междуречья Баксан — Чегем был детально изучен геологами Баксанской партии Кавказской экспедиции МГУ под руководством Е. Е. Милановского. Эти работы дали много нового материала, который позволил Е. Е. Милановскому (1959) предложить новую схему тектонического районирования интересующей нас территории, развивающую и уточняющую существовавшие ранее схемы И. Г. Кузнецова и Д. С. Кизевальтера. Схема Е. Е. Милановского принята нами за основу в настоящей работе.

В структуре рассматриваемой нами части Северного Кавказа выделяется ряд крупных тектонических зон первого порядка, резко различающихся по стратиграфическому разрезу, характеру дислокаций и геологической истории и разделенных длительно развивавшимися продольными разломами глубокого заложения (рис. 1, 2, 3).

Северная часть описываемого района входит в состав субплатформенной Лабино-Малкинской зоны, характеризующейся наличием неглубоко залегающего кристаллического фундамента, образованного сложно дислоцированными метаморфическими породами докембрия — нижнего палеозоя, и перекрывающего его осадочного чехла из полого (обычно моноклинально) залегающих нижне- и среднеюрских отложений. Особенностью строения

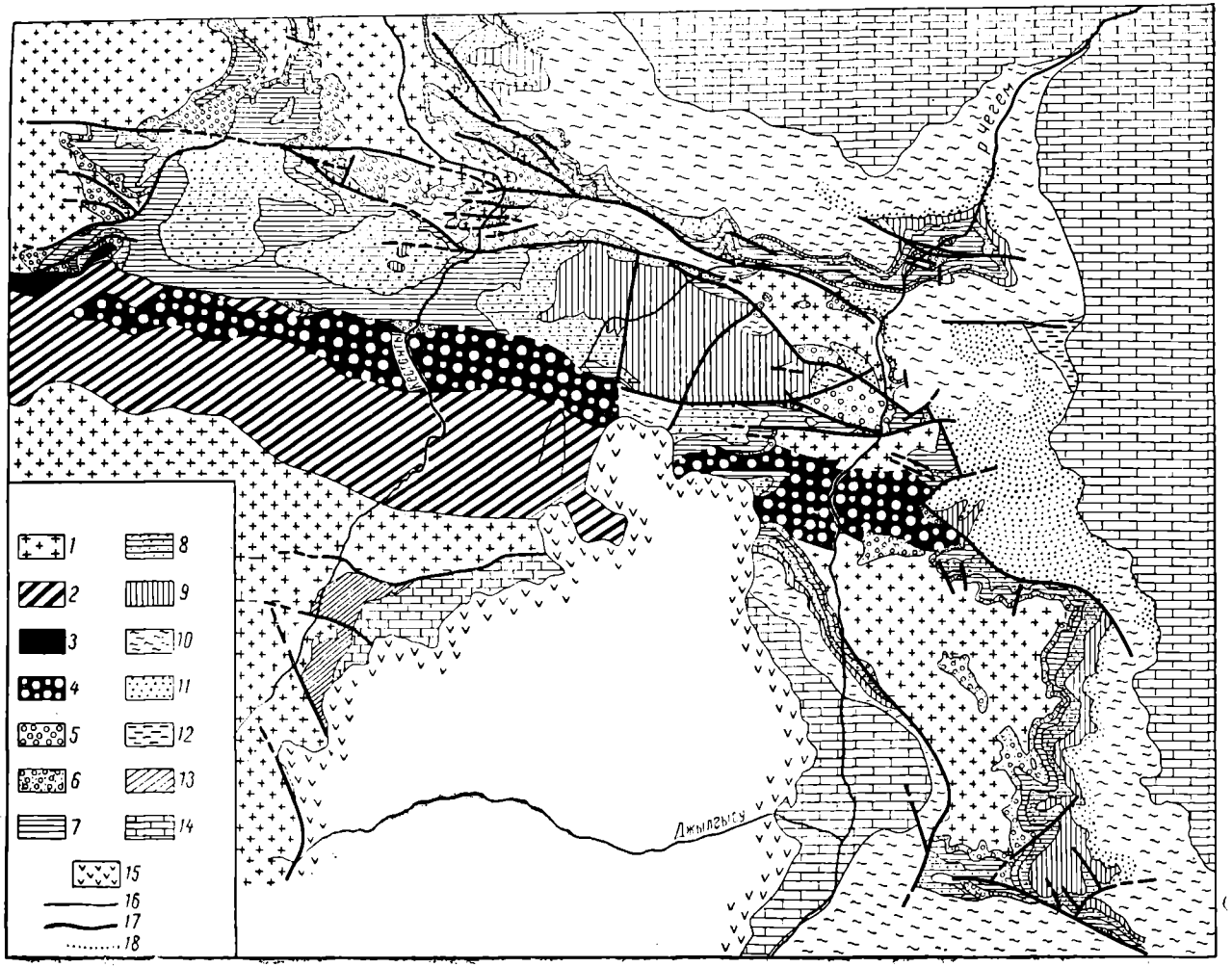

Рис. 1. Геологическая карта междуречья Баксан — Чегем (составлена Кавказской экспедицией МГУ).

1 — докембрий — нижний палеозой; *2* — нижний — средний палеозой; *3* — средний палеозой; *4* — верхний палеозой; *5* — плинсбахский ярус (хумаринская свита); *6* — средний лейас (безингийская свита); *7* — средний тоар (нижнегижгитские слои); *8* — верхний тоар (верхнегижгитские слои); *9* — верхний тоар — аален (баксанские слои); *10* — нижний байос (коштанские слои); аргиллитовая толща: *11* — нижний байос (коштанские слои); песчаниковые толщи: *12* — верхний байос (тызыльские слои), *13* — нижне- и среднеюрские отложения нерасчлененные, *14* — верхняя юра, *15* — кайнозойские вулканогенные образования; *16* — нормальные стратиграфические контакты; *17* — разрывные нарушения; *18* — границы литологических разностей пород.

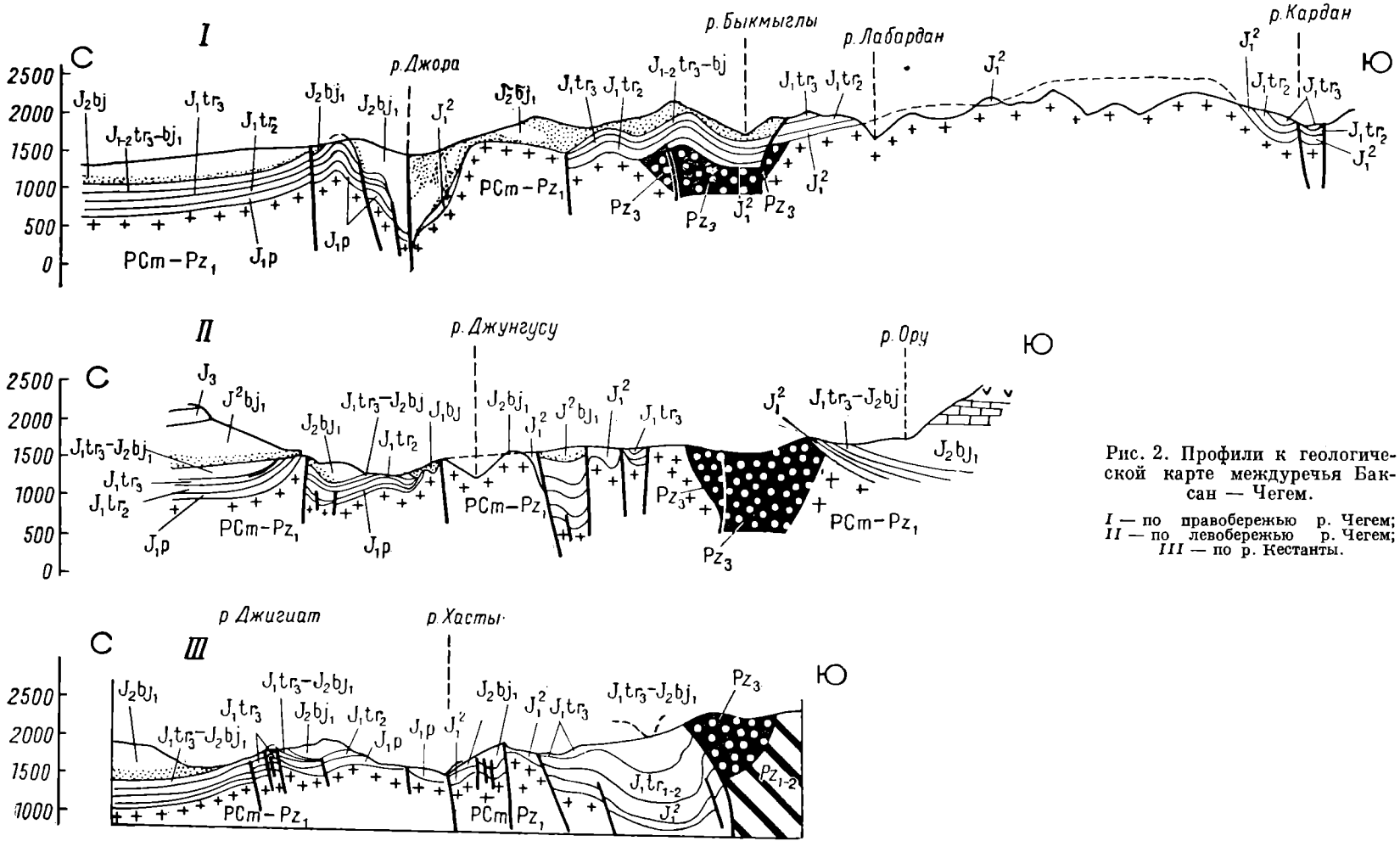

Рис. 2. Профили к геологической карте междуречья Баксан — Чегем.

I — по правобережью р. Чегем; *II* — по левобережью р. Чегем; *III* — по р. Кестанты.

нижне- и среднеюрских отложений в этой (восточной) части Лабино-Малкинской зоны являются их незначительная (не более 1200—1300 *м*) суммарная мощность, полное отсутствие морских отложений среднего лейаса и нижнего тоара и небольшая мощность и очень четкая стратификация тоар-ааленских отложений, содержащих здесь обычно богатую фауну.

Южнее располагается сравнительно узкая (несколько километров), вытянутая в субширотном направлении Тырныаузская шовная зона, ограниченная крупными, длительно развивавшимися разломами глубокого заложения и разделенная ими на ряд отдельных «пластин». Тырныаузская зона образована сложно дислоцированными, сравнительно слабо метаморфизованными толщами девона, карбона и перми и перекрывающими их, также сложно

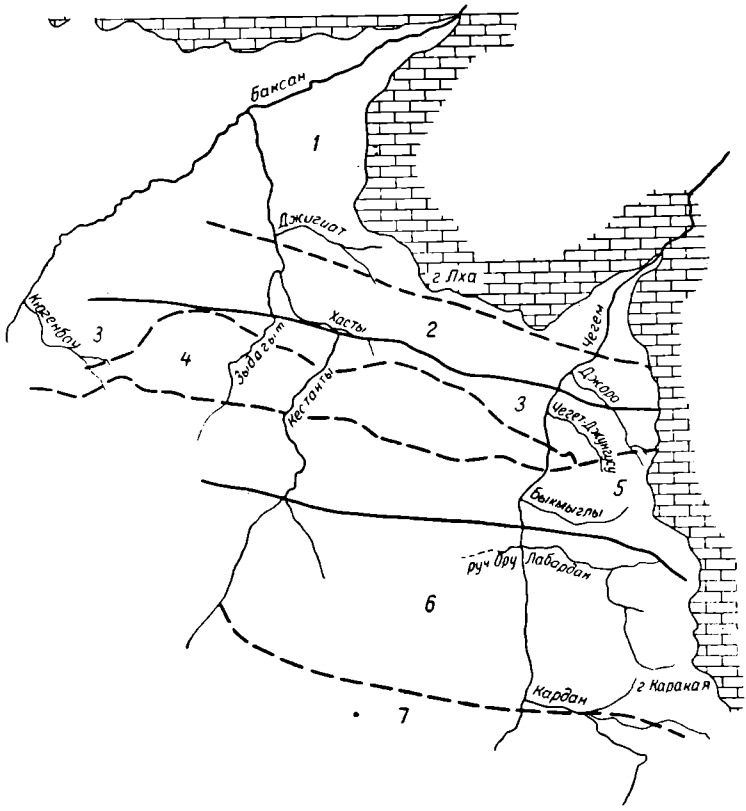

Рис. 3. Схема расположения структурно-фациальных зон нижней и средней юры в междуречье Баксан — Чегем.

Подзоны Лабино-Малкинской зоны: *1* — Северная; *2* — Южная; подзоны Тырныаузской шовной зоны: *3* — Хастинская; *4* — Кестантинская; *5* — Джунгусская; подзоны Восточно-Балкарской зоны: *6* — Хуламская; *7* — Безингийская.

дислоцированными толщами нижней и средней юры, которые появляются к востоку от р. Баксан и достигают особенно широкого развития на правобережье р. Чегем. Разрез нижне- и среднеюрских отложений этой зоны отличается появлением в его составе маломощных морских отложений домерского яруса, а местами, возможно, и нижнего тоара. Однако самой характерной особенностью зоны являются исключительно резкая фациальная изменчивость, огромные (0—700 *м* на расстоянии 1—3 *км*) градиенты изменения мощностей всех горизонтов разреза, резкие различия в наборе толщ нижне- и среднеюрских отложений в разных частях зоны и в их взаимоотношениях.

Район, располагающийся к югу от Тырныаузской шовной зоны и представляющий собой северное крыло горст-антиклинория Главного хребта,

сложенное палеозойскими гранитами и гнейсами и частично перекрывающими их дислоцированными толщами нижней и средней юры, также выделяется нами в самостоятельную Восточно-Балкарскую зону. В разрезе нижне- и среднеюрских отложений здесь выделяются в общем все те же подразделения, что и в Тырныаузской зоне, но их строение и взаимоотношения совершенно иные. Характерными особенностями этого района являются, во-первых, малая и довольно постоянная на площади мощность и слабая стратификация тоар-ааленских отложений и, во-вторых, широкое развитие и огромные мощности (до 1—1,5 *км*) нижнебайосских отложений, с которыми связаны местами интенсивные проявления магматической деятельности.

По северной и северо-восточной периферии всех трех зон нижне- и среднеюрские отложения трансгрессивно перекрываются карбонатными толщами верхней юры, образующими Скалистый хребет, протягивающийся в северо-западном направлении и как бы косо секущий упомянутые выше тектонические зоны.

В пределах крупных тектонических зон первого порядка в свою очередь выделяются более мелкие структурно-фациальные зоны второго порядка (или подзоны по Д. С. Кизевальтеру и Е. Е. Милановскому), различия в строении которых менее существенны и заключаются главным образом в степени полноты разреза, характере стратиграфических и тектонических взаимоотношений между толщами (размывы, несогласия), в распределении фаций и мощностей отложений, а иногда и в разной степени дислоцированности пород (рис. 2). Следует отметить, что если крупные зоны первого порядка характеризуются индивидуальным развитием в течение длительного времени, охватывающего иногда весь палеозой, мезозой и кайнозой, то структурно-фациальные зоны второго порядка (подзоны) выделяются для отдельных, более ограниченных отрезков геологической истории. Мы в дальнейшем будем говорить о подзонах для нижне-среднеюрской эпохи и обосновывать их выделение на анализе строения нижне- и среднеюрских отложений; это не исключает, однако, возможности того, что некоторые из выделенных нами подзон могут совпадать с подзонами для палеозоя.

Самостоятельную структурно-фациальную подзону представляет собой южная часть Лабино-Малкинской зоны, примыкающая с севера к Тырныаузской зоне и названная нами Бетдургинской. От остальной части Лабино-Малкинской зоны, которая может быть названа здесь подзоной северной моноклинали, Бетдургинская подзона отличается более сокращенным разрезом тоара — аалена, более четко выраженным трансгрессивным характером залегания байосских отложений и более сложной структурой нижне- и среднеюрских отложений, образующих здесь ряд простых дислокаций складчато-глыбового характера.

Особенно сложным строением отличается Тырныаузская шовная зона, распадающаяся в междуречье Баксан — Чегем на три структурно-фациальные зоны второго порядка (или подзоны): Хастинскую, Кестантинскую и Джунгусскую (расположение и границы подзон показаны на рис. 2).

Самая северная — Хастинская — подзона характеризуется полным выпадением из разреза ааленских отложений, а местами и тоарских и резко трансгрессивным залеганием отложений байоса на породах тоара, среднего лейаса и даже палеозойского фундамента.

Южнее располагается выделенная Д. С. Кизевальтером Кестантинская подзона, характеризующаяся широким развитием, очень большими мощностями и полным стратиграфическим объемом тоар-ааленских отложений.

Наконец, южная — Джунгусская — подзона отличается резко трансгрессивным залеганием в ее пределах среднетоарских отложений, которые налегают здесь на самые нижние горизонты среднего лейаса или непосредственно на палеозойский фундамент, а также намного меньшими (по сравнению с Кестантинской подзоной) мощностями тоара—аалена и резким опесчаниванием нижнебайосских отложений.

Д. С. Кизевальтер (1948), впервые детально описавший Тырныаузскую зону под названием зоны Передового хребта, предложил иное разделение ее на подзоны, целиком основанное на различиях в строении палеозойских образований. Он выделяет северную подзону с мощным разрезом нижнего карбона и южную, сложенную метаморфизованными толщами нижнего палеозоя — девона и красноцветными и сероцветными молассами верхнего палеозоя. Такое подразделение, по-видимому, действительно справедливо лишь для более западной части Тырныаузской зоны, для междуречья Баксан — Малка, где она представляет собой в современной структуре резко ограниченный разломами узкий горст-антиклинорий, в пределах которого юрские отложения отсутствуют.

В нашем районе (междуречье Баксан — Чегем) строение Тырныаузской зоны сильно изменяется, что выражается, с одной стороны, в последовательном, ступенчатом погружении к востоку палеозойского субстрата в целом и перекрытии его юрскими отложениями и, с другой стороны, в постепенном воздымании к востоку структуры палеозойского фундамента, приводящем к исчезновению из разреза толщ среднего и отчасти верхнего палеозоя, вместо которых выступают на поверхность и приходят в непосредственное соприкосновение с юрскими отложениями метаморфические образования докембрия — нижнего палеозоя. Эти обстоятельства делают практически невозможным выделение в восточной части Тырныаузской зоны подзон Д. С. Кизевальтера и заставляют нас предложить свою схему подразделения на подзоны, основанную на анализе строения юрских отложений. Соотношение выделенных нами подзон с подзонами Д. С. Кизевальтера устанавливается довольно точно при прослеживании по простиранию как самих подзон, так и ограничивающих их крупных разломов.

За северную границу Тырныаузской зоны и, следовательно, Хастинской подзоны мы принимаем установленный Д. С. Кизевальтером к западу от р. Кестанты Соухошский разлом (рис. 2, 4), прослеженный нами к востоку до правобережья Чегема под названием Хастинского. Соухош-Хастинский разлом, по нашему мнению, является восточным продолжением Северного разлома Д. С. Кизевальтера, ограничивающего Тырныаузскую зону с севера в междуречье Баксан — Малка. Границей Хастинской и Кестантинской подзон в бассейне р. Кюгенбау служит выделенный Д. С. Кизевальтером Гирхожанский разлом, а восточнее — установленный нами Голугардинский разлом. Границей Кестантинской и Джунгусской подзон служит Зырнывансский разлом, установленный Д. С. Кизевальтером на реках Кюгенбау и Кестанты, прослеженный нами до р. Чегем, являющийся восточным продолжением Центрального разлома, разделяющего северную и южную подзоны в междуречье Баксан — Малка.

Таким образом, наши Хастинская и Кестантинская подзоны в общем соответствуют северной подзоне Тырныаузской зоны в более западных ее районах. Подтверждается этот вывод наличием выходов нижнего карбона в западной части Кестантинской впадины (на левобережье Кюгенбау), а также фактами, свидетельствующими о том, что и в бассейне р. Кестанты и в верховье р. Кекташ среди пород фундамента Кестантинской впадины также присутствуют или присутствовали ранее вулканогенные породы нижнего карбона. Что касается Джунгусской подзоны, то она, несомненно, является восточным продолжением южной подзоны Тырныаузской зоны; границей между ними служит Кекташский поперечный разлом в районе горы Ийре. Положение южной границы Джунгусской подзоны и соответственно Тырныаузской шовной зоны в целом не совсем ясно. На левобережье р. Чегем границей является, вероятно, резкий выступ фундамента севернее ручья Ору, представляющий собой северо-западное продолжение Лабарданской антиклинали. На правобережье р. Чегем граница проходит, по-видимому, где-то на водоразделе рек Быкмыглы и Джунгусу. Проведение границы именно здесь определяется тем, что к северу от этой линии наблюдается резко трансгрессивное залегание среднего тоара и к ней

же приурочено резкое изменение мощностей и фаций байосских отложений.

В таком объеме Тырныаузская шовная зона выделяется в данном районе впервые. Д. С. Кизевальтер (1948), не учитывавший особенностей строения восточной части Тырныаузской зоны и понимавший ее в основном как зону значительного развития среднего палеозоя, ограничивал ее здесь лишь южной подзоной, относя выделенную им Кестантинскую впадину к более северной Тузлук-Гирхожанской зоне.

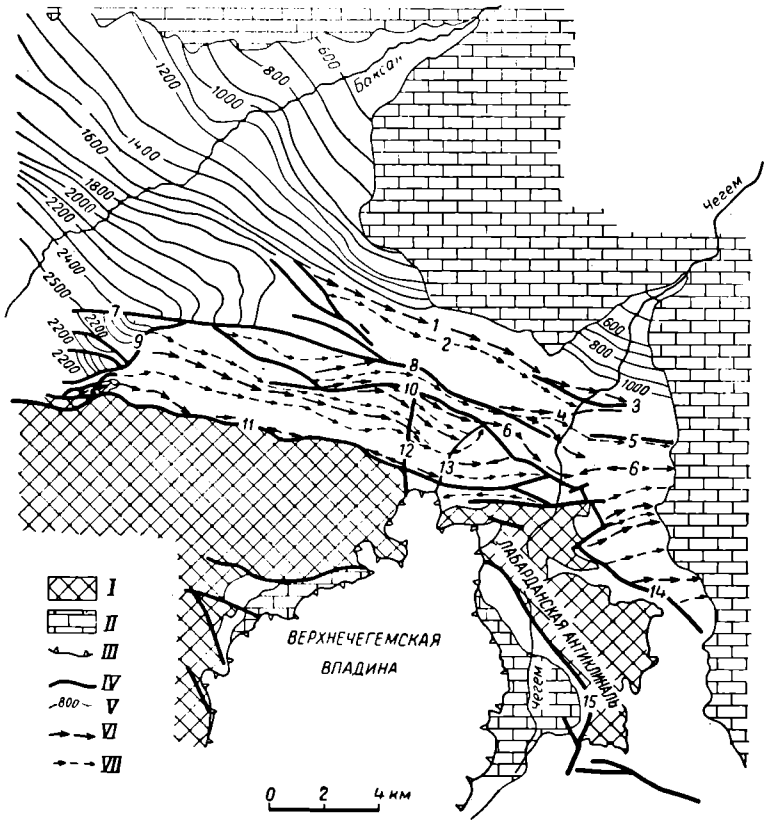

Рис. 4. Тектоническая схема междуречья Баксан — Чегем.

I — выходы палеозойского фундамента; *II* — верхнемезозойский структурный подъярус; *III* — выходы кайнозойского структурного подъяруса; *IV* — разрывные нарушения; *V* — стратоизогипсы по подошве юрских отложений; *VI* — ось антиклинали; *VII* — ось синклинали; складчатые структуры: *1* — Бетдургинская антиклиналь, *2* — Мстикамская синклиналь, *3* — Джорская антиклиналь, *4* — Кекташская антиклиналь, *5* — Джорская синклиналь, *6* — Джунгусская антиклиналь; разломы: *7* — Соухошский, *8* — Хастинский, *9* — Гирхожанский, *10* — Голугардинский, *11* — Зырныванский, *12* — Кекташский, *13* — Лзгарский, *14* — Лабарданский, *15* — Ачинский.

В расположенной южнее Восточно-Балкарской зоне нами выделяются две подзоны: северная — Хуламская и южная — Безингийская, различия между которыми гораздо менее существенны, чем между подзонами Тырныаузской зоны, и сводятся к различию в мощностях отложений (мощность отложений в Хуламской подзоне меньше) и характере нижнебайосских магматических проявлений. В дальнейшем мы будем рассматривать лишь Хуламскую подзону и только западную ее часть, заключенную между верховьями р. Кестанты и обрывом Скалистого хребта на правобережье р. Чегем.

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

До самого последнего времени отложения лейаса и доггера на описываемой территории были изучены крайне неравномерно. Так для восточной части Лабино-Малкинской зоны (район Былыма) существовали достаточно

детальные, обоснованные и более или менее близкие между собой стратиграфические схемы С. П. Соловьева (1936) по Баксану, В. П. Ренгартена (1946) по р. Чегем и Д. С. Кизевальтера (1948) по рекам Баксан и Чегем, согласно которым нижне- и среднеюрские отложения представляют собой единую серию напластований, охватывающую интервал от нижнего (или верхнего) тоара до бата включительно. Единственным источником сведений о стратиграфии нижней и средней юры Тырныаузской зоны в пределах междуречья Баксан — Чегем была до сих пор работа Д. С. Кизевальтера (1948), который пытался полностью применить здесь свою схему, разработанную для Былымского района, что привело уже к некоторым ошибкам. Наиболее же слабо до настоящего времени были изучены нижне- и среднеюрские отложения Тырныаузской зоны на правобережье р. Чегем. Исследователи этого района И. Г. Кузнецов (1951) и Д. С. Кизевальтер (1948) отмечали широкое развитие здесь верхнелейасовых отложений при весьма ограниченном распространении, а местами и полном отсутствии среднеюрских. Эта точка зрения является неправильной и должна быть отвергнута. Наши исследования, напротив, установили широкое развитие на правобережье р. Чегем байосских отложений при очень ограниченном распространении, а местами (Хастинская подзона) и полном отсутствии отложений тоара и аалена.

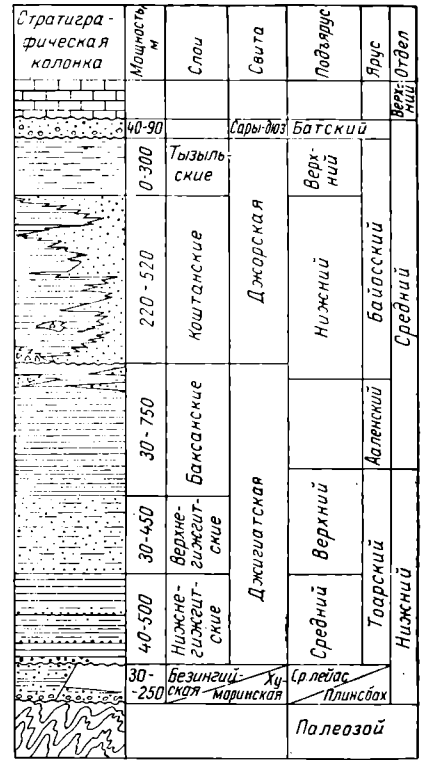

Рис. 5. Стратиграфическая колонка нижне- и среднеюрских отложений Междуречья Баксан — Чегем.

В результате детальных съемочных и тематических работ, проведенных нами[1] в 1955—1956 гг., выяснено, что разрез нижне- и среднеюрских отложений не представляет собой единую, непрерывную серию напластований, как это предполагали все предыдущие исследователи, а четко распадается на три естественных стратиграфических комплекса: среднелейасовый, тоар-ааленский и байос-батский, каждый из которых отделен от предыдущего перерывом в осадконакоплении и залегает трансгрессивно. К среднелейасовому комплексу относится (рис. 5) хумаринская свита (плинсбахский ярус) в Лабино-Малкинской зоне и безингийская свита (средний лейас нерасчлененный) в Восточно-Балкарском районе. Тоар-ааленский комплекс представлен джигиатской свитой, в составе которой выделяются нижнегижгитские (средний тоар), верхнегижгитские (верхний тоар) и баксанские (верхний тоар — низы нижнего байоса) слои. Байос-батский комплекс включает в себя джорскую свиту, состоящую из коштанских (нижний байос) и тызыльских (верхний байос) слоев, и свиту сары-дюз (бат). Вопросам стратиграфии посвящены специальные работы (Н. В. Безносов и другие, 1960; Д. И. Панов и Ю. Г. Леонов, 1959), поэтому здесь мы дадим лишь самую краткую характеристику стратиграфических подразделений нижней и средней юры, выделяющихся в пределах описываемого района.

[1] В изучении нижне- и среднеюрских отложений вместе с автором принимали участие студенты геологического факультета МГУ Д. К. Буракаев и В. Г. Трифонов.

Среднелейасовый комплекс

Хумаринская свита (J_1р).

В пределах Лабино-Малкинской зоны в основании разреза юрских отложений залегает хумаринская (угленосная) свита, представляющая собой маломощную (до 90 *м* на р. Баксан и до 25 *м* на р. Чегем) толщу светло-серых разнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов с подчиненными пачками алевролитов, содержащими прослои и линзы угля. Хумаринская свита резко несогласно налегает на неровную, размытую поверхность кристаллических сланцев докембрия — нижнего палеозоя (чегемская свита) и с размывом перекрывается трансгрессивно залегающими среднетоарскими или байосскими отложениями. Свита характеризуется непостоянством своего состава и мощности, резкой фациальной изменчивостью, однако общий тип строения ее разреза остается в общем довольно постоянным.

В основании хумаринской свиты почти повсеместно прослеживается базальный конгломерат, состоящий из плохо окатанных обломков подстилающих пород в песчано-слюдистом цементе. Мощность его обычно не превышает 1—3 *м*. Исключение составляет лишь район устья р. Гижгит, где на склоне крупного эрозионного выступа палеозойского фундамента образовалась мощная линза конгломератов и грубозернистых песчаников (до 35—40 *м*). Иного характера, хотя и столь же мощная линза конгломерата обнажается в разрезе по р. Хасты (правый приток р. Кестанты) и прослеживается к западу до р. Зыдагыт и к востоку в верховьях р. Кекташ. Эта толща также представляет собой мощный «раздув» базального конгломерата, но имеет существенно иной состав: в значительной степени она состоит из крупных, хорошо окатанных галек и валунов нижнекаменноугольных пород.

На базальном конгломерате или непосредственно на поверхности кристаллического фундамента в большинстве мест залегает базальная продуктивная пачка, полностью выклинивающаяся на выступах рельефа фундамента и достигающая в его западинах мощности 10—25 *м*. Представлена она аргиллитами или алевролитами с пластами и линзами песчаника и конгломерата, с прослоями и пластами угля.

Вышележащая часть хумаринской свиты характеризуется четко выраженным трехчленным строением. Нижняя часть ее налегает со слабым размывом на базальную продуктивную пачку, а на выступах фундамента с резким несогласием непосредственно на палеозойские образования. Эта часть свиты мощностью 10—25 *м* является аналогом подпродуктивной толщи в разрезах Кубано-Малкинского бассейна и представлена грубозернистыми массивными песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов. Средняя часть свиты связана с предыдущей постепенным переходом. Этот горизонт мощностью 5—20 *м*, являющийся аналогом продуктивной толщи, сложен мелкозернистыми, плитчатыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и аргиллитами; в нем имеются линзы и пласты угля. Наконец, верхняя часть — аналог надпродуктивной толщи — имеет мощность 7—18 *м* и сложена, как и нижняя, грубозернистыми песчаниками и гравелитами с линзами конгломератов. Общая мощность свиты закономерно убывает от 40—85 *м* на реках Баксан и Кестанты до 25 *м* на р. Чегем.

Плинсбахский возраст хумаринской свиты устанавливается сопоставлением баксанского разреза с разрезами более западных районов. Работами ряда геологов (Н. В. Безносов и другие, 1960; И. Р. Кахадзе и другие, 1957; И. Р. Кахадзе и А. Л. Цагарели, 1956; Д. И. Панов и Ю. Г. Леонов, 1959) отложения хумаринской свиты в настоящее время детально прослежены на всей территории от р. Чегем на востоке до р. Уруп на западе, где они переходят в чисто морские фации и содержат характерные для плинсбахского яруса аммониты *Beaniceras* cf. *costatum* Buckm[1]. в низах и *Androgy-*

[1] Находка Г. Е. Пилюченко (1946), определение Г. Я. Крымгольца.

noceras oblongum Qu.[1], *Tropidoceras masseanum* Orb., *Tr.* cf. *flandrini* Dum., *Polymorphites polymorphus* Qu., *Uptonia* cf. *ignota* Simps[2]. в верхах.

Безингийская свита (J_1^2)

Отложения, объединяемые нами в безингийскую свиту, залегают в пределах Тырныаузской и Восточно-Балкарской зон в основании юрского разреза и представляют собой толщу разнозернистых песчаников, гравелитов, конгломератов и в меньшей степени алевролитов.

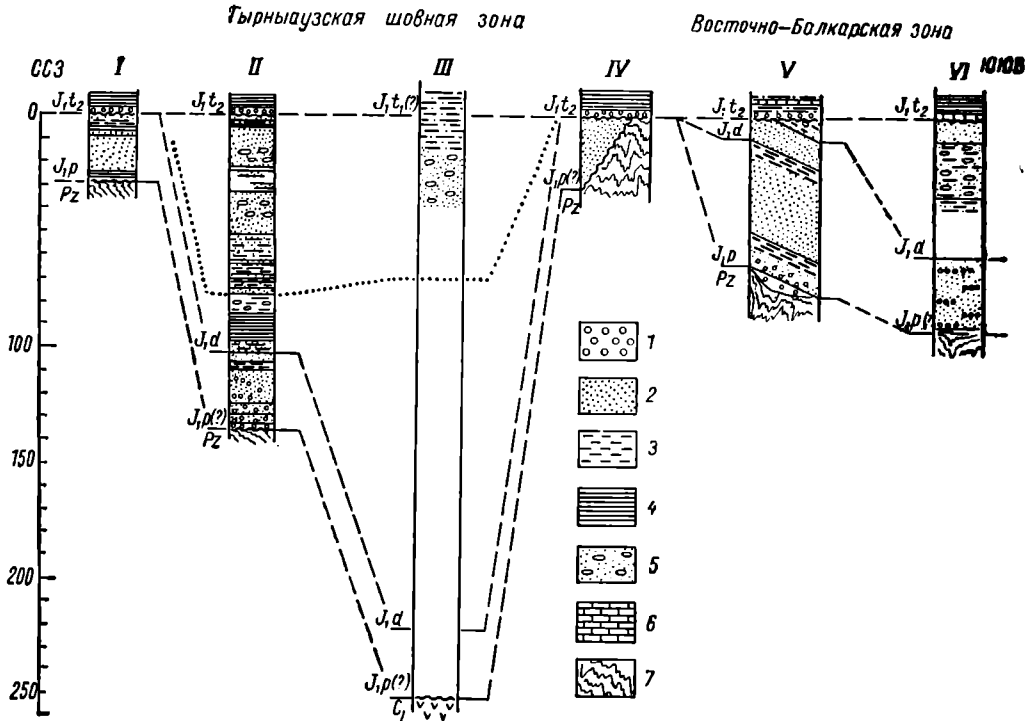

Рис. 6. Сопоставление разрезов среднего лейаса в междуречье Баксан — Чегем.

I — р. Чегем у Актопрака; *II* — Хастинская подзона, р. Кюгенбау; *III* — Кестантинская подзона (сводный схематический разрез); *IV* — Джунгусская подзона (сводный схематический разрез); *V* — Лабарданская антиклиналь (сводный схематический разрез); *VI* — Карданская антиклиналь, нивовия р. Кардан; *1* — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — песчаниковые конкреции; *6* — известняки; *7* — породы палеозойского фундамента.

На всей территории своего распространения они трансгрессивно и несогласно налегают на размытую поверхность кристаллических пород палеозойского фундамента и несогласно перекрываются трансгрессивно залегающими отложениями тоара или байоса.

В большинстве разрезов (рис. 6) безингийскую свиту удается расчленить на три пачки: нижнюю, условно относимую нами к плинсбахскому ярусу, среднюю и верхнюю, относящиеся к домерскому ярусу. Все эти пачки связаны в разрезе постепенными переходами, границы их достаточно условны, и в целом отложения свиты, несомненно, представляют собой единую толщу пород, в ряде случаев вообще не поддающуюся расчленению. Строение свиты в разных подзонах существенно различное, что связано не только с первичным изменением фаций и мощностей, но и с последующим (главным образом предсреднетоарским) размывом этих отложений, в результате которого их

[1] Находка И. Р. Кахадзе и других (1956, 1957), определение К. Ш. Нуцубидзе.
[2] Находка Н. В. Живаго (1960), определение В. П. Казаковой.

стратиграфический объем в разных подзонах рассматриваемого района оказался весьма различным.

В Хастинской подзоне, в ее западной части (на правобережье р. Кюгенбау), безингийская свита представлена всеми тремя пачками и мощность ее достигает 125—130 *м*. Нижняя пачка сложена массивными грубозернистыми песчаниками с линзами конгломерата и гравелита внизу и мелкозернистыми песчаниками с прослоями углистых алевролитов вверху. Мощность ее очень непостоянна и колеблется от 5—8 *м* до 30—35 *м*. Средняя пачка мощностью до 20—25 *м* сложена черными алевролитами и аргиллитами с караваями сидерита и железистого песчаника, с фауной пелеципод *Velopecten* sp. indet., *Pecten* sp. indet., *Cardinia* sp. indet., *Astarte* sp. indet. (определение Г. Т. Пчелинцевой) и брахиопод *Bodrakella* aff. *bodrakensis* M o i s s., *Salgirella* aff. *alberti* O p p., *Spiriferina angulata* O p p. (определение В. П. Макридина). Верхняя пачка мощностью до 75 *м* сложена мелкозернистыми массивными песчаниками, чередующимися в нижней части с алевролитами. Песчаники рыхлые, с обилием крупных караваеобразных стяжений плотного ожелезненного песчаника и с галькой кварца.

В центральной части Хастинской подзоны (реки Зыдагыт и Кестанты) безингийская свита сокращается по мощности до 80—100 *м*, не расчленяется на пачки и имеет несколько иное строение. В основании разреза там залегают конгломераты (25 *м* на р. Зыдагыт и 6—8 *м* на р. Кестанты), состоящие в значительной степени из галек нижнекаменноугольных пород и совершенно аналогичные конгломератам хумаринской свиты на р. Хасты. Выше лежат массивные мелко- и среднезернистые песчаники с рассеянными гальками, линзами гравелита, песчаниковыми стяжениями (часть разреза здесь задернована), сменяющиеся вверху песчанистыми алевролитами с линзами плотных песчаников или песчаниками с обилием железистых стяжений, с несколькими прослоями гравелита. Восточнее, в бассейне р. Чегем, отложения безингийской свиты с размывом перекрываются трансгрессивно залегающими байосскими образованиями, и о строении их судить трудно.

В пределах Кестантинской впадины отложения безингийской свиты обнажены очень мало и плохо. Об их строении можно судить лишь по косвенным данным. В составе свиты здесь также выделяются три пачки: нижняя и верхняя — преимущественно песчаниковые и средняя — глинистая. В литологическом отношении они аналогичны трем пачкам разреза р. Кюгенбау, но мощность средней, глинисто-алевролитовой пачки в осевой части впадины резко возрастает до 150 *м*, в результате чего общая мощность свиты увеличивается здесь до 200—250 *м*. Основание свиты вскрывается только на левобережье р. Кюгенбау, где можно наблюдать непосредственное налегание на вулканогенные породы нижнего карбона, обнажающиеся в ядре антиклинальной складки, грубозернистых песчаников и конгломератов нижней пачки безингийской свиты. Отмечено, что в южной части впадины мощность свиты снова резко сокращается до 50—100 *м*, а в составе ее все бóльшую роль начинают играть конгломераты из галек пород нижнего карбона, аманчатской свиты (Pz_{1-2}) и перми.

Что касается верхней границы свиты в пределах Кестантинской впадины, то здесь положение еще недостаточно ясное. В двух местах — на левобережье рек Кюгенбау и Кестанты — наблюдается будто бы постепенный переход от верхней песчаниковой пачки среднего лейаса через 50-метровую алевролитовую пачку к фаунистически охарактеризованной аргиллитовой толще среднего тоара. Если только в этих разрезах нет какого-либо скрытого перерыва, то можно считать, что в Кестантинской впадине мы имеем единый непрерывный разрез от среднего лейаса до тоара и аалена, включая нижний тоар, к которому следует отнести алевролитовую пачку. Во всяком случае характерный пласт красно-бурого гравелита, залегающий в основании трансгрессирующего среднего тоара южнее и севернее, нигде в пределах Кестантинской впадины встречен не был.

Джунгусская подзона характеризуется резко трансгрессивным залеганием среднетоарских отложений на нижней пачке безингийской свиты и и даже непосредственно на палеозойском фундаменте; средняя и верхняя пачки безингийской свиты повсеместно отсутствуют в разрезах.

Южнее, в Хуламской подзоне среднетоарские отложения залегают по-прежнему трансгрессивно, но уже нигде полностью не срезают среднелейасовых отложений. Повсеместно в разрезах сохраняется нижняя пачка безингийской свиты, которая имеет здесь совершенно такое же строение, как и угленосные отложения хумаринской свиты в районе селений Былым и Актопрак. В западинах доюрского рельефа фундамента здесь сохранились базальные пачки конгломерато-брекчий, гравелитов и углистых аргиллитов, а вышележащая часть разреза представлена светло-серыми массивными среднезернистыми песчаниками с отдельными пластами и пачками алевролитов с прослоями угля. Общая мощность нижней пачки безингийской свиты составляет здесь 50—80 *м*. На своде Лабарданской антиклинали и на северо-восточной окраине Верхнечегемской впадины сохранились от предтоарского размыва остатки средней пачки в виде рыхлых алевролито-песчаников с пластами песчанистого известняка с *Amaltheus* sp. (находка Н. В. Безносова, определение В. П. Казаковой)[1], пелециподами и брахиоподами.

Наконец, еще южнее, в Безингийской подзоне свита снова представлена всеми своими тремя пачками и мощность ее достигает 180—200 *м*.

Возраст нижней пачки безингийской свиты условно определяется как плинсбахский на основании того, что она по своему литологическому составу и типу строения чрезвычайно близка к хумаринской свите в районе селений Былым и Актопрак. Средняя пачка содержит *Amaltheus* sp. и *Amaltheus depressus* Sipms. (найден нами восточнее на водоразделе двух Череков) и, несомненно, относится к домерскому ярусу. К домеру мы относим и верхнюю пачку, исходя из того, что она связана постепенным переходом со средней пачкой, с размывом перекрывается среднетоарскими отложениями, а восточнее, как это установлено Ю. Г. Леоновым, переходит в мизурские песчаники, надежно охарактеризованные домерской фауной (Г. Д. Ажгирей, 1958а, б; В. П. Казакова, 1958). Таким образом, безингийская свита в целом должна относиться к среднему лейасу.

Тоар-ааленский комплекс

Джигиатская свита

Отложения джигиатской свиты представлены толщей аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых, зеленовато-серых песчаников с обилием сидеритовых и фосфоритовых конкреций и шамозитовых оолитов.

Вся эта толща пород представляет собой единую, непрерывную серию напластований, четко отделяющуюся от выше- и нижележащих образований. На всей описываемой территории отложения джигиатской свиты залегают резко трансгрессивно на разных горизонтах хумаринской и безингийской свит или даже непосредственно на палеозойском фундаменте и в свою очередь несогласно перекрываются трансгрессивно залегающими байосскими образованиями. По относительному преобладанию тех или иных пород в разрезе джигиатская свита четко делится на три части: нижнегижгитские слои (средний тоар), верхнегижгитские слои (верхний тоар) и баксанские слои (верхний тоар — низы нижнего байоса).

Нижнегижгитские слои (J_1t_2). Являясь нижним членом джигиатской свиты, нижнегижгитские слои повсеместно (за исключением лишь Кестантинской впадины) залегают резко трансгрессивно на разных

[1] Указываемые здесь и ниже аммониты определены В. П. Казаковой.

горизонтах хумаринской и безингийской свит или даже непосредственно на породах палеозойского фундамента и согласно перекрываются верхнегижгитскими слохми (верхний тоар).

Нижнегижгитские слои представляют собой толщу часто чередующихся черных аргиллитов и зеленовато-серых тонкослоистых, тонкозернистых алевролитов и песчаников с обилием прослоев конкреций сидерита. Толща эта очень выдержана, мало изменяется по простиранию, но при переходе из одной структурно-фациальной зоны в другую обнаруживает некоторые изменения в деталях своего строения и часто весьма существенное колебание мощностей.

В Лабино-Малкинской зоне, по рекам Баксан и Кестанты нижнегижгитские слои повсеместно с размывом налегают на разные горизонты хумаринской свиты. В основании их здесь прослеживается исключительно характерный пласт (до 0,5 *м*) красно-бурого гравелита, состоящего из галек кварца, палеозойских пород и песчаников хумаринской свиты в железистокарбонатном цементе. Нижнегижгитские слои образованы толщей чередования тонких слоев аргиллитов и алевролитов с прослоями конкреций сидерита и тонкозернистого песчаника и с двумя-тремя пластами массивного песчаника. Мощность отложений на р. Баксан составляет 85—90 *м*, южнее, в устье р. Джигиат возрастает до 150—160 *м*, а еще южнее, в Бетдургинской подзоне постепенно снова сокращается до 30—60 *м*. В самых северных выходах по р. Чегем нижнегижгитские слои сильно опесчанены и представляют собой толщу чередования пачек переслаивания аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников и пачек массивных песчаников общей мощностью 90—100 *м*. Южнее, на левобережье р. Чегем, напротив, наблюдается резкое уменьшение количества песчаников в разрезе, но полную мощность заметить здесь не удается. Наконец, еще южнее, у северной границы Тырныаузской зоны вновь восстанавливается северный тип разреза с мощностями 30—50 *м*.

В Хастинской подзоне нижнегижгитские слои почти полностью размыты в предбайосское время и сохранились лишь в ее западной части, на правобережье р. Кюгенбау, где мощность их достигает 200 *м*. Здесь они с тем же красно-бурым гравелитом в основании трансгрессивно налегают на разные горизонты безингийской свиты (средний лейас).

Наиболее широким распространением нижнегижгитские слои пользуются в Кестантинской впадине (рис. 7), особенно в ее западной части, в бассейне р. Кюгенбау, где они представлены толщей аргиллитов с конкрециями сидерита, с редкими пластами тонкозернистого песчаника, и мощность их достигает 500 *м*. Восточнее, по р. Кестанты чисто глинистыми породами сложена только нижняя часть (120 *м*) нижнегижгитских слоев, а верхняя (170 *м*) представляет собой толщу чередования пачек частого переслаивания алевролитов и песчаников, пачек алевролитов, пачек переслаивания алевролитов и аргиллитов и пачек аргиллитов с конкрециями сидерита. Общая мощность слоев сокращается здесь до 350 *м*. Восточнее р. Кестанты отложения нижнегижгитских слоев в Кестантинской впадине обнажены лишь на небольших участках — у северного борта впадины под горой Голугарде и на ее восточном окончании на правобережье р. Чегем — и в обоих случаях характеризуются баксанским типом разреза с мощностями не более 200 *м*. Как уже отмечалось, нижнегижгитские слои в Кестантинской впадине связаны совершенно постепенным переходом с отложениями безингийской свиты (средний лейас). В основании гижгитских слоев здесь залегает не охарактеризованная фауной пачка (до 50 *м*) алевролитов, которую мы условно относим к нижнему тоару.

В пределах Джунгусской подзоны мощность отложений нижнегижгитских слоев сокращается до 150—200 *м*. Здесь эти слои залегают резко трансгрессивно на плинсбахских песчаниках или непосредственно на размытой поверхности палеозойского фундамента и имеют в основании маломощную пачку мелкозернистых песчаников. В самой толще их содержится большое

число прослоев и пачек тонкозернистого песчаника и конгломерата из переотложенных конкреций сидерита.

К югу от Тырныаузской шовной зоны в Хуламской подзоне отложения нижнегижгитских слоев трансгрессивно налегают на разные горизонты безингийской свиты — чаще всего на нижнюю, песчано-конгломератовую пачку (плинсбах?); в основании их почти всегда прослеживается характерный пласт красно-бурого железистого гравелита, который может служить, таким образом, прекрасным маркирующим горизонтом. Нижнегижгитские слои представлены здесь однообразной, маломощной (до 70—80 *м*) глинистой толщей с линзами и пластами органогенного известняка в нижней части.

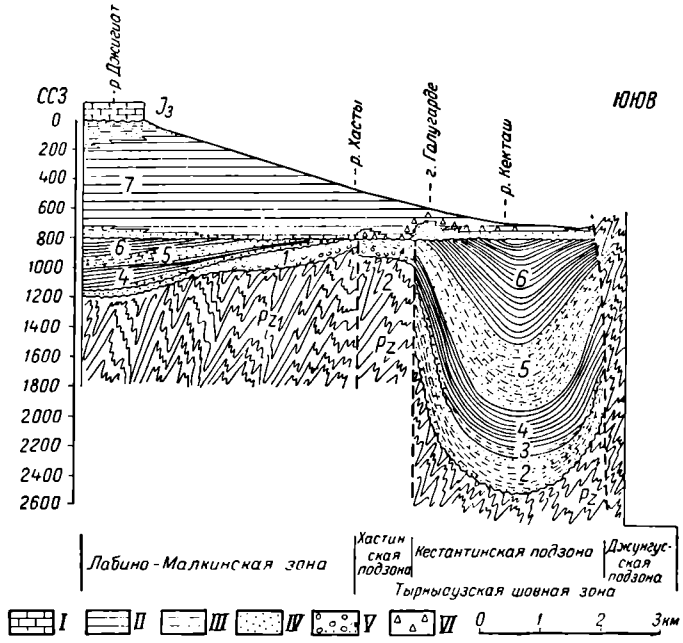

Рис. 7. Схема строения нижне- и среднеюрских отложений по рекам Кестанты и Кекташ.

I — карбонатные породы верхней юры; *II* — аргиллиты; *III* — алевролиты; *IV* — песчаники; *V* — конгломераты и гравелиты; *VI* — осадочные брекчии; Pz— породы палеозойского фундамента; *1* — хумаринская свита (J_1p); *2* — безингийская свита (J_1^2); джигиатская свита: *3* и *4* — нижнегижгитские слои (J_1t_1 ? и J_1t_2), *5* — верхнегижгитские слои (J_1t_3), *6* — баксанские слои ($J_1t_3 — J_2bj_1$); *7* — коштанские слои джорской свиты (J_2bj_1). Отложения верхней юры и байоса условно показаны в горизонтальном залегании.

К настоящему времени в ряде мест из нижнегижгитских слоев собраны аммониты, среди которых определены *Dactylioceras commune* Sow. (Коштансу), *D.* sp. (Баксан), *Hildoceras bifrons* Brug. (Чегем), *Dactylioceras* cf. *annulatum* Sow. (находка С. М. Седенко на Лабардане), *Dactylioceras commune* Sow., *D. arcus* Buckm., *D. attenuatus* Simps., *Hildoceras mercati* Hauer. (находка И. Г. Кузнецова на Кардане). Все эти находки совершенно определенно устанавливают среднетоарский возраст нижнегижгитских слоев. Однако, учитывая наличие непрерывного перехода в разрезе Кестантинской впадины от отложений безингийской свиты (средний лейас) к нижнегижгитским слоям, можно предположить, что стратиграфический объем последних там увеличивается и они соответствуют уже не только среднему, но и нижнему тоару.

Верхнегижгитские слои (J_1t_3). Эти слои представляют собой толщу тонкозернистых, зеленовато-серых песчаников, алевролитов и в гораздо меньшей степени аргиллитов. Очень характерны для них прослои конкреционных конгломератов и ракушняков с обильной фауной пелеципод, белемнитов и аммонитов.

На всей описываемой территории верхнегижгитские слои постепенно сменяют вверх по разрезу нижнегижгитские (средний тоар) и совершенно

согласно, но по довольно резкой литологической границе перекрываются баксанскими слоями (верхний тоар — низы нижнего байоса). Верхнегижгитские слои, как и нижнегижгитские, характеризуются однообразием и выдержанностью состава пород и весьма ограниченной фациальной изменчивостью. Гораздо существеннее изменяется их мощность.

В Лабино-Малкинской зоне на левобережье р. Баксан мощность верхнегижгитских слоев достигает 120—130 *м*. К югу она постепенно убывает до 30—35 *м* в верховьях р. Хасты и по р. Кекташ, где верхнегижгитские слои представлены своеобразной фацией «Красных песчаников». Здесь это маломощная пачка песчаников красно-бурых, более крупнозернистых, чем обычно, с резко подчиненными прослоями алевролитов и почти без фауны. Значительное сокращение мощности (до 30—40 *м*) отмечается и на р. Чегем. В западной части Бетдургинской подзоны (на р. Кестанты) отложения верхнегижгитских слоев полностью уничтожены в предбайосское время.

В Хастинской подзоне верхнегижгитские слои отсутствуют везде, за исключением очень небольшого района близ горы Соухош-Баш, где наблюдается несколько незначительных выходов песчаников.

В Кестантинской впадине они, напротив, пользуются широким распространением. Мощность их здесь резко изменяется от 100—150 *м* на северном борту впадины под горой Голугарде и севернее горы Лзгара до 450 *м* в осевой части, в урочище Каишты.

В Джунгусской подзоне мощность слоев резко сокращается до 50—100 *м*, разрез же остается почти без изменений.

Наконец, к югу от Тырныаузской зоны в Хуламской подзоне мощность снова несколько увеличивается (до 100—110 *м*) и в составе слоев начинают преобладать алевролиты.

Отложения верхнегижгитских слоев содержат богатую фауну аммонитов, среди которых определены *Grammoceras toarciense* Orb., *Gr. saemanni* Dum., *Gr. striatulum* Sow., *Gr. quadratum* Haug., *Preudogrammoceras fallaciosum* Bayle., *Ps. doerntense* Denck., а в нижних горизонтах *Lillia* ex gr. *lilli* Hauer. Все эти аммониты характерны для зоны Pseudogrammoceras fallaciosum и позволяют отнести вмещающие их слои к нижней части верхнего тоара.

Баксанские слои (J_1t_3 — $J_2bj_1^1$). Эти слои представляют собой толщу черных аргиллитов с конкрециями сидерита, с прослоями конкреционного конгломерата, шамозитового мергеля и тонкозернистого песчаника. Самые верхние горизонты баксанских слоев, редко присутствующие в разрезах, характеризуются появлением в их составе крупнозернистых песчаников и даже осадочных брекчий.

Являясь верхним членом джигиатской свиты, баксанские слои совершенно согласно, хотя и по резкой границе залегают на верхнегижгитских и с размывом, а местами и с несогласием перекрываются трансгрессивно залегающими отложениями джорской свиты (байос). Вследствие этого верхние горизонты баксанских слоев местами не сохраняются и стратиграфический объем слоев в разных местах становится существенно различным.

Наиболее полные разрезы баксанских слоев наблюдаются в Лабино-Малкинской зоне, в наиболее северных выходах по рекам Баксан и Чегем и в осевой части Кестантинской впадины. Так, на левом берегу р. Баксан на породы верхнегижгитских слоев с *Pseudogrammoceras fallaciosum* налегают:

J_1t_3—J_2bj_1 1. Черные аргиллиты с тонкими прослоями зеленовато-серого, тонкозернистого песчаника, с пластами конкреционного конгломерата, с конкрециями сидерита, с аммонитами *Dumortieria pseudoradiosa* Br., *D. levesquei* Orb. и др. (35—40 *м*).

2. Аргиллиты с прослоями конкреций сидерита и конкреционного конгломерата с аммонитами *Leioceras opalinum* Rein. и *Hammatoceras subinsigne* Opp. (40 *м*).

3. Черные аргиллиты с прослоями конкреций сидерита, переполненных митилоидами и аммонитами, с линзами конкреционного, шамозитового мергеля, с редкими прослоями конкреционного конгломерата; здесь найдены *Leioceras sinon* B a y l e., *L. comptum* R e l n., *L. wilsoni* B u c k m; по-видимому, в этой же пачке С. П. Соловьевым (1936) найдена *Ludwigia murchisonae* S o w. (25—35 *м*).

4. Алевролиты и алевритистые аргиллиты с редкими прослоями песчаника и с крупными конкрециями сидерита с аммонитами *Ludwigia* ex gr. *concava* S o w.; по-видимому, здесь С. М. Андронову (1945) удалось найти *Ludwigia concava* S o w. (3—3,5 *м*).

5. Серые, среднезернистые, аркозовые песчаники с прослоями алевролитов (3—3,5 *м*).

6. Зеленовато-черные, слюдистые алевролиты и аргиллиты с тонкими прослоями песчаников, с мелкими пелециподами; на р. Чегем в этой пачке найдены многочисленные *Hyperlioceras* sp. и *Witchellia* sp. (15—20 *м*).

Выше с размывом залегают массивные песчаники нижней пачки джорской свиты (байос). Все горизонты описанного разреза связаны между собой постепенными переходами и образуют совершенно единую, в основном глинистую толщу общей мощностью 130—140 *м*. На р. Чегем мощность баксанских слоев несколько уменьшается (115 *м*), однако их стратиграфический объем остается тем же.

К югу от Баксанского и Чегемского разрезов вверх по р. Кестанты и по р. Чегем мощность слоев быстро сокращается до первых десятков метров; одновременно с этим в составе их появляется все больше горизонтов конгломерата, состоящего не только из конкреций, но и из галек тоарских песчаников. Интересно отметить, что такое сокращение мощности происходит, несомненно, в связи с ее первичным уменьшением, а не последующим размывом. Находки в низовьях р. Джора, правого притока р. Чегем, аммонитов *Dumortieria brancoi* B e n., *Hammatoceras* ex gr. *subinsigne* O p p., *Leioceras sinon* и *L.* cf. *acutum* Q u. показывают, что обнажающаяся здесь часть баксанских слоев соответствует по своему стратиграфическому объему горизонтам 1—3 Баксанского разреза, а размыта только самая верхняя часть их, содержащая *Ludwigia concawa* и *Hyperlioceras*. Еще далее к югу, в южной части Бетдургинской подзоны отложения баксанских слоев быстро срезаются трансгрессивно залегающими отложениями джорской свиты (байос), которые сначала залегают на самых нижних горизонтах баксанских слоев (с *Dumortieria*), а затем полностью срезают их.

В пределах Хастинской подзоны отложения баксанских слоев полностью отсутствуют.

В противоположность этому Кестантинская впадина характеризуется исключительно широким развитием описываемых отложений, которые достигают здесь огромной (до 700 *м*) мощности и представлены всеми своими горизонтами вплоть до самых верхних. Нижняя часть слоев, соответствующая горизонтам 1—3 Баксанского разреза, представлена теми же фациями и отличается лишь уменьшением числа прослоев песчаника и конкреционного конгломерата. Верхние же 180—200 *м* разреза, содержащие *Ludwigia concava* S o w. и *Fontannesia grammoceroides* B u c k m., характеризуются появлением в них линзовидных пластов среднезернистых песчаников и брекчий из обломков нижнеюрских пород.

В Джунгусской подзоне отложения баксанских слоев почти не обнажены на поверхности, хотя, несомненно, присутствуют.

Южнее, в Хуламской подзоне они присутствуют повсеместно, но обнажены очень слабо. Мощность их здесь колеблется от 30—35 *м* до 80 *м*.

Возраст баксанских слоев совершенно точно фиксируется по фауне аммонитов. Так, самые нижние горизонты слоев, содержащие многочисленные аммониты из рода *Dumortieria*, соответствуют зоне *D.* pseudoradiosa и относятся к верхней части верхнего тоара (верхи стандартной зоны Lytoceras jurense). Вышележащая основная часть слоев, охарактеризованная

аммонитами *Leioceras opalinum* Rein., *L. sinon* Bayle., *Ludwigia concava* Sow. и др., относится к ааленскому ярусу в полном его объеме (стандартные зоны Leoceras opalinum, Tmetoceras scissum и Ludwigia murchisonae). Самые верхи их в полных разрезах, содержащие *Hyperlioceras*, *Witchellia* и *Fontannesia*, соответствуют низам нижнего байоса (нижняя часть стандартной зоны Sonninia Sowerbyi). Таким образом, по своему стратиграфическому объему баксанские слои отвечают верхнему тоару — низам байоса.

Байос-батский комплекс

Джорская свита (J_2 bj)

Джорская свита представляет собой мощную, в основном глинисто-алевролитовую толщу, местами фациально замещающуюся аркозовыми песчаниками и брекчиями. Отложения ее трансгрессивно, а местами и несогласно залегают на всех подстилающих юрских и доюрских образованиях и с размывом перекрываются песчаниками свиты сары-дюз или верхнеюрскими образованиями.

В отличие от джигиатской джорская свита характеризуется сильной фациальной изменчивостью и разнородностью слагающих пород, что сильно затрудняет ее стратиграфическое расчленение. Во всей этой мощной толще пород удается выделить лишь коштанские (нижний байос) и тызыльские (верхний байос) слои, значение которых в составе джорской свиты далеко не равноценно. На описываемой территории отложения коштанских слоев слагают большие площади и достигают мощности 800—900 *м*, в то время как породы тызыльских слоев отмечены здесь лишь на левобережье р. Баксан и в верховьях р. Джора и мощность их не превышает 300 *м*.

Коштанские слои (J_2bj_1). Эти слои представляют собой мощную толщу аргиллитов с караваями сидерита, с линзами мергелистого алевролита, фациально замещающуюся местами аркозовыми песчаниками и брекчиями.

Являясь нижним членом джорской свиты, коштанские слои резко трансгрессивно перекрывают все подстилающие юрские и доюрские образования (см. рис. 13). В крайних северо-восточных выходах по рекам Баксан и Чегем они с размывом налегают на самые верхи баксанских слоев (с *Hyperlioceras* и *Witchellia)*, южнее трансгрессивно переходят на все более низкие их горизонты и затем на верхне- и нижнегижгитские слои. В устье р. Хасты коштанские слои лежат на породах хумаринской свиты (плинсбах), а на левобережье р. Чегем, в своде Бетдургинской антиклинали (см. ниже) — даже на кристаллических сланцах докембрия — нижнего палеозоя. В Хастинской подзоне они почти везде трансгрессивно, а иногда и с угловым несогласием налегают непосредственно на породы безингийской свиты (средний лейас) и даже на палеозойский фундамент. В крайней западной части Хастинской подзоны, в бассейне р. Кюгенбау коштанские слои трансгрессивно перекрывают нижне- и верхнегижгитские отложения. В осевой части Кестантинской впадины они без видимого несогласия лежат на самых верних горизонтах (с *Fontannesia*) баксанских слоев, а у северного ее борта трансгрессивно, с угловым несогласием налегают уже на породы верхнегижгитских слоев. Наконец, в Джунгусской подзоне и к югу от нее они с размывом перекрывают разные горизонты баксанских слоев.

В крайних северо-восточных выходах по рекам Баксан и Чегем и в низовьях р. Кестанты (севернее р. Джигиат) отложения коштанских слоев характеризуются четко выраженным трехчленным строением. Нижняя часть (до 50—100 *м*) сложена светлыми, желтовато-серыми, массивными, аркозовыми, крупно- и среднезернистыми песчаниками, вверху чередующимися с алевролитами. Средняя, наиболее мощная (300—600 *м*) часть сложена черными аргиллитами с караваями сидерита и линзами мергелистого алевролита. Верхняя (100—150 *м*) часть представлена чередованием

пачек массивных, среднезернистых песчаников и пачек переслаивания алевролитов и песчаников. Общая мощность коштанских слоев изменяется здесь от 450 *м* на левобережье р. Баксан и на р. Чегем до 800 *м* на правобережье р. Баксан и по р. Джигиат.

Южнее, в Бетдургинской подзоне, а главным образом в пределах Тырныаузской шовной зоны, коштанские слои характеризуются исключительно резкими изменениями фаций и мощностей слагающих их пород, что прекрасно выявляется на правобережье р. Чегем, где коштанские слои имеют исключительно широкое распространение и обнажаются в ряде хороших разрезов (рис. 8).

От северных выходов по р. Чегем в направлении к югу несколько севернее устья р. Джора происходит быстрое выклинивание как верхней, так и нижней песчаниковых толщ с замещением их аргиллитово-алевролитовыми пачками. Замещение это приводит к тому, что в Джорской синклинали, располагающейся в низовьях р. Джора, на северной границе Хастинской подзоны, весь разрез коштанских слоев общей мощностью 830—900 *м* оказывается представленным однообразной глинистой толщей, подстилающейся пластом криноидного известняка и венчающейся пачкой песчаников с прослоями алевролитов мощностью всего лишь 30 *м*. Южнее, на широте устья р. Чегет-Джунгусу, на северном крыле Джунгусской антиклинали в основании коштанских слоев, залегающих там непосредственно на кристаллических сланцах палеозойского фундамента, появляется мощная (до 40—50 *м*) толща глыбовых брекчий из обломков кристаллических сланцев и нижнеюрских пород, а верхняя часть частично замещается толщей (до 250 *м*) песчаников, аналогичной верхней песчаниковой толще Баксанского разреза. Общая мощность коштанских слоев здесь еще по-прежнему сохраняется равной 830—900 *м*. Южнее, в сводовой части той же антиклинали (протягивается от устья р. Чегет-Джунгусу к истокам р. Хунерин) мощность их резко сокращается до 400—500 *м*, причем практически все сокращение происходит за счет глинистой части разреза. К югу от Джунгусской антиклинали толща брекчий в основании коштанских слоев постепенно выклинивается, а вместо нее появляется и быстро увеличивается в мощности толща песчаников, в результате чего разрез вновь приобретает трехчленное строение, характерное для описываемых слоев в северных выходах по рекам Баксан и Чегем. Такого типа разрезы наблюдаются в среднем течении р. Чегет-Джунгусу и у южных истоков р. Джора. В основании коштанских слоев непосредственно на палеозойском фундаменте здесь залегает пачка песчаников, светло-серых, среднезернистых, с галечками кварца, кристаллических сланцев и юрских пород мощностью до 100—150 *м*. Выше располагается толща аргиллитов с отдельными пластами песчаника и с линзами грубообломочных брекчий в нижней части. Верхнюю часть разреза слагают две толщи песчаников (200 и 50 *м*), быстро увеличивающиеся по мощности к югу и разделенные толщей аргиллитов мощностью до 80—100 *м*. Общая мощность коштанских слоев возрастает здесь до 650—750 *м*.

Далее к югу в пределах Джунгусской подзоны мощность песчаниковых толщ резко возрастает вследствие фациального замещения глинистых пород. В истоках рек Чегет-Джунгусу и Быкмыглы коштанские слои представлены крайне однообразной толщей массивных аркозовых песчаников, чередующихся с менее мощными пачками переслаивания тех же песчаников и алевролитов. Мощность коштанских слоев при этом несколько возрастает и в истоках Быкмыглы составляет 700—800 *м*.

Последнее резкое фациальное изменение коштанских слоев происходит на южной границе Тырныаузской шовной зоны, в истоках р. Сегиштису. Здесь на протяжении всего лишь 1,5—2 *км* с севера на юг вся средняя часть их полностью замещается толщей аргиллитов и разрез вновь приобретает трехчленное строение: пачка песчаников (30 *м*) в основании, толща аргиллитов (480—500 *м*) в средней части и пачка (6 *м*) песчаников вверху, с размывом перекрываемая отложениями келловея. Таким образом, практически

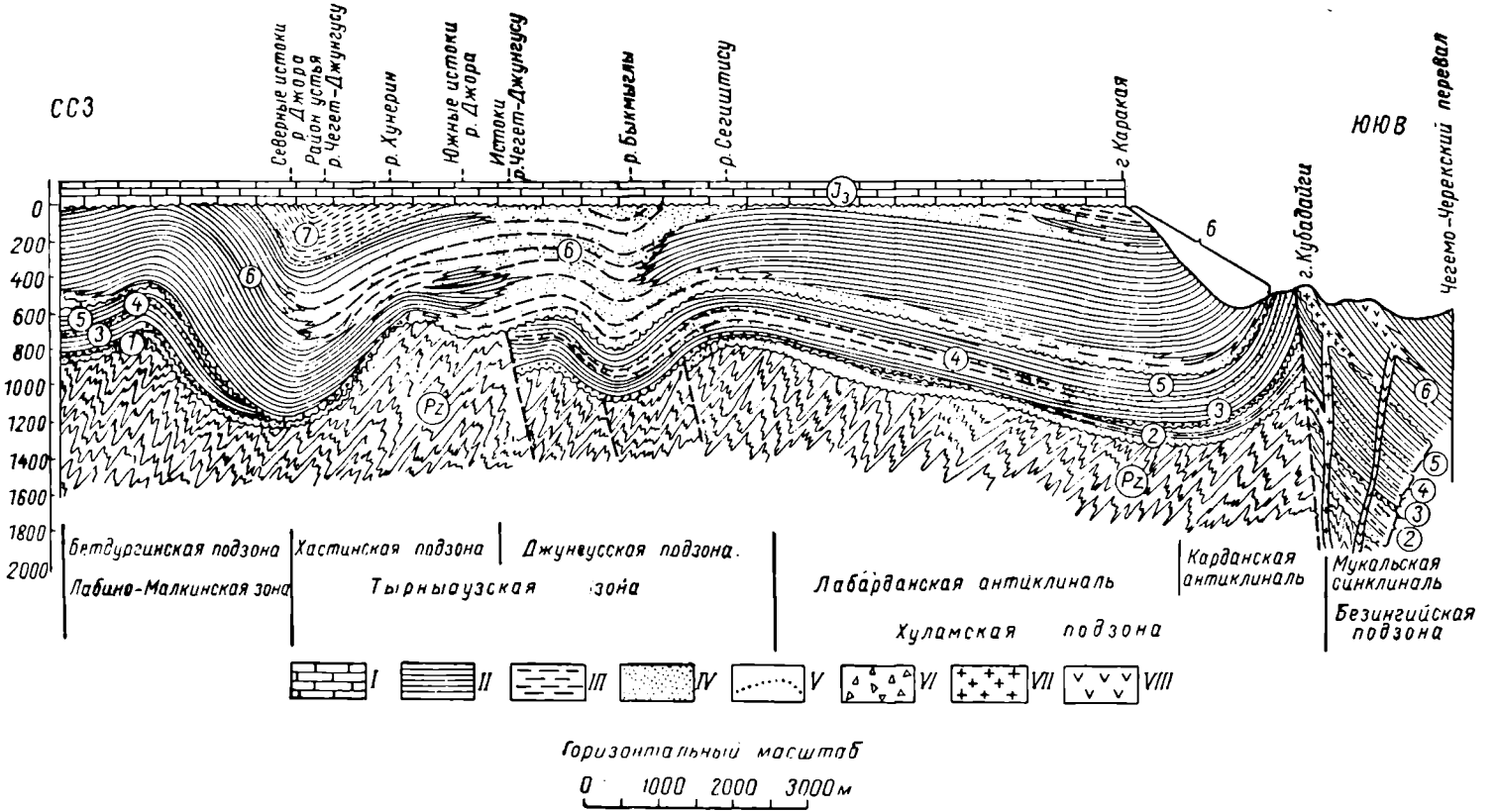

Рис. 8. Схема строения нижне- и среднеюрских отложений на правобережье р. Чегем.

I — карбонатные породы верхней юры; *II* — аргиллиты; *III* — алевролиты; *IV* — песчаники; *V* — гравелиты и конгломераты; *VI* — осадочные брекчии; *VII* — интрузивные липаритовые порфиры; *VIII* — интрузивные диабазы; Pz — породы палеозойского фундамента; *1* — хумаринская свита (J_1p); *2* — безингийская свита (J_1^2); джигиатская свита: *3* — нижнегижгитские слои (J_1t_2), *4* — верхнегижгитские слои (J_1t_3), *5* — баксанские слои (J_1t_3 — J_2bj_1); джорская свита: *6* — коштанские слои (J_2bj_1), *7* — тызыльские слои (J_2 bj_2). Верхнеюрские отложения условно показаны в горизонтальном залегании.

лишь нижняя и средняя части коштанских слоев достигают здесь полукилометровой мощности.

Еще более увеличивается мощность (до 850—900 *м*) коштанских слоев и роль глинистых пород в их составе южнее, в Хуламской подзоне, по правобережью р. Кардан. В полном и хорошо обнаженном разрезе у горы Каракая можно видеть, что глинистые породы там не только полностью слагают среднюю часть коштанских слоев, но и в значительной степени замещают верхнюю песчаниковую толщу.

К западу от р. Чегем описываемые слои представлены в бассейнах рек Кестанты, Кекташ и Джунгусу лишь незначительными выходами своих нижних горизонтов, которые можно без особого труда параллелизовать с соответствующими горизонтами разрезов на правобережье р. Чегем. Так, нижние горизонты коштанских слоев в Хастинской подзоне по рекам Хасты и Кекташ по своему строению близки к разрезу низовьев р. Чегет-Джунгусу. Отложения коштанских слоев в Кестантинской впадине легко параллелизуются с нижней частью разреза у южных истоков р. Джора. На бортах Верхнечегемской впадины они дают лишь несколько небольших, разрозненных выходов. Однако и по этим скудным данным можно судить о незначительной роли здесь песчаниковых пород и резком преобладании глинистых.

Нижняя возрастная граница коштанских слоев определяется фактом их трангрессивного и несогласного налегания на все подстилающие образования вплоть до самых верхних горизонтов баксанских слоев с *Hyperlioceras*, *Witchellia* и *Fontannesia*. Таким образом, они заведомо не древнее байоса. Находки аммонитов *Stephanoceras humphriesianum* S o w., *St. scalare* M a s k e, *St. macrum* Q u., *St. rectecostatum* W e t z., *Dorsetensia liostraca* B u c k m. и др. свидетельствуют о нижнебайосском возрасте коштанских слоев. Находки же *Stemmatoceras* sp. в самых верхах коштанских слоев в разрезах по р. Хунерин и у горы Каракая полностью исключают возможность присутствия в их составе верхнебайосских образований.

Т ы з ы л ь с к и е с л о и (J_2bj_2). Тызыльские слои представляют собой однообразную толщу серых, полосчатых алевролитов с крупными песчанисто-карбонатными конкрециями. Они постепенно вверх по разрезу сменяют коштанские слои и с размывом перекрываются трансгрессивно залегающими породами свиты сары-дюз (бат) или верхнеюрскими отложениями. На интересующей нас территории тызыльские слои сохранились лишь на левобережье р. Баксан, где в них найден верхнебайосский аммонит *Parkinsonia* ex gr. *arietes* W e t z. (мощность до 10—20 *м*), и в верховьях р. Джора на правобережье р. Чегем (мощность до 300 *м*).

Возможно присутствие этих отложений в Верхнечегемской впадине, о чем свидетельствуют находки *Perisphinctes* sp. в осыпи на левом берегу р. Чегем против горы Зинки.

Свита сары-дюз (J_2bt)

Под названием свиты сары-дюз мы выделяем толщу (40—90 *м*) белых, очень рыхлых песчаников с косыми линзами гравелита и конгломерата, обнажающуюся по обоим берегам р. Баксан и на западном борту Верхнечегемской впадины, в верховьях р. Кестанты.

Песчаники этой свиты обычно разнозернистые, полимиктовые, содержат мелкие гальки и характеризуются обилием обугленных растительных остатков, обломков древесины и прослойков угля; местами они чередуются с черными алевролитами и глинами. У горы Кюгенкая в них прослеживается полуметровый пласт черного, глинисто-углистого сланца.

Батский возраст свиты определяется исключительно ее стратиграфическим положением, поскольку она с размывом трансгрессивно налегает на верхнебайосские отложения и также с размывом перекрывается фаунистически охарактеризованными породами нижнего келловея.

ТЕКТОНИКА ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

При описании тектонического строения района мы будем говорить лишь о структуре мезозойских отложений, образующих самостоятельный структурный ярус, отделяющийся от палеозойского фундамента поверхностью регионального несогласия. Внутри мезозойского структурного яруса в свою очередь выделяют более дробные подразделения — нижнемезозойский (J_{1-2}) и верхнемезозойский (J_3 — Cr) структурные подъярусы, различия между которыми менее существенны и угловое несогласие обнаруживается только в некоторых зонах. Ниже будем подробно описывать только нижнемезозойский структурный подъярус, затрагивая строение верхнемезозойского лишь настолько, чтобы охарактеризовать его соотношение с нижнемезозойским.

Восточная часть Лабино-Малкинской зоны

Подзона северной моноклинали

Вследствие отсутствия заметных несогласий внутри юры все мезозойские отложения в подзоне северной моноклинали образуют единую простую структуру, которая в общем представляет собой волнистую, пологую моноклиналь, наклоненную к северо-востоку под углами от 5—7° до 25° и осложненную в некоторых местах очень пологими поперечными перегибами. Нижнемезозойскому структурному подъярусу свойственно также наличие небольших разрывных нарушений типа сбросов амплитудой до первых десятков метров, хорошо выраженных в слоях среднего лейаса и быстро затухающих в вышележащих глинистых отложениях.

Бетдургинская подзона

Бетдургинская подзона вплотную примыкает с севера к Тырныаузской шовной зоне и испытывает, по-видимому, определенное влияние со стороны последней, что выражается в ее несколько большей тектонической активности по сравнению с расположенной севернее моноклиналью, а главное, в усложнении структуры нижне- и среднеюрских отложений в ее пределах.

Породы нижнемезозойского структурного подъяруса образуют здесь ряд довольно крупных складок западно-северо-западного простирания, осложненных продольными разрывами (рис. 1, 2, 4). Самая северная и крупная из них — Бетдургинская антиклиналь — в западной части представляет собой узкую, сильно сжатую складку, в ядре которой обнажаются породы верхнегижгитских слоев; углы падения на крыльях достигают 40—60°, причем северное крыло осложнено рядом флексурообразных перегибов и имеет ступенчатое строение. По направлению к востоку, к долине р. Чегем обнаруживаются более сложное строение складки и ее глыбовая природа. На левобережье р. Чегем видно, что Бетдургинская антиклиналь состоит из двух тесно сближенных антиклиналях складок, разделенных продольным разрывом. В ядре северной из них обнажаются в двух местах кристаллические сланцы палеозойского фундамента, перекрываемые отложениями плинсбаха, тоара и аалена, наклоненными в северных румбах под углами до 60°. На все эти образования несогласно налегают песчаники нижней пачки коштанских слоев (нижний байос), образующие довольно пологое (10—20°) северное крыло складки. Южное крыло уничтожено разрывом. Южная складка Бетдургинской антиклинали на левобережье р. Чегем сложена песчаниками нижней пачки коштанских слоев, сильно сжата и осложнена разрывом. В направлении к востоку она приобретает все более асимметричную форму с углами падения на северном крыле не более 35°, а на юж-

ном — до 60°. В русле р. Чегем вскрывается ядро этой складки, сложенное кристаллическими сланцами докембрия — нижнего палеозоя и отделенное разрывом от расположенной южнее синклинали. В целом Бетдургинская антиклиналь на левобережье р. Чегем представляет собой крутую флексуру с опущенным южным крылом, очень четко выявляющуюся по деформациям нижней песчаниковой пачки коштанских слоев.

Расположенная к югу от Бетдургинской антиклинали, Мстикамская синклиналь в западной части представляет собой довольно сжатую, узкую, почти симметричную складку с углами падения на крыльях до 40°. В восточной части, на левобережье р. Чегем она, так же как и сопряженная с нею Бетдургинская антиклиналь, приобретает резко асимметричную форму с падением слоев до 20—25° на южном крыле и до 75—80° на северном. Перестройка структурного плана в начале байоса для этой синклинали выразилась в смещении к югу оси ее в отложениях джорской свиты относительно положения оси в отложениях джигиатской и хумаринской свит.

К югу от Мстикамской синклинали по р. Кекташ расположена менее крупная, несколько асимметричная Кекташская антиклиналь с углами падения от 10—20° на северном крыле до 35—45° на южном. Как и для предыдущих структур, на р. Чегем, где обнажаются самые нижние горизонты юрского разреза, прекрасно выявляется глыбовая природа этой складки. Слагающие ядро'ее кристаллические сланцы и песчаники хумаринской свиты образуют здесь типичную коробчатую антиклиналь с совершенно плоским сводом и резкой флексурой на южном крыле. Кекташская антиклиналь частично сформировалась еще в начале байоса, о чем свидетельствует налегание коштанских слоев на верхнегижгитские слои в своде складки и на баксанские на крыльях ее.

На правобережье р. Чегем Мстикамская синклиналь замыкается, а Бетдургинская и Кекташская антиклинали объединяются в одну крупную Джорскую антиклиналь, осложненную в ядре продольным, затухающим к востоку разрывом и рядом более мелких складок, являющихся поверхностным выражением сложной, мозаичной структуры фундамента в ядре Джорской антиклинали.

На западе в долине р. Кестанты и на востоке по правобережью р. Чегем породы нижнемезозойского структурного подъяруса сложены в целую систему коробчатых складок, осложненных разрывами типа сбросов, что наиболее четко проявляется на правобережье р. Кестанты, где в ядрах складок обнажаются кристаллические сланцы палеозойского фундамента, а разрывы непосредственно прослеживаются на поверхности. Складки, развитые здесь, имеют резко асимметричную, стулообразную форму. На своде и северном крыле, обычно почти полностью оборванном разрывом, слои залегают с пологим наклоном к северу под углом 10—15°; южное крыло представляет собой флексуру с углами падения до 60°, осложненную обычно разрывом в нижней части, прилегающей к фундаменту. В целом зеркало складчатости постепенно понижается к югу, в результате чего подошва юры, расположенная на водоразделе рек Мстикамкол и Хасты на высоте 1750 *м*, снижается к устью р. Хасты до высоты 1500 *м*. На правобережье р. Чегем кристаллический фундамент с залегающими на нем нижнеюрскими породами глубоко (до 900—1000 *м*) погружен и складчато-глыбовые дислокации проявляются на поверхности в глинистых толщах джорской свиты в виде резко асимметричных стулообразных складок, даже на поверхности местами осложненных разрывами. Вся система складок, как и на правобережье р. Кестанты, довольно резко погружается к югу.

В отличие от предыдущей в Бетдургинской подзоне верхнемезозойский структурный подъярус отделяется от нижнемезозойского довольно явно выраженным угловым несогласием, которое выявляется только в самой южной ее части у северной границы Тырныаузской шовной зоны и достигает первых десятков градусов.

Тырныаузская шовная зона

Хастинская подзона

Структура Хастинской подзоны отличается большой сложностью и неоднородностью в разных ее частях.

Западный сектор этой подзоны (рис. 4), расположенный на правобережье р. Кюгенбау и ограниченный Соухошским и Гирхожанским разломами, представляет собой в структуре юрских отложений систему ступенчато погружающихся к югу блоков, разделенных разрывами типа простых сбросов амплитудой до 100 *м*. В каждом из трех выделяющихся блоков юрские отложения залегают моноклинально, с пологим падением на северо-восток под углами до 30°. Поскольку отложения джорской свиты сохранились здесь лишь в виде обрывков, не представляется возможным судить о перестройке структурного плана в начале байоса.

Центральная часть Хастинской подзоны, протягивающаяся от р. Зыдагыт до р. Кекташ в виде узкой полосы, ограниченной Хастинским и Голугардинским разломами, представляет собой в современной структуре юрских отложений синклинорий, состоящий из ряда сопряженных между собой коробчатых синклиналей и антиклиналей. Синклинали являются типичными коробчатыми складками с плоским дном и крутыми ступенчатыми краями, часто осложненными разрывами; иногда они имеют асимметричную, стулообразную форму. Антиклинали также характеризуются четко выраженной коробчатой формой, а в тех местах, где обнажается кристаллический фундамент, видно, что в основе своей это ступенчатые горст-антиклинали, состоящие из ряда отдельных блоков, разделенных продольными разрывами.

К востоку от р. Кекташ Хастинская подзона сильно расширяется. В современной структуре байосских отложений она и здесь представляет собой сложно построенный синклинорий, довольно круто погружающийся к востоку. Однако нижнеюрская структура в этом районе была существенно иной. Нижнеюрские отложения Хастинской подзоны и прилегающей части Бетдургинской подзоны образуют здесь в целом асимметричный антиклинорий, ядро которого сложно кристаллическими сланцами докембрия — нижнего палеозоя, северное крыло — среднелейасовыми, тоарскими и ааленскими отложениями, а южное крыло — также кристаллическими сланцами с сохранившимися на них местами остатками среднелейасовых пород. Но поскольку непосредственно в пределах Хастинской подзоны нижнеюрские отложения почти не сохранились, описывать ее структуру приходится почти целиком на основе анализа структуры байоса.

Вдоль северного края Хастинской подзоны расположена очень крупная и глубокая (фундамент опущен до 350—500 *м* над уровнем моря) Джорская синклиналь (рис. 4). По оси ее проходит крупный разрыв, являющийся продолжением Хастинского разлома и северным ограничением Тырныаузской зоны, что позволяет рассматривать Джорскую синклиналь как шовную структуру. Северное крыло синклинали, состоящее из ряда стулообразных складок, ступенчато погружающихся к югу, было уже описано при характеристике Бетдургинской подзоны. Южное крыло целиком относится к Хастинской подзоне и построено существенно иначе. Разрывы здесь отсутствуют, углы падения довольно постоянны и составляют 60—80° для западной, более узкой части антиклинали и 30—40° для более широкой, восточной.

К югу и юго-западу от Джорской синклинали располагается столь же крупная Джунгусская антиклиналь, распадающаяся на два изолированных поднятия, из которых западное сложено почти исключительно кристаллическими сланцами, поднятыми здесь на высоту до 1800 *м*, а в восточном — кристаллический фундамент залегает на высоте до 1750 *м*, но нигде не вскрывается, будучи прикрыт нижними горизонтами байоса. В целом Джунгусская антиклиналь является нормальной, почти симметричной антиклинальной складкой с углами падения на крыльях до 30—40°.

К югу от Джунгусской антиклинали на правобережье р. Чегем пользуются сплошным распространением байосские отложения, смятые в систему нормальных антиклинальных и синклинальных складок с углами падения на крыльях до 30—50°. Для этих складок, как и для всех прочих на правобережье р. Чегем, характерно восточно-северо-восточное или широтное простирание.

Кестантинская подзона

Отложения безингийской и джигиатской свит образуют в Кестантинской подзоне на глубоко погруженном палеозойском основании крупный Кестантинский синклинорий, состоящий из целой системы линейных складок северо-западного простирания (рис. 4). Северной границей синклинория является Гирхожан-Голугардинский глубинный разлом, поверхность которого, судя по конфигурации линии разрыва на карте, довольно круто (от 60—70° до 90°) наклонена к югу, а местами вертикальна. С юга синклинорий ограничивается также глубинным Зырныванским разломом, имеющим на всем своем протяжении характер взброса (70—80°), а местами и довольно пологого надвига (30—40°), по которому высоко приподнятые палеозойские породы южной подзоны Тырныаузской шовной зоны надвинуты на юрские отложения синклинория.

Строение Кестантинского синклинория очень различное в разных частях его с запада на восток.

Палеозойский фундамент вскрывается лишь в крайней западной части синклинория, где последний наиболее узок (до 1 *км*) и наименее погружен. Южный — Зырныванский — разлом представляет собой здесь пологий надвиг с падением плоскости разрыва на юг под углом всего 30°. Под плоскость надвига довольно полого (25—40°) погружаются нижнеюрские отложения, образующие сильно сжатую, асимметричную, опрокинутую на север антиклиналь (южная антиклиналь), в ядре которой обнажаются породы нижнего карбона. Северное, подвернутое крыло антиклинали частично сорвано разрывом, по которому южная антиклиналь в целом полого надвинута на расположенную севернее «центральную» синклиналь, выполненную нижнеюрскими отложениями и осложненную диагональным разломом типа взброса или крутого надвига. Падение слоев на северном крыле синклинали довольно пологое (до 30°), в осевой части — более крутое (до 50—80°); южное крыло почти полностью уничтожено разрывами.

Восточнее р. Кюгенбау палеозойский фундамент Кестантинского синклинория резко погружается и нигде более в его пределах не обнажается на поверхности. Синклинорий в этом направлении значительно расширяется и приобретает более простую, в общем коробчатую форму. Наибольшей сложностью строения отличаются здесь его борта, где расположены наиболее сильно сжатые, иногда (на южном борту) опрокинутые складки с углами падения до 80—90° на южном и до 60° на северном борту. Центральная часть синклинория характеризуется более спокойным залеганием слоев; здесь развиты более широкие складки с пологими (углы до 15—35°) падениями на крыльях.

В восточной части Кестантинская синклиналь разделяется на ряд блоков несколькими поперечными разломами, представляющими собой очень крупные, по-видимому, вертикальные сбросы. Западный из них — Кекташский — имеет на юге у горы Ийре амплитуду до 400 *м* и затухает к северу у горы Голугарде (по этому разлому опущен восточный блок); восточный — Лзгарский — разлом имеет шарнирный характер (в северной части опущено восточное крыло на несколько сотен метров, в средней и южной частях — западное приблизительно на ту же величину). Часть Кестантинского синклинория, заключенная между двумя этими разломами, наиболее опущена; судя по расчетам поверхность палеозойского фундамента располагается здесь на высоте всего лишь 450—500 *м* над уровнем моря.

Наконец, на водоразделе рек Джунгусу и Чегем и по обоим берегам р. Чегем располагается крайняя восточная часть Кестантинского синклинория, отделенная от основной его части диагональным разрывом типа вертикального сброса. Эта часть синклинория, очень напоминающая крайнюю западную часть, также резко сужена и менее глубоко погружена. Как и на западе, Зырныванский разлом здесь имеет четко выраженный надвиговый характер, а нижнеюрские отложения, слагающие эту часть синклинория, зажатые между сближенными зонами разломов, образуют ряд узких, линейных, сильно сжатых складок субширотного простирания.

В центральной части Кестантинского синклинория породы безингийской (J_1^2) и джигиатской (J_1t_{1-2} — J_2bj_1) свит резко несогласно перекрыты отложениями джорской свиты. По отдельным, изолированным выходам уцелевших от размыва остатков этих отложений невозможно говорить о деталях структуры, но в целом джорская свита образует здесь, по-видимому, крупное горст-антиклинальное поднятие.

Джунгусская подзона

Крупными поперечными и диагональными разломами Джунгусская подзона делится на две существенно различающиеся по своему строению части (рис. 4).

В западной, относительно приподнятой части подзоны распространены только нижнеюрские отложения, трансгрессивно перекрывающие породы палеозойского фундамента. На левом берегу р. Чегем нижнеюрские отложения образуют вытянутую в широтном направлении, осложненную продольными разрывами коробчатую синклиналь. Северное крыло синклинали почти вертикальное; южное, более пологое, постепенно поднимаясь к югу, переходит в северное крыло выступа кристаллического фундамента, ограничивающего на левобережье р. Чегем Тырныаузскую зону с юга.

На правом берегу р. Чегем, в приподнятой части Джунгусской подзоны, юрские отложения залегают очень полого, почти горизонтально и нарушены небольшими по амплитуде разрывами типа простых сбросов.

Восточная, погруженная часть Джунгусской зоны сложена целиком байосскими отложениями, которые залегают здесь уже на породах баксанских слоев и, как в Хастинской подзоне, смяты в систему нормальных антиклинальных и синклинальных складок широтного простирания с углами падения на крыльях до 30—50°. Таким образом, на правобережье р. Чегем на всем пространстве от северных истоков р. Джора до верховьев р. Сегиштису байосские отложения характеризуются достаточно интенсивной, нормальной линейной складчатостью (рис. 2, 4).

Верхнемезозойский структурный подъярус на этом же пространстве построен значительно проще. У северных истоков р. Джора верхнеюрские отложения образуют резкую флексуру с вертикальной амплитудой 200—300 *м*, совпадающую с линией Хастинского разлома, а южнее, на всем меридиональном отрезке Скалистого хребта вплоть до горы Каракая — пологую моноклиналь с постоянным северо-восточным падением под углом 12°, несогласно (с угловыми несогласиями до 30°) перекрывающую складчатую структуру байоса Хастинской и Джунгусской подзон.

Восточно-Балкарская зона

Хуламская подзона

Характернейшей особенностью Хуламской подзоны является наличие очень крупных, ориентированных в субмеридиональном, антикавказском направлении складчато-глыбовых структур, из которых в нашем районе расположены Верхнечегемская впадина и сопряженная с ней Лабарданская антиклиналь (рис. 4).

Верхнечегемская впадина представляет собой крупную грабен-синклиналь, сложенную юрскими отложениями, погребенными под мощной (до 2 *км*) толщей кайнозойских вулканогенных образований. Описанию этой структуры посвящена специальная работа Е. Е. Милановского, Ф. В. Каминского и С. М. Седенко, и мы останавливаться на ней не будем.

Лабарданская антиклиналь представляет собой типичную коробчатую антиклиналь с плоским сводом, сложенным кристаллическими породами докембрия — нижнего палеозоя с отдельными нашлепками среднего лейаса на них, и крутыми крыльями, сложенными нижне- и среднеюрскими породами, с углами падения до 40—50°. С юго-запада Лабарданская антиклиналь отделяется от Верхнечегемской впадины Ачинским разломом с амплитудой перемещения в районе горы Зинки до нескольких сотен метров.

Верхнемезозойский структурный ярус здесь в отличие от Тырныаузской зоны отделен от нижнемезозойского лишь географическим несогласием; угловое несогласие отсутствует.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКОЕ ВРЕМЯ

Изложенный выше материал дает возможность довольно полно охарактеризовать историю геологического развития как всей территории в целом, так и отдельных слагающих ее зон и подзон с разделяющими их глубинными разломами, выявить основные этапы формирования тектонических структур в течение нижне- и среднеюрской эпохи. Анализ стратиграфии и тектоники нижне- и среднеюрских отложений позволяет выделить в рамках этой эпохи три крупных этапа, отложения которых отделены друга от друга перерывами в осадконакоплении, сопровождающимися некоторой перестройкой структурного плана. Этапы эти соответствуют времени образования выделенных нами стратиграфических комплексов и включают: 1) средний лейас; 2) тоар, аален и низы нижнего байоса; 3) байос и бат.

Средний лейас

В начале плинсбахского века почти весь рассматриваемый нами отрезок Тырныаузской шовной зоны представлял собой четко выраженное в рельефе поднятие, ограниченное с севера линией Хастинского разлома (рис. 9). Наиболее приподнятой была северная часть (Кестантинская и отчасти Хастинская подзоны), где происходил интенсивный размыв нижнекаменноугольных отложений, материал которых сносился в расположенный севернее (реки Зыдагыт, Хасты, Кекташ) прогиб, выполненный в настоящее время мощной толщей конгломератов. В бассейне р. Кюгенбау наиболее приподнятой была южная подзона Тырныаузской зоны, откуда в Кестантинскую подзону сносились продукты размыва аманчатской свиты и пермских пород. Вся остальная территория испытывала слабое прогибание, и на ней накопились маломощные толщи песчано-конгломератовых континентальных плинсбахских отложений.

В начале домерского века знак перемещения по Хастинскому разлому сменился на обратный. Вся Лабино-Малкинская зона становится областью поднятия, Тырнаузская же зона и прилегающая к ней с юга Хуламская подзона Восточно-Балкарской зоны испытывают опускание и перекрываются сравнительно маломощными морскими отложениями домерского яруса (основная часть безингийской свиты). Анализ распределения мощностей показал, что уже в это время Тырныаузская зона разделялась глубинными разломами на ряд узких блоков, испытывавших неодинаковое погружение. Относительно слабо погруженной оставалась Хастинская подзона, в которой мощность безингийской свиты не превышает 100—130 *м*. Наибольшее прогибание (мощность безингийской свиты до 250 *м*) испытывал Кестантинский блок, ограниченный Голугардинским и Зырныванским разломами, где именно в этот период происходило заложение Кестантинской впа-

дины, особенно интенсивно прогибавшейся позднее, в тоаре и аалене. Южная — Джунгусская — подзона была, напротив, относительно приподнята, о чем свидетельствуют резкое уменьшение мощности (до 50—100 *м*) и погрубение состава отложений безингийской свиты у южного борта Кестантинской впадины. То же, по-видимому, относится и к Хуламской подзоне, которая уже наверняка перекрывалась морем. Таким образом, для домерского века фиксируется достаточно интенсивная тектоническая дифференциация.

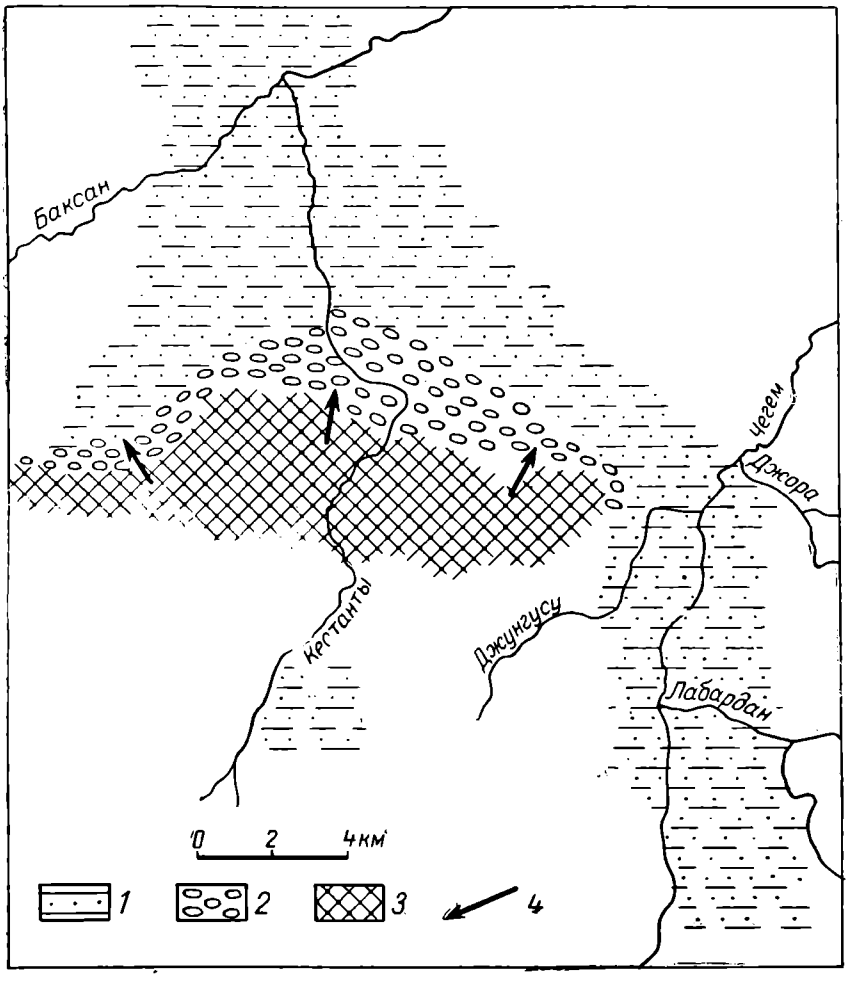

Рис. 9. Распределение фаций плинсбахского яруса междуречье Баксан — Чегем.

1 — песчано-алевролитовые отложения; *2* — песчано-конгломератовые отложения; *3* — области размыва; *4* — направление сноса обломочного материала.

Резкое усиление дифференциальных тектонических движений происходило в конце домерского — начале тоарского века. Движения эти проявлялись исключительно в виде относительного перемещения блоков фундамента, ограниченных разломами, вызвавшего частичный размыв в их пределах уже отложившихся среднелейасовых осадков. Наиболее стабильными в данный момент оказались Лабино-Малкинская зона и Хастинская подзона. Кестантинский блок испытывал слабое погружение, приведшее к накоплению здесь маломощных пачек алевролитов нижнего (?) тоара. Наиболее же тектонически активным оказался в это время Джунгусский блок, ограниченный с севера Зырнывanским разломом, который был высоко приподнят,

а среднелейасовые отложения на своде его почти полностью уничтожены. Менее приподнятой была Хуламская подзона, в пределах которой повсеместно сохранились от размыва нижние горизонты безингийской свиты.

Тоар, аален, начало байоса

В среднем тоаре территория описываемого района была захвачена широкой морской трансгрессией и оставалась покрытой морем вплоть до начала байосского века. Анализ распределения фаций и мощностей среднетоарских отложений (рис. 10) показывает, что и в это время, несмотря на общее погружение и некоторое выравнивание тектонического режима,

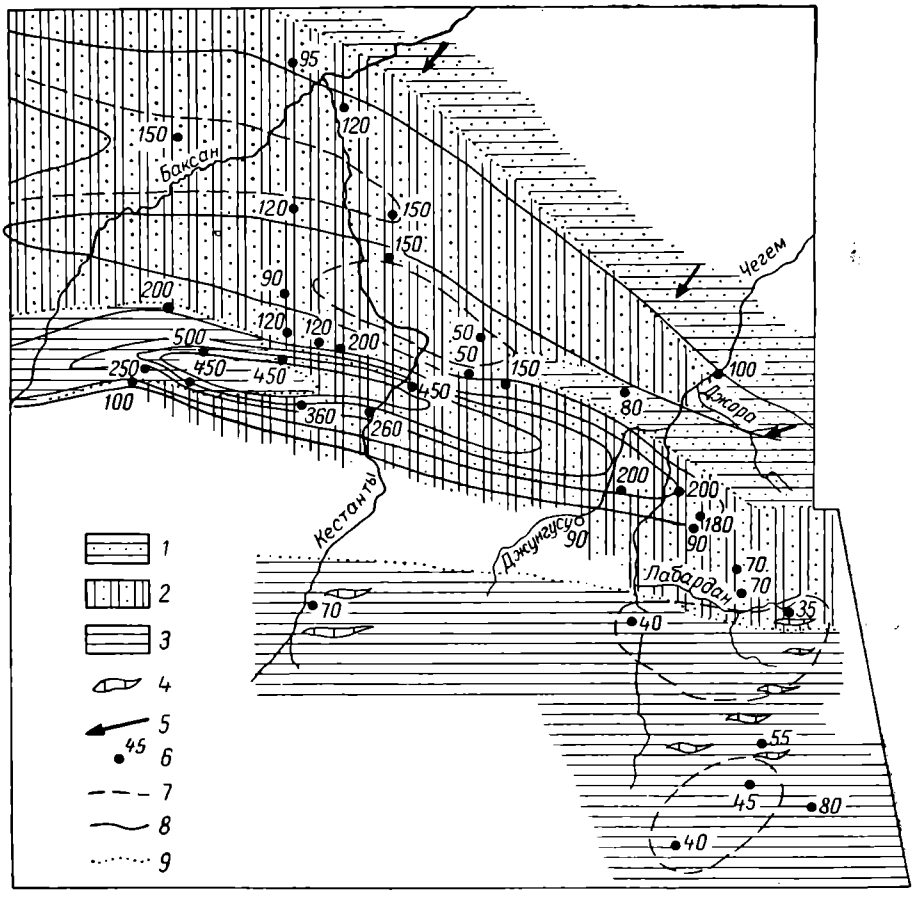

Рис. 10. Распределение фаций и мощностей среднего тоара на междуречье Баксан — Чегем.

1 — чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов; *2* — аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников; *3* — аргиллиты; *4* — линзы известняков; *5* — направление сноса обломочного материала; *6* — мощность отложений; *7* — изопахиты дополнительные (через 50 *м*); *8* — изопахиты основные (через 100 *м*); *9* — границы фаций.

существовали и развивались все основные структурные элементы, заложившиеся в среднем лейасе и продолжавшие свое развитие в дальнейшем. Орографически выраженные поднятия и местные источники сноса на территории района в указанное время отсутствовали; однако впадины и поднятия четко фиксируются как области накопления относительно больших и меньших мощностей, как зоны преобладания песчанистых или глинистых типов осадков.

На глубоко погруженном палеозойском основании Кестантинской подзоны со среднего тоара начинается особенно интенсивное формирование

Кестантинской впадины, развивавшейся в дальнейшем в течение всего тоара и аалена вплоть до начала байосского века. Образование этой впадины, по-видимому, явилось следствием исключительно интенсивных движений в зонах Зырнывanского и Голугардинского разломов с опусканием заключенного между ними блока. Мощность среднего тоара в Кестантинской впадине увеличивается от 150—200 *м* на краях ее до 450 *м* в осевой части, где средний тоар представлен почти чисто глинистой толщей. Территория всей Лабино-Малкинской зоны в среднем тоаре, как и в течение всего тоарского и ааленского веков, характеризовалась относительной стабильностью; в ее пределах располагалось восточное окончание Тузлукского прогиба, имевшего здесь характер широкой, плоской впадины, замыкавшейся на востоке в долине р. Чегем. Мощность среднетоарских отложений в осевой части этой впадины не превышает 150 *м*. Тузлукский прогиб отделялся от Кестантинской впадины асимметричным Кекташским поднятием, которое протягивалось примерно вдоль Хастинского разлома, захватывая всю Хастинскую подзону или северную ее часть, и выделялось как зона уменьшенных (50—75 *м*) мощностей среднего тоара и некоторого опесчанивания слагающих его пород. С юга Кестантинская впадина ограничивалась относительно приподнятым массивом, охватывавшим Джунгусскую (150 *м* среднего тоара) и Хуламскую подзоны. В пределах последней среднетоарские отложения характеризуются малой мощностью (40—80 *м*), глинистым составом, присутствием известняков.

В начале верхнего тоара (время отложения верхнегижгитских слоев) общий план распределения поднятий и прогибов остается прежним, но контрастность движений несколько увеличивается, о чем свидетельствует появление «фации красных песчаников» на Кекташском поднятии. В целом начало верхнего тоара отличается некоторым усилением приноса терригенного материала в бассейн, но опять-таки из внешних источников, ибо никаких данных о существовании местных источников сноса нет.

Конец верхнего тоара, аален и начало байосского века (время отложения баксанских слоев) характеризуются ослабленным приносом терригенного материала извне и отложением преимущественно глинистых толщ. На фоне этого происходит дальнейшее усиление контрастности дифференциальных тектонических движений, приводящее к возникновению орографически выраженных поднятий, служащих местными источниками сноса. В конце верхнего тоара и в течение большей части аалена, в эпоху продолжающегося общего погружения и максимального площадного распространения морской трансгрессии единственным местным источником сноса (рис. 11) было Кекташское поднятие, по периферии которого баксанские слои имеют малую мощность и содержат многочисленные прослои конгломерата, состоящие не только из перемытых конкреций, но и из галечек тоарских песчаников и кварца. В то же время в расположенной южнее Кестантинской впадине происходит наиболее интенсивное прогибание и в осевой части ее накопляется до 500 *м* почти чисто глинистых отложений. Интересно отметить, что наиболее погруженная часть впадины располагается в это время уже не в истоках р. Кюгенбау, как в начале тоара, а смещается к востоку, в верховье р. Кекташ. То же самое происходит с Тузлукским прогибом, область максимального погружения которого в среднем лейасе располагалась на водоразделе рек Кубань и Малка, в начале тоара восточнее — на водоразделе рек Малка и Баксан, а в конце тоара — в аалене еще восточнее — на р. Баксан. Практически совершенно стабильной оставалась в течение всего тоара и аалена Хуламская подзона, в пределах которой тоар-ааленские отложения отличаются малыми, почти не меняющимися на площади мощностями и отсутствием сколько-нибудь значительной фациальной изменчивости.

Дальнейшее усиление дифференциальных движений с противоположными знаками в разных зонах происходит и в конце аалена — начале байоса (время отложения слоев с *Ludwigia concava* и *Hyperlioceras*). В данный период

общей регрессии тоар-ааленского морского бассейна все тектонические элементы, проявлявшие себя перед этим лишь как относительные поднятия, испытывают резкое воздымание, увеличиваются в размерах и превращаются в интенсивно размывающиеся области сноса. Кекташское поднятие (рис. 12) охватывает не только всю Хастинскую и Бетдургинскую подзоны, но и северную периферию Кестантинской. На юге в устойчивое, орографически выраженное поднятие превращается Джунгусская подзона. В то же время в осевой части Кестантинской впадины сохраняется очень узкий и глубокий

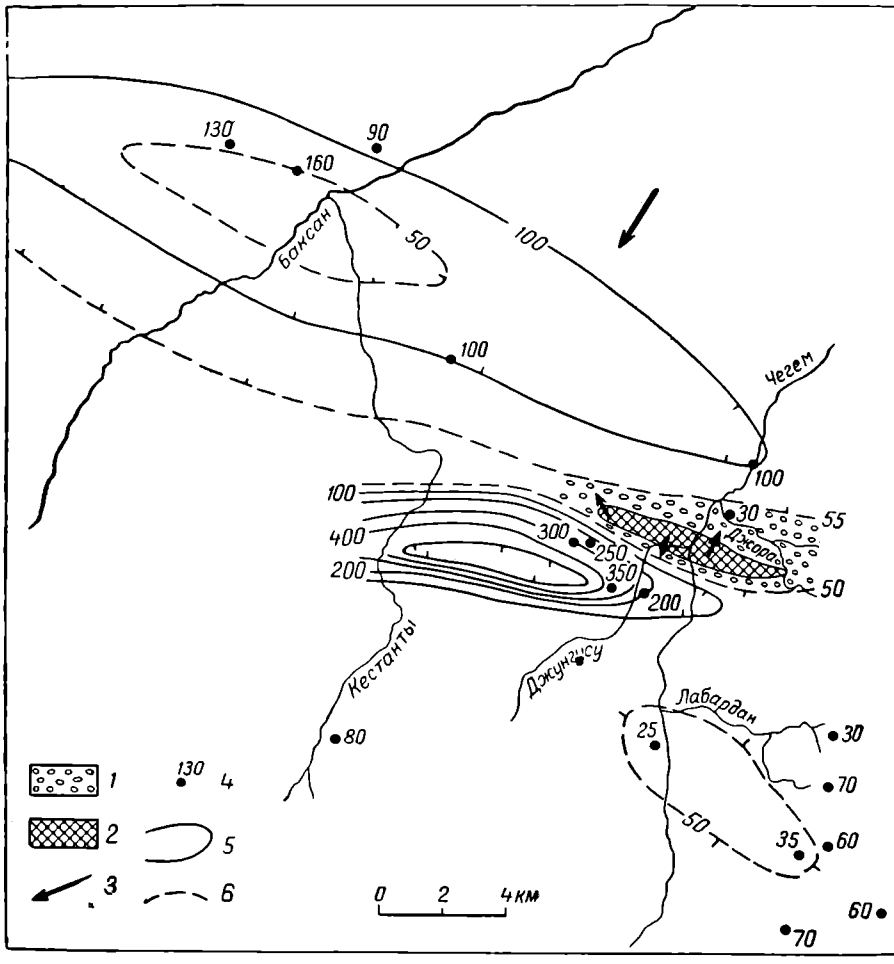

Рис. 11. Распределение фаций и мощностей нижней части баксанских слоев (верхи верхнего тоара, нижний аален, нижняя зона верхнего аалена).

1 — зона массового распространения конкреционных конгломератов; *2* — область размыва; *3* — направление сноса обломочного материала; *4* — мощность отложений; *5* — изопахиты основные (через 100 *м*); *6* — изопахиты дополнительные (через 50 *м*).

остаточный прогиб, в который сгруживается обломочный материал с окружающих его поднятий. В результате здесь накапливается чрезвычайно своеобразная толща аргиллитов с линзами аркозовых песчаников и грубообломочных брекчий из глыб подстилающих юрских пород общей мощностью до 150 *м*, которая завершает собой разрез Кестантинской впадины, практически прекращающей с этого времени свое существование. Остаточная впадина сохраняется в осевой части Тузлукского прогиба, но в ней накопилась лишь маломощная толща слюдистых алевролитов и песчаников. По-прежнему стабильной оставалась Хуламская подзона, в ряде мест кото-

рой также обнажаются маломощные пачки аргиллитов и алевролитов с *Ludwigia concava* S o w., *L. bradfordensis* B u k m. и др.

В начале байоса вся территория района испытала резкое воздымание, была приподнята над уровнем моря и подверглась интенсивной денудации. Общее поднятие района в целом сопровождалось оживлением глубинных разломов, резко дифференциальными движениями отдельных блоков и в ряде случаев — складчатыми деформациями отложений среднего лейаса, тоара и аалена.

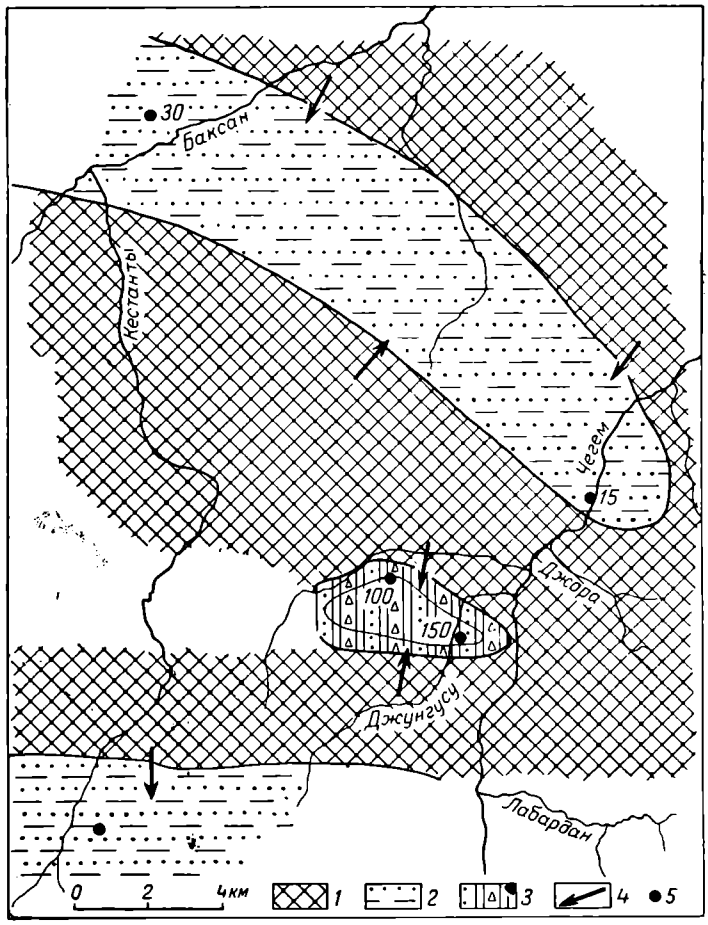

Рис. 12. Распределение фаций и мощностей верхних горизонтов баксанских слоев (верхняя зона верхнего аалена и нижняя зона нижнего байоса).

1 — область размыва; *2* — чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников; *3* — аргиллиты с пластами песчаников и глыбовых брекчий; *4* — направление сноса обломочного материала; *5* — основные разрезы.

Наиболее интенсивные перемещения в данное время происходят по Гирхожан-Голугардинскому разлому, а местами и по Соухош-Хастинскому. Ограниченный ими Хастинский блок в это время был высоко приподнят, в пределах его почти полностью размыты отложившиеся ранее юрские осадки, и на поверхности на значительной площади обнажились породы палеозойского фундамента (рис. 13). Резкое воздымание Хастинского блока захватило прилегающую часть Бетдургинской подзоны, в пределах которой местами были также смыты тоар-ааленские отложения. Интенсивные перемещения по Хастинскому разлому привели к возникновению целой системы «опе-

ряющих» разломов в прилегающей части Бетдургинской подзоны, где уже в этот период частично сформировался ряд складчато-глыбовых структур (например, Бетдургинская и Кекташская антиклинали). В целом на территории восточной части Хастинской подзоны и южной части Бетдургинской сформировался довольно крупный, асимметрично построенный антиклинорий с кристаллическими сланцами в ядре и юрскими породами на крыльях, в общем унаследовавший расположение существовавшего в тоаре — аалене Кекташского поднятия.

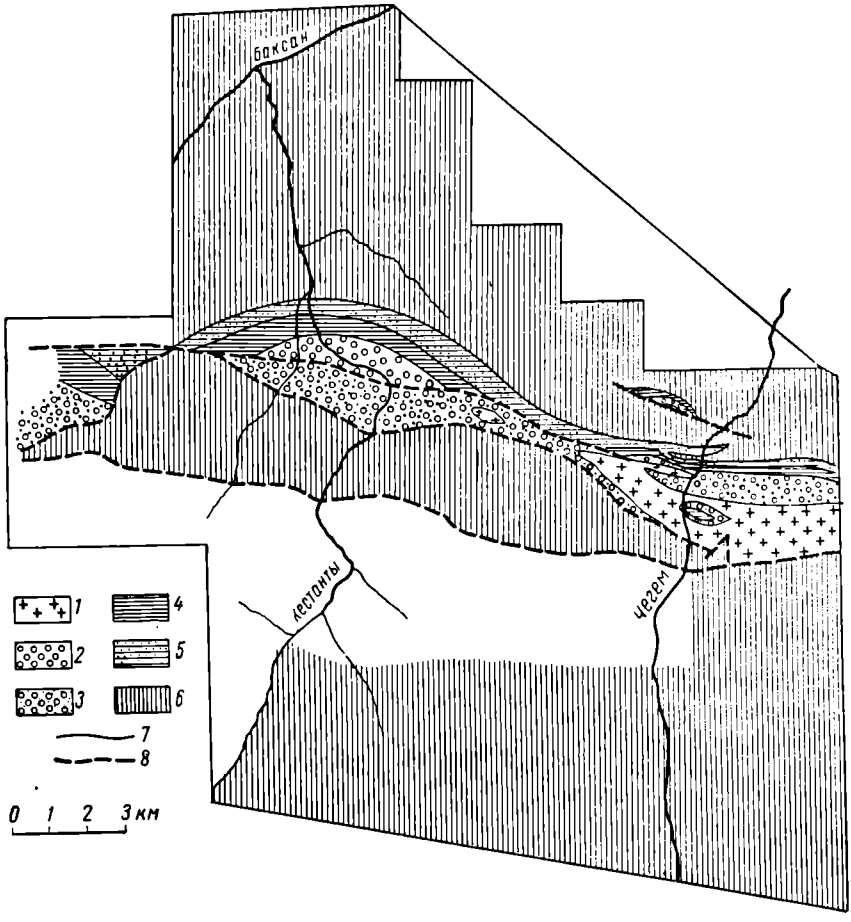

Рис. 13. Палеогеологическая карта междуречья Чегем — Баксан для начала нижнебайосского времени.

1 — доюрские образования; *2* — плинсбахский ярус; *3* — средний лейас; *4* — средний тоар; *5* — верхний тоар; *6* — верхи верхнего тоара и аален (баксанские слои); *7* — нормальные стратиграфические контакты; *8* — разрывные нарушения.

Очень значительные перемещения фиксируются в начале байоса по Зырнываискому разлому. Расположенный на стыке резко различных, длительно развивавшихся в среднем лейасе, тоаре и аалене тектонических элементов — поднятия южной подзоны и Кестантинской впадины — Зырнываиский разлом, по-видимому, именно в данный период приобретает характер надвига. Массив палеозойских пород высоко поднятой южной подзоны, надвигаясь на глубоко прогнутую Кестантинскую впадину, вызывает интенсивную складчатость заполняющих ее юрских отложений. В большей степени это сказалось в наиболее узких частях Кестантинской впадины, на ее западном и восточном окончаниях, где фиксируется интенсивная линейная складчатость, в меньшей степени — в центральной, широкой части

впадины, приобретающей в данный период коробчатую форму с крутыми, сложно дислоцированными вдоль разломов бортами и более плоским, сравнительно слабо волнистым дном. В основных своих чертах складчатая структура Кестантинского синклинория сформировалась, несомненно, в начале байоса; отложения джорской свиты перекрывают ее уже с резким несогласием.

Таким образом, в конце тоар-ааленского этапа в пределах Тырныаузской зоны и частично Бетдургинской подзоны сформировалась довольно сложная складчато-глыбовая структура юрских отложений, основные элементы которой унаследовали расположение наиболее крупных поднятий и прогибов, развивавшихся в течение среднего лейаса, тоара и аалена, и являются как бы конечным результатом их развития. Сформировавшаяся позже складчатая структура байосских отложений унаследовала некоторые элементы добайосской структуры, но в то же время очень сильно усложнила ее, а в некоторых местах и подвергла коренной перестройке. В пределах Северной моноклинали и Хуламской подзоны, характеризовавшихся тектонической стабильностью в течение всего тоар-ааленского этапа, никаких следов предбайосских дислокаций нет.

Байос — бат

Поднятие в начале байосского века было довольно кратковременным и быстро сменилось погружением и грандиозной морской трансгрессией, охватившей в течение нижнего байоса весь наш район и прилегающие к нему территории. Начавшееся погружение происходило также в условиях резко дифференциальных движений отдельных блоков, что запечатлелось в составе отложений джорской свиты и особенно ее базальных горизонтов (рис. 14). Наиболее глубокий прогиб располагался примерно вдоль Хастинского разлома, захватывая главным образом Бетдургинскую подзону и часть Хастинской. В этом прогибе происходило накопление мощных, почти чисто глинистых толщ практически без привноса обломочного материала. Севернее, в подзоне моноклинали в основании джорской свиты уже появляется толща аркозовых песчаников, материал которых сносился с поднятия, располагавшегося севернее. Южнее центрального прогиба протягивалась цепочка кордильер, выступавших, несомненно, над уровнем моря, интенсивно размывавшихся и окруженных мощным шлейфом обвально-оползневых накоплений, образовавших впоследствии толщи брекчий. Направление цепочки кордильер в общем совпадает с положением Кекташского поднятия, местами несколько смещаясь к югу. В восточных кордильерах (к востоку от р. Хасты) размывались кристаллические сланцы; западные кордильеры служили источником сноса обломков юрских пород. С небольшой кордильеры, располагавшейся на месте современной долины р. Чегем, сносились к северу обломки и глыбы кварцитов.

Поднятие, по-видимому, существовало и в южной подзоне Тырныаузской зоны, откуда поставлялся обломочный материал из продуктов размыва палеозойских и юрских пород, образовавший нижнюю песчаниковую толщу джорской свиты в пределах Джунгусской, Кестантинской и Хуламской подзон. Между цепью кордильер Кекташского поднятия и поднятием южной подзоны располагалась очень пологая, слабо выраженная впадина, в которую интенсивно сносились песчаный материал и глыбы кварцитов с юга и глыбы кристаллических сланцев с севера одновременно с накоплением глинистой толщи в самом прогибе. Этот слабо выраженный прогиб является остаточным редуцированным, унаследовавшим положение интенсивно развившейся в тоаре— ааленe Кестантинской впадины. В это же время, по-видимому, впервые обособляется как самостоятельный структурный элемент Верхнечегемская впадина, характеризующаяся почти чисто глинистым составом осадков.

Дальнейшее общее прогибание привело в середине нижнего байоса к перекрытию морем всего района, к исчезновению местных источников

сноса и накоплению мощных (800—900 *м*) толщ нижнебайосских отложений, относящихся почти целиком к зоне Stephanoceras hamphriesianum. Вместе с тем интенсивность дифференциальных движений не убывает; поднятия и прогибы выражаются теперь в виде зон преобладания песчаных и глинистых осадков, бо́льших или меньших мощностей (рис. 15). Крупное, но относительно пологое поднятие, служившее основным источником сноса обломочного материала, находилось на северо-востоке, о чем свидетельствуют постепенное уменьшение мощности и опесчанивание нижнебайосских отложений в крайних северо-восточных выходах по рекам Баксан и Чегем. Южнее располагался главный прогиб, состоявший из двух изолированных впадин: западной, в общем унаследовавшей положение существовавшего ранее Тузлукского прогиба, но сместившейся по сравне-

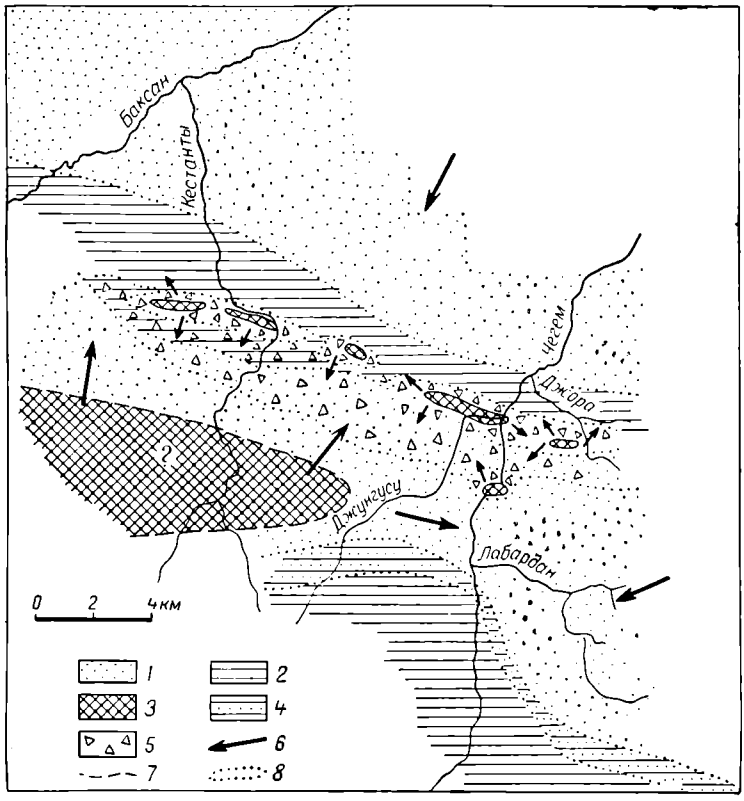

Рис. 14. Распределение фаций базальных горизонтов нижнего байоса в междуречье Баксан — Чегем.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — области размыва; *4* — чередование аргиллитов и песчаников; *5* — глыбовые брекчии; *6* — направление сноса обломочного материала; *7* — граница области размыва; *8* — границы фаций.

нию с ааленским временем еще далее к востоку, и восточной, размещавшейся вдоль Хастинского разлома по р. Джора, являвшейся новообразованной структурой.

Вполне уверенно можно говорить и о существовании в нижнем байосе Кекташского поднятия, которое отличалось относительно слабым опусканием (мощности до 500—600 *м*), а временами даже выступало из-под уровня моря в виде цепи кордильер, образовавших вокруг себя мощные шлейфы глыбовых брекчий из обломков кристаллических сланцев. Склон этого поднятия, обращенный к восточной впадине (по р. Джора), был настолько крут,что на нем постоянно происходило соскальзывание слоев с образованием лежачих, изоклинальных складок оползания. На месте тоар-ааленской Кестантинской впадины в нижнебайосское время располагался весьма

слабо выраженный пологий прогиб, отличавшийся лишь небольшим увеличением мощностей.

Относительно пологое поднятие, находившееся в пределах Джунгусской подзоны, выделяется по резкому преобладанию в составе нижнебайосских отложений песчаных пород. К югу от этого поднятия размещается впадина Восточно-Балкарского района, распадающаяся на две ступени: Хуламскую с мощностями нижнебайосских отложений до 800—1000 *м* и Безингийскую, где мощности нижнего байоса возрастают до 1200—1500 *м*. Соответственно в составе отложений здесь все более преобладают глинистые породы, которые в Безингийской впадине полностью слагают разрез нижнего

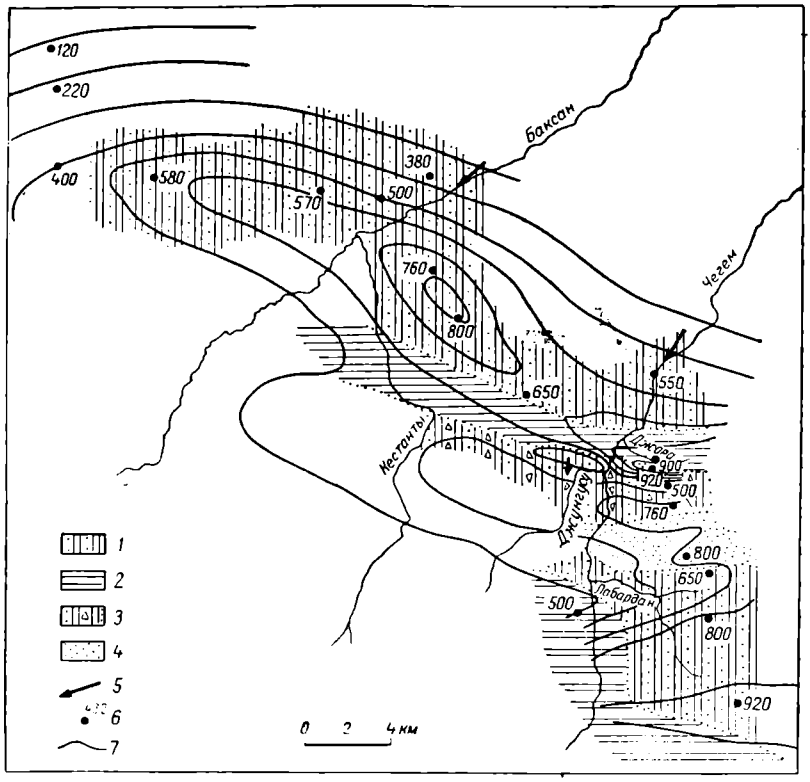

Рис. 15. Распределение фаций и мощностей нижнего байоса на междуречье Чегем — Баксан.

1 — аргиллиты и алевролиты с пачками песчаников; *2* — аргиллиты и алевролиты; *3* — аргиллиты и алевролиты с пачками песчаников и глыбовых брекчий; *4* — песчаники; *5* — направление сноса обломочного материала; *6* — мощность отложений; *7* — изопахиты (через 100 *м*).

байоса. Как область распространения глинистых фаций выделяется также территория современной Верхнечегемской впадины. Малые мощности нижнебайосских отложений здесь (аналогично северной части Хуламской подзоны на правобережье р. Чегем) дают основание предполагать, что в нижнебайосское время Верхнечегемская впадина хотя и существовала, но была некомпенсирована. Граница распространения исключительно глинистых фаций, как видно из схемы, почти точно совпадает с линией Ачинского разлома, ограничивающего современную Верхнечегемскую впадину. Интересно отметить, что в Безингийской подзоне на продолжении Ачинского разлома располагаются практически все штоки интрузивных габбро-диабазов нижнебайосского возраста. Таким образом, начало формирования этого крупного разлома, имеющего, несомненно, послеюрский возраст, падает на нижний байос.

Верхний байос характеризуется выравниванием тектонического режима и накоплением однообразных алевролитовых толщ тызыльских слоев.

В батском веке описываемый район был вновь резко приподнят, выведен из-под уровня моря и подвергнут интенсивной денудации. Это общее поднятие также сопровождалось оживлением дифференциальных подвижек по глубинным разломам, а в ряде мест возникновением новых и усложнением старых складчато-глыбовых дислокаций.

Наиболее интенсивные движения произошли по Хастинскому и Голугардинскому разломам, однако знак их по сравнению с началом байоса переменился на обратный. Хастинский блок был резко опущен относительно соседних, что опять-таки сказалось на южной части Бетдургинской подзоны. Резкое перемещение по Хастинскому разлому, как и в начале байоса, сопровождалось возникновением ряда «оперяющих» разрывов, что привело к формированию той ступенчато-погружающейся к югу системы коробчатых складок, которую мы наблюдаем на правобережье рек Кестанты и Чегем. Ряд складчато-глыбовых структур, сформировавшихся еще в начале байоса (например, Бетдургинская антиклиналь), в данный период был значительно усложнен дополнительными, разрывными и складчатыми дислокациями. В батское время, несомненно, сформировалась и складчатая структура байосских отложений на правобережье р. Чегем в Хастинской подзоне и опущенной части Джунгусской подзоны. О природе этих складок в настоящее время трудно сказать что-либо определенное, поскольку мы нигде не видим здесь выходов кристаллического фундамента. Но можно быть уверенным, что образование их тесно связано с резким опусканием Хастинской подзоны по Голугардинскому разлому и восточной части Джунгусской подзоны по системе поперечных и диагональных разломов, поскольку в приподнятой части Джунгусской подзоны юрские отложения этой складчатостью не затронуты. Тем самым определяется батский возраст этих поперечных разломов. Таким образом, уже в батское время складчато-глыбовая структура Тырныаузской зоны и Бетдургинской подзоны приняли почти современный вид.

В конце батского века в условиях общего поднятия всего складчатого сооружения Большого Кавказа в ряде мест нашего района накоплялись толщи рыхлых, грубообломочных континентальных отложений свиты сары-дюз. Интересно, что отложения свиты сары-дюз отмечены на западном крыле Верхнечегемской впадины; это позволяет говорить о развитии последней и в батское время.

В верхнеюрское время вся территория района была перекрыта чехлом морских карбонатных отложений, вновь была приподнята и подвергалась денудации только в третичное время. Верхнемезозойские и кайнозойские тектонические движения очень слабо затронули Лабино-Малкинскую и Тырныаузскую зоны (в пределах нашего района), внеся лишь очень незначительные усложнения в их структуру. К числу таких усложнений относится сравнительно небольшое перемещение (150—200 *м*) по Хастинскому разлому с опусканием южного крыла, что вызвало образование крутой флексуры в отложениях верхнемезозойского структурного подъяруса на правобережье р. Чегем, а также формирование поперечных Кекташского и Лзгарского разломов. Тесная связь этих разломов со структурой Верхнечегемской впадины, приуроченность к ним проявлений магматической деятельности (кайнозойские гранит-порфиры), а также пересечение ими всех разломов и структурно-фациальных зон Тырныаузской зоны позволяют уверенно говорить об их кайнозойском возрасте.

Совершенно иное положение (по сравнению с Тырныаузской зоной) наблюдается в Хуламской подзоне. Отсутствие сколько-нибудь значительных несогласий между байосом и верхней юрой, с одной стороны, и участие верхнеюрских и главным образом кайнозойских отложений в структуре Верхнечегемской впадины, с другой стороны, позволяют утверждать, что формирование структуры Хуламской подзоны произошло практически

только в кайнозойское время. Этому выводу, как нам кажется, не противоречит тот факт, что наличие пологого прогиба на месте современной Верхнечегемской впадины фиксируется еще с начала байосского века.

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г. Д. Возраст складчатых сооружений северных тектонических зон Центрального Кавказа. Научные доклады высшей школы (геолого-географические науки), № 1, 1958а.

Ажгирей Г. Д. Проблема поисков скрытых свинцово-цинковых месторождений в Северной Осетии. Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка, № 4, 1958б.

Андронов С. М. и Ильина Н. С. Об ааленских отложениях Северного Кавказа. Советская геология, № 8, 1945.

Безносов Н. В., Казакова В. П., Леонов Ю. Г., Панов Д. И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа. Тр. ВНИИГАЗ, вып. 10, 1960.

Живаго Н. В. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений в бассейнах рек Урупа и Бижгона. Тр. ВНИИГАЗ, вып. 10, 1960.

Казакова В. П. К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Айгамуга-дон (Северная Осетия). Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка, № 8, 1958.

Кахадзе И. Р. и Цагарели А. Л. Геологическое строение полосы юрских угленосных отложений Северного Кавказа между реками Малкой и Б. Зеленчуком. Тр. лаборатории геологии угля АН СССР, вып. 6, 1956.

Кахадзе И. Р., Цагарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш., Зесашвили В. И. Нижне- и среднеюрские отложения западной части Северного Кавказа и их сопоставление с аналогичными отложениями Грузии. Тр. ГИН АН Груз. ССР, серия геол, т. X (XV), 1957.

Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.

Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 131, № 52, 1951.

Милановский Е. Е. Тектоническое положение и некоторые черты истории кайнозойского магматизма Эльбрусской вулканической области. Бюл. МОИП, отд. геол., т. XXXIV (2), 1959.

Панов Д. И. и Леонов Ю. Г. Основные вопросы стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений междуречья Кубани и Баксана. Материалы по геологии газоносных районов СССР. Тр. ВНИИГАЗ, вып. 7 (15), 1959.

Пилюченко Г. Е. К стратиграфии юрских и четвертичных отложений бассейнов рек Урупа и Кубани на Северном Кавказе. Сб. «Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа». Госгеолиздат, 1946.

Ренгартен В. П. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Кабардинской АССР. Природные ресурсы Кабардинской АССР. СОПС АН СССР, 1946.

Соловьев С. П. Геологическое строение и минеральные ресурсы бассейнов рек Тызыла, Урдю и Гижгита (Северный Кавказ). Тр. ЦНИГРИ, вып. 89, 1936.

Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестанты и Сакашиль. Тр. ЦНИГРИ, вып. 103, 1938.