

В. Я. ЭДИЛАШВИЛИ, Б. А. КАНЧЕЛИ,  
Р. Д. ЛЕКВИНАДЗЕ, В. В. ГОГИБЕРИДЗЕ

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ  
КАВКАЗА И ПРОБЛЕМЫ  
КРУПНОМАСШТАБНОЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ**

ТБИЛИСИ  
1973



В предлагаемом исследовании осуществлено геологическое районирование Кавказа и освещены проблемы крупномасштабного геологического картирования его территории. Работа выполнена с целью разработки методических указаний в соответствии с инструкцией Министерства геологии СССР (1968) по организации и производству геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 (1:25 000). В основу районирования Кавказа положены особенности геологического строения различных его частей с учетом степени их доступности, а также наличия в них полезных ископаемых. Здесь выделено 10 геологических районов, а в некоторых из них подрайоны.

Геоморфологическая, геологическая и металлогеническая характеристика районов позволяет наметить проблемные вопросы и пути их решения. Определены задачи крупномасштабной геологической съемки, рекомендовано в конкретных условиях применение аэрофотосъемки, геохимических, геофизических и других методов исследования. Разработаны требования к геологическим картам.

## ОТ РЕДАКТОРА

В предлагаемом труде авторами разработаны геологическое районирование Кавказа и проблемы крупномасштабной геологической съемки. Он заблаговременно был апробирован Научным Советом отдела методики и отдела геологии Западных районов ВСЕГЕИ, Ученым Советом КИМСа, а также научно-техническими советами Кавказских геологических управлений. Все отмеченные организации единодушно рекомендуют использовать работу в качестве научно-методического руководства при планировании и проведении крупномасштабной геологической съемки и связанных с ней тематических исследований на Кавказе. В связи с этим встала необходимость опубликования работы. Она представляет интерес как для геологов, работающих на Кавказе, так и в других регионах СССР и может быть использована как методическое руководство при проведении геологической съемки.

Член-корр. АН Груз. ССР, проф.

Г.А.ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Открытие месторождений полезных ископаемых в значительной мере зависит от степени геологической изученности региона и в первую очередь от геологической его заснятости. Геологические карты масштабов 1:50 000 и 1:25 000 служат основой для выявления перспектив на те или иные полезные ископаемые, установления закономерностей их размещения и разработки направлений поисковых и поисково-разведочных работ. Геологическая съемка позволяет решать практические вопросы в области гидрогеологии, инженерной геологии и геоморфологии, а также общие проблемы геологии, имеющие важное теоретическое, а подчас и чисто прикладное значение.

Между тем существующие геологические карты крупного масштаба в ряде случаев не отвечают современным требованиям и признаны некондиционными. В настоящее время государственная геологическая съемка не может эффективно проводиться без применения современных методов геологического картирования, таких как аэрофотосъемочные, фототеодолитные, геохимические, геофизические и другие.

В 1968 г. Министерством геологии СССР утверждена новая инструкция "Основные положения организации и производства геолого-съемочных работ масштаба 1:50 000 (1:25 000)". В соответствии с этой инструкцией требуется более детальное расчленение геологических комплексов (особенно по вещественному составу), прослеживание их по простиранию, углубленное изучение закономерностей размещения полезных ископаемых, тесное сочетание геолого-съемочных работ с геофизическими, геохимическими и другими видами исследований. Поскольку инструкцией невозможно было предусмотреть особенности отдельных регионов, Министерством геологии СССР Кавказскому институту минерального сырья была предложена тема по составлению методических указаний для производства геолого-съемочных работ в условиях Кавказа. Тема выполнена авторами настоящей работы в секторе методики геологиче-

ской съемки и поисков под общим руководством В.Я. Эдигашвили.

Требования к крупномасштабным геологическим картам в части биостратиграфического и литологического расчленения, а также некоторые вопросы по районированию были согласованы с геологами геолого-съемочных экспедиций республиканских геологических управлений: К.А. Мкртчяном, С.Т. Мартirosяном, Ш.Х. Гегучадзе, Р.И. Горозовым, А.А. Байрамовым, М.Х. Срабоняном и другими.

При составлении настоящей работы авторы пользовались советами П.Д. Гамкрелидзе, Г.А. Кометиани, Г.А. Твалчрелидзе, А.С. Кумпан, А.А. Луйка и А.И. Бурдэ по ряду вопросов геологического районирования Кавказа.

Настоящая работа отнюдь не претендует на универсальность предлагаемых методов для решения всех вопросов геологии при производстве крупномасштабной геологической съемки, но поскольку в ней учтены замечания и пожелания как геологов-съемщиков Кавказа, так и авторитетных экспертов ВСЕГЕИ, то в настоящее время она может служить методическим руководством данного вида работ. Это обстоятельство и позволило нам представить ее для опубликования.

## В В Е Д Е Н И Е

Территория Кавказа по административному делению охватывает часть РСФСР (Северный Кавказ) и союзные республики Закавказья — Грузию, Армению и Азербайджан.

Рельеф указанной территории, являясь чрезвычайно разнообразным, представлен чередованием хребтов, высоких нагорий, платообразных и низменных областей. В этих сложных сочетаниях рельефа намечаются четыре крупные орографические единицы более или менее зонально вытянутые в субширотном направлении: Предкавказье, Большой Кавказ, Закавказская межгорная впадина и Малый Кавказ.

Предкавказье, часто именуемое Северокавказской равниной, охватывает низменные области бассейнов рек Кубани на западе и в основном Терека на востоке; между ними располагается незначительно приподнятое, местами террасированное, плато (Ставропольская возвышенность) с абсолютными отметками до 830 м.

Большой Кавказ представляет горную область, местами покрытую вечным снегом и ледниками. Она наиболее высоко поднята в центральной части, где абсолютные отметки в среднем достигают 1500–3500 м, а высота отдельных вершин превышает 5000 м (Казбек — 5047 м, Эльбрус — 5633 м). На северо-западе и юго-востоке эта область постепенно погружается до полного выравнивания на побережьях Черного и Каспийского морей. Она сильно расчленена глубокими ущельями рек и характеризуется труднодоступными хребтами и вершинами. Здесь выделяются как продольные (с общекавказским простирием), так и поперечные хребты.

Закавказская межгорная впадина, расположенная между Большим и Малым Кавказом, выдерживает общекавказское (СЗ–ЮВ) простирием. Она характеризуется различными абсолютными отметками (от 0 до 1500 м) и своеобразием рельефа. С северо-запада на юго-восток здесь

выделяются более мелкие основные орографические единицы: Колхидская депрессия, Сурамский хребет, Карталинская равнина, часто террасированная реками, Цив-Гомборский хребет и Кура-Араксинская низменность (включая Алазанско-Агричайскую депрессию).

Малый Кавказ расположен к югу от Закавказской депрессии и представляет собой систему хребтов разного направления. Здесь наблюдается чередование ряда горных массивов и нагорий, часто вулканического происхождения. Их абсолютные отметки достигают 500–3000 м в среднем, а отдельных вершин – до 4000 м (гора Арагац и др.).

В геологическом строении Кавказа принимают участие образования от докембрия до современного периода включительно.

Докембрийские и нижнепалеозойские интенсивно метаморфизованные толщи, прорванные каледонскими и герцинскими изверженными породами различного состава, вскрыты в центральной наиболее высокоприподнятой части Большого Кавказа, а также в межгорной депрессии (Дзирула) и в отдельных местах Малого Кавказа (Храми, Локи, Арзакани и др.). Выходы палеозойских (местами и триасовых) относительно менее метаморфизованных терригенно-карбонатных и иногда вулканогенно-осадочных труднорасчленяемых толщ отмечаются на Передовом хребте Северного Кавказа, в некоторых местах южного склона Главного Кавказского хребта, а также в ряде районов южной части Малого Кавказа. На них залегают мезо-кайнозойские большей частью также труднорасчленяемые терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные и вулканогенно-осадочные образования, прорванные в отдельных местах гранитоидными и габброидными массивами разного возраста. Значительное развитие имеют четвертичные аллювиально-делювиальные, местами озерные, ледниковые, вулканогенные и другие образования.

Тектонически на территории Кавказа выделяют ряд зон и подзон, расположенных зонально в субширотном

(общекавказском направлении, характеризующихся ярусными расположением структур. Нижние ярусы часто глубоко залегают и практически недоступны для непосредственного изучения. Многие из них подвергались весьма интенсивной складчатости (в особенности на Большом и местами на Малом Кавказе), в результате чего в них развиты сжатые, изоклинали типа складки, часто опрокинутые преимущественно на юг и осложненные многочисленными разрывами. Местами отмечаются крупные, долгоживущие разломы, обуславливающие залегание кристаллического субстрата на различных глубинах.

С осадочными, магматическими и метаморфизованными образованиями связываются месторождения различных полезных ископаемых. Они встречаются в толщах определённого литологического состава, часто складчатых, а также в трещиноватых и тектонически нарушенных зонах, подвергнутых гидротермальному изменению различной интенсивности. Однако перспективные в этом отношении структуры хорошо удаётся наметить лишь в районах развития эпиконтинентально-морских, в основном легко расчленяемых толщах, содержащих обильную морскую фауну при наличии маркирующих литологических комплексов или горизонтов, а также в некоторых магматических образованиях. По остальной наибольшей части территории Кавказа, где развиты толщи, часто залегающие в сложных тектонических условиях, трудно расчленяемые на дробные литолого-стратиграфические единицы (флишевые, флишоидные, молассовые, вулканогенно-осадочные, метаморфизованные), выделение и прослеживание рудоносных структур затруднено. Данное положение ещё более осложняется в ряде случаев различным толкованием возраста отдельных толщ и отсутствием их четкой корреляции.

Таким образом, территория Кавказа характеризуется развитием разнообразных литологических, часто труднорасчленяемых комплексов, подвергнутых тектоническим процессам неодинаковой интенсивности. Если учесть также порой трудную доступность местности, то существующая ин-

струкция (1968) по организации и производству геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 (1:25 000) не может быть соблюдена во всех районах Кавказа в одинаковой степени. В каждом конкретном случае, в зависимости от вышеуказанных геологических особенностей, необходимо вносить в нее уточнения в отношении ряда требований, как например, в дробность литолого-стратиграфического расчленения осадочных пород, в подразделение магматических и метаморфических образований и т.д.

В связи с этим авторами работы произведено геологическое районирование территории Кавказа. За основной критерий районирования взято геологическое строение с учетом степени его сложности, доступности местности и особенностей размещения полезных ископаемых.

Всего на территории Кавказа выделяется 10 районов; некоторые из них в свою очередь подразделяются на подрайоны. Эти районы следующие (рис. 1):

1. Район развития преимущественно кристаллических пород нижнего палеозоя и докембрия Главного Кавказского хребта.

2. Район развития преимущественно осадков среднего палеозоя-триаса Передового хребта Северного Кавказа.

3. Район развития сланцевой серии среднего палеозоя-нижней, частично средней юры Большого Кавказа.

Подрайоны:

а) водораздельная часть Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа, южный и северный склоны Центрального Кавказа;

б) северо-восточная часть центрального Дагестана;

в) Северный Кавказ (северные предгорья Передового хребта).

4. Район развития флишевых образований верхней юры - палеогена Большого Кавказа.

Подрайоны:

а) Северо-Западный Кавказ;

б) Рачинско-Курмухчайский;

в) Кахетинско-Дибрарский.

5. Район Дзирульского кристаллического массива и южных предгорий Большого Кавказа между реками Мзымта и Дзирула.

6. Район развития преимущественно верхнеюрско-палеогеновых карбонатно-терригенных образований Северного Кавказа (Центральное Предкавказье и Дагестан).

7. Район развития преимущественно юрских и меловых образований Малого Кавказа.

Подрайоны:

а) Храмско-Алавердско-Кедабекский и Кафанский,

б) Арзаканский ;

в) Нахичеванский (Шаруро-Неграмский);

г) Южнозангезурский;

8. Район развития преимущественно палеогеновых образований Малого Кавказа.

Подрайоны:

а) Аджаро-Триалетский;

б) Локский и Ширакско-Севанский;

в) Ехегнадзорско-Ордубанский;

г) Тальшский.

9. Район развития преимущественно неогеновых терригенных (молассы) и четвертичных образований Кавказа.

Подрайоны:

а) Предкавказье;

б) Закавказская межгорная впадина;

в) депрессия среднего течения р.Аракс.

10. Район развития неогеновых и антропогеновых эффузивных образований Малого Кавказа.

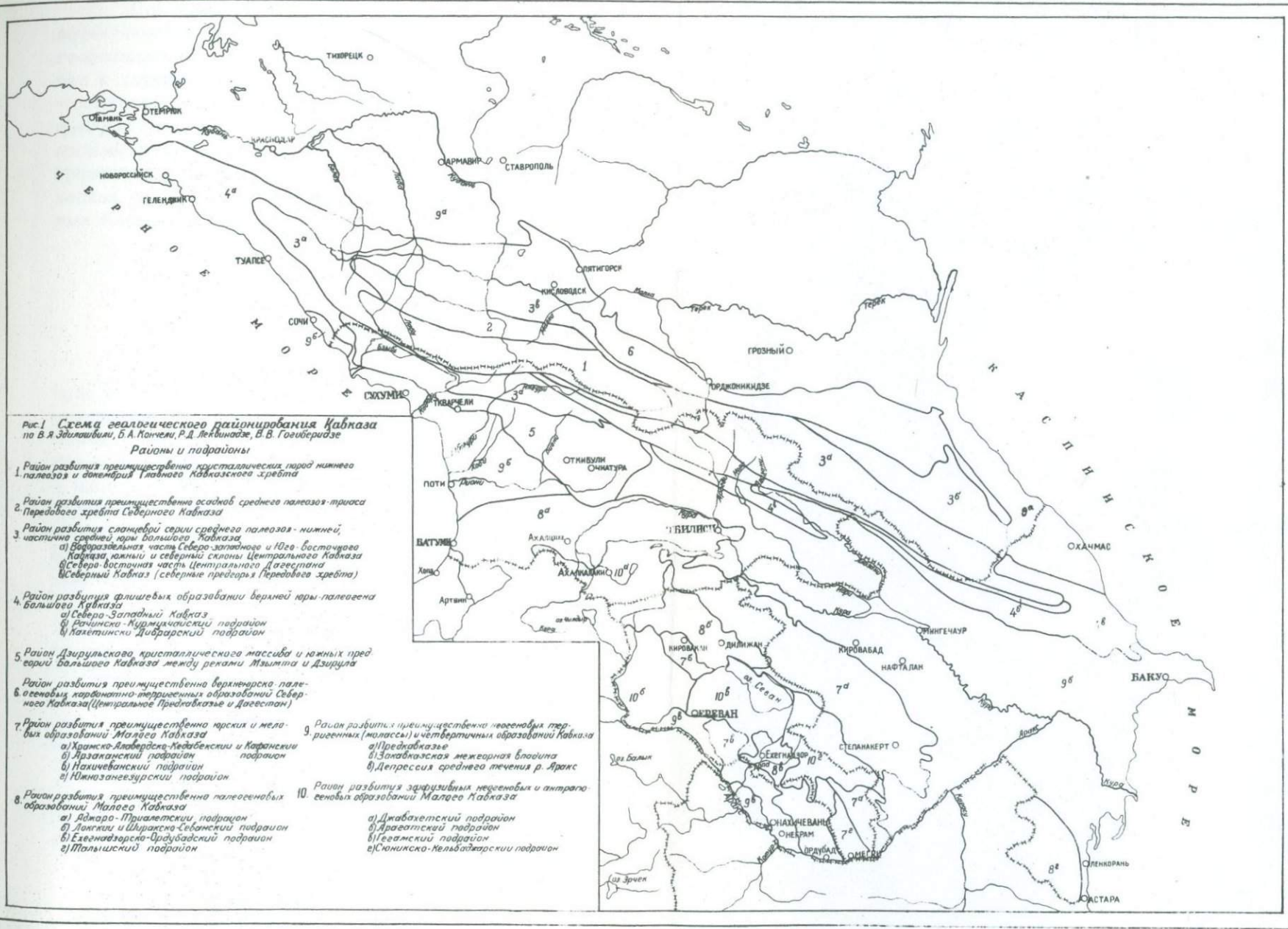
Подрайоны:

а) Джавахетский;

б) Арагацский;

в) Гегамский;

г) Сюникско-Кельбаджарский.



Для каждого выделенного района определяется: а) эффективность применения аэрофотосъемки, геохимических, геофизических и других методов исследования, б) требования к изучению стратиграфии, тектоники, вулканизма и металлогении. Все остальные дополнительные показатели (рельеф, климат, проходимость и др.), влияющие на степень производства геологической съемки и поисков в работе не приводятся. Они учтены при разработке "Технико-методических указаний", выполненных геологическими управлениями Кавказа.

## 1. РАЙОН РАЗВИТИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА

Кристаллический комплекс пород палеозоя и докембрия составляет фундамент Главного Кавказского хребта. В результате тектонических движений в настоящее время он высоко поднят, с чем связано образование системы надвигов и взбросов, вдоль которых воздымание продолжается в настоящее время, значительно превалируя над эрозией. Молодой осадочный покров сохранился лишь на локальных площадях (прогибах). Указанные геологические и морфографические особенности позволяют выделить Главный Кавказский хребет в самостоятельный район.

Район занимает наиболее высокогорную часть Центрального Кавказа (территория Грузии на юге и РСФСР — на севере), вытянутую в субширотном направлении от горы Фишт до западных склонов ущелья р.Терека. Здесь выделяется система крупных хребтов и высоких горных вершин с крутыми, труднодоступными склонами и остроконечными гребнями: Домбай-Ульген (4041 м), Ушба (4697 м), Тетнульд (4758 м), Шхара (5183 м), Джангитау (5051 м), Эльбрус (5633 м) и др. Средние абсолютные отметки хребта достигают 2000–3500 м. Относительные же отметки колеблются от 1000 до 3500 м.

Район резко расчленен глубокими, часто каньонообразными, трудно проходимыми ущельями быстро стекающих горных рек, характеризующихся иногда водосливами большой высоты (50-150 м и более).

Кристаллические породы во многих местах перекрыты мощными моренными накоплениями и современными ледниками. У подножия склонов часто наблюдаются обвалы.

Район пересекается единичными шоссейными и проселочными дорогами; много выючных и пешеходных троп, доступных лишь в летнее (июнь-сентябрь) время. Выше 3200-3500 м расположена область развития вечных снегов и ледников. Район не населен. Летом лишь в некоторых местах (на высоте 2000-2500 м) располагаются кочевья пастухов.

**Геологическое строение.** Район сложен ~~до~~верхнепалеозойскими интрузивными породами, глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами нижнего палеозоя и докембрия, перекрытыми местами аспидными сланцами лейаса. Границы района с севера и с юга тектонические, причем южная граница представлена надвигом кристаллического ядра Главного Кавказского хребта на глинистые сланцы лейаса. Надвиг прослеживается на сотни километров, является крупнейшим тектоническим элементом Кавказа и представляет собой кулисообразное сочетание нескольких разломов надвигового характера с перемещением масс с севера на юг. Надвиг возник в верхнем палеозое, периодически продолжал "оживляться" и "живет" в настоящее время (Паффенгольц, 1959; Гамкрелидзе, 1964).

Кристаллические породы района слагают сводовую часть антиклинория Большого Кавказа, являющегося крупной, опрокинутой на юг, веерообразной складкой. На северо-западе и юго-востоке они испытывают погружение под сланцы, полностью перекрываясь последними. Уцелевшие от эрозии участки аспидных сланцев в местах обнаженной части кристаллических пород дают возможность восстановить некоторые составные структурные части района. Таковыми являются крупные Тебердинско-Эльбрусская и Мамисонско-

Казбекская антиклинали и расположенная между ними крупная, осложненная разрывами, Домбай-Ульгенская синклиналь общекавказского простираия. Отложения лейаса в синклиналях смяты в сильно сжатые складки, что указывает на лабильность кристаллического субстрата и его участие в складчатости. Кроме того, на северном склоне Большого Кавказа наблюдаются тектонические смещения блокового характера.

**Полезные ископаемые.** Месторождения промышленного значения здесь не известны. Однако имеются перспективные рудопроявления. Так, в бассейне р. Уруштен проявления свинца, цинка и барита приурочены как к кристаллическим породам, так и к осадочным. Встречаются титано-магнетитовые руды в габброидах Малой Лабы, кварцево-карбонатные жилы с шеелитом, молибденитом, арсенопиритом, халькопиритом и золотом в силурийских разгнейсованных гранитоидах бассейнов рек Уруп, Бескес и Кыфар; отмечаются андалузито-силлиманитовые залежи в древних кристаллических сланцах р. Баксан, вольфрамита и шеелита в районе р. Кти-Теберда, пегматитовые жилы с бериллом на Б. Лабе. Наличие силлиманита известно в Абхазии в кристаллических сланцах горы Чмахара. К альбитизированным гранитоидам приурочиваются проявления тантала, ниобия, мышьяка, золота, рассеянных элементов. Встречаются мраморы и минеральные источники (Санчари и др.).

Многие вопросы геологии района не полностью разработаны или трактуются различно, что объясняется сложностью геологического строения, влиянием процессов активного и регионального метаморфизма, а в основном недостаточной изученностью, обусловленной трудной доступностью и местами слабой обнаженностью местности, перекрытой моренными образованиями и современными ледниками.

Так, возраст метаморфизованных образований Главного Кавказского хребта одними исследованиями считается докембрийским и нижнепалеозойским, а другими —

только нижнепалеозойским. Помимо этого, не произведено их доброе подразделение, по составу, геохимии и др. Магматические породы наиболее древнего уруштенского комплекса датируются также различно. Одни, наблюдая их размытый материал в толщах среднего девона и более молодых, относят его к каледонскому циклу магматизма. Другие же по результатам определения абсолютного возраста формирования комплекса считают не древнее среднего палеозоя, что вынуждает омолаживать и другие более поздние магматические образования Центрального Кавказа. Помимо этого, существуют различные схемы подразделения магматических образований, развитых в отдельных районах Грузии и Северного Кавказа.

Основные задачи и требования к геологическому картированию. Основными задачами крупномасштабных геолого-съёмочных работ в областях развития интрузивных пород являются создание единой схемы их подразделения по возрасту и составу, выделение отдельных интрузивных комплексов и интрузивных фаз. В соответствии с масштабом съёмки необходимо изучить форму, взаимоотношение интрузивов с вмещающими породами, соотношение со складчатými и разрывными дислокациями, зависимость формы тел и их размещения от тектонических факторов и, где это возможно, внутреннюю структуру путем составления структурных карт. Необходимо выяснить: а) процессы закономерного развития метаморфизма; б) мощность и характер зон контактов как между разновозрастными интрузивами, так и осадочными толщами; в) прогнозную оценку редкометального оруденения и рассеянных элементов; г) вопросы циркуляции подземных вод; д) явления дифференциации, ассимиляции, контаминации, аутометасоматоза, контактового метаморфизма и гидротермального изменения пород. Необходимо определить глубину процессов формирования интрузий.

На участках развития метаморфизованных пород (район горы Чмахара в Абхазии, в верховьях р. Лаба и др.)

должны быть выделены фации метаморфизма, изучены явления прогрессивного и регрессивного метаморфизма.

При картировании осадочных метаморфизованных пород считается необходимым составление детальных послонных разрезов вкрест их простирания. Особое внимание следует уделить вопросам взаимоотношения данных пород с магматическими образованиями и рудоносными горизонтами. Они в интервалах, доступных для наблюдения, должны быть прослежены по простиранию. Тщательным наблюдениям подлежат участки, где метаморфизованные породы включают известняки и прорваны интрузиями, а также зоны нарушений и трещиноватости, в которых можно встретить зоны оруденения. В указанных местах необходим отбор образцов в большем количестве, чем при съемке самой метаморфизованной толщи; однако следует также иметь в виду, что часто и в метаморфизованных породах могут присутствовать редкие и рассеянные элементы при наличии горизонта с соответствующим литологическим составом. В связи с этим, следует обратить особое внимание на результаты шлихового опробования, металлометрии, геохимии, радиометрии и геофизики. Сложно решается вопрос возрастного подразделения древней метаморфической толщи. Практика показала, что толщина эта метаморфизована до такой степени, что и впредь вряд ли могут быть здесь найдены остатки фауны или флоры в количестве, необходимом для ее подразделения. Единственной возможностью остается проведение лишь литологического изучения метаморфизованной толщи и выделения на карте соответствующих горизонтов, максимальной мощностью до 200 м.

В целях изучения глубинного строения необходимо широко внедрить в работу новейшие модификации электроразведки и аэромагнитную съемку; для характеристики "глубинной металлогении" широко следует форсировать геохимические методы исследования.

В связи с развитием здесь интрузивного комплекса, часто прикрытого мощными моренными накоплениями и ледниками, а также резкой расчлененности рельефа, сле-

дует местами внедрить фототеодолитную съемку. Для выявления и прослеживания разломов необходимо применять аэрофотоснимки более крупного масштаба, чем это принято для составления геологических карт масштаба 1:50 000, поскольку здесь аэрофотоснимки трудно дешифрируются ввиду развития почти однообразных магматических пород.

Горные выработки (канавы, штольни), помимо вскрытия полезных ископаемых, нужно задавать также и для уточнения разрезов, проверки и прослеживания выявленных аэрофотосъемкой разрывов и т.д. Бурение скважин для проверки данных геофизики можно применить лишь в редких случаях в доступных районах.

В связи с отсутствием дорог, высокогорья и труднопроходимых скалистых ущелий, большого развития моренных образований и современных ледников, в данном районе часто не может быть соблюдено проведение маршрутов, геофизических профилей и механического бурения в том объеме, который необходим при составлении крупномасштабных геологических карт в подобных районах.

## 2. РАЙОН РАЗВИТИЯ ОСАДКОВ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ-ТРИАСА ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Рассматриваемый район охватывает две тектонические зоны - зону Передового хребта и Бечасынскую. В нем морфологически выделяется ряд вытянутых в общекавказском направлении высокогорных хребтов, главными из которых являются Челепсы (2942 м) и Бамбак (2784 м) на западе, Абишира-Ахуба с вершиной Чилик (3236 м) и горный массив с вершиной Киныр-чат (3539 м) в средней части и вершинами Джуарген (3770 м) и Тырнауз (3547 м) на востоке.

Район прослеживается параллельно Главному Кавказскому хребту от р.Белой до р.Баксана. Наибольшей ширины (50 км) он достигает по меридиану р.Уруп, а наиболее узкая (5 км) его часть ограничена рр. Малкой и Бак-

саном. На севере район примыкает к северным предгорьям Передового хребта, а на юге — к Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне.

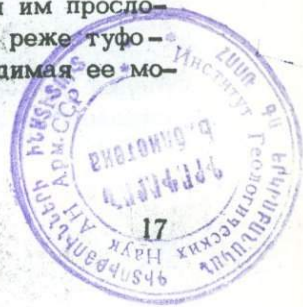
Рельеф в описываемом районе сильно пересеченный и труднопроходимый, особенно в зоне Передового хребта; густая система рек, прорезающая высокогорные хребты вкрест их простирания, образовала глубокие ущелья с отвесными и обрывистыми склонами. Большинство участков Передового хребта, расположенных ниже 2000 м, как правило, покрыты лесными массивами, затрудняющими производить визуальные наблюдения над коренными породами. Последние обнажены на крутых склонах труднодоступных высокогорных вершин и в глубоких ущельях рек, также трудно проходимых.

Геологическое строение. В геологическом строении зоны Передового хребта и Бечасынской зоны принимают участие метаморфические, магматические и вулканогенно-осадочные образования докембрия, палеозоя и триаса. Кроме того, на ограниченных площадях отмечаются отдельные небольшие останцы лейасовых осадков. Последние наибольшим развитием пользуются в Бечасынской зоне.

Образования, относимые к докембрию, здесь так же как и вообще на Большом Кавказе, фаунистически не охарактеризованы. К докембрию условно отнесена мощная толща различных кристаллических и метаморфических сланцев, вскрывающихся в долинах Кубани, Малки, Баксана и Чегема.

Наиболее полно эти образования обнажены в бассейне р. Малка (Бечасынская зона), где они литологически подразделяются на две свиты: нижнюю — чегемскую и верхнюю — хасаутскую.

Чегемская свита обнажается в виде прерывистой полосы, протягивающейся от р. Ку. ьтубе до г. Чегем. Сложена она различными сланцами и подчиненными им прослоями рассланцованных кварцитов, парагнейсов и реже туфопесчаников. Основание свиты не вскрыто, а видимая ее мощность превышает 2,5 км.



Хасаутская свита, залегающая на чегемской без видимого несогласия, сложена также кристаллическими сланцами. Однако породы этой свиты метаморфизованы в значительно меньшей степени, что позволяет в большинстве случаев установить их первичную природу. Породы хасаутской свиты являются продуктами метаморфизма разнообразных эффузивов, их туфов, пирокластитов и в меньшей мере осадочных пород. Сланцы часто прорваны штоками и дайками плагиогранитпорфира. Мощность хасаутской свиты 3,6 км; нижняя ее часть мощностью 2 км, сложена главным образом породами первично-вулканогенного генезиса, резко отличными от более интенсивно метаморфизованных терригенных осадков чегемской свиты.

Основанием для отнесения упомянутых образований к докембрию послужили следующие факты:

1) несогласное налегание на хасаутской свите слабометаморфизованных грубообломочных осадочных пород урлешской свиты среднего кембрия;

2) более высокая степень метаморфизма пород хасаутской и особенно чегемской свиты по сравнению с заведомо палеозойскими породами;

3) единичные определения абсолютного возраста.

Вместе с этим не исключена возможность, что верхняя часть описываемых образований, и в частности хасаутская свита, может охватывать низы палеозоя.

К докембрию также условно относят мощную (до 5 км) толщу интенсивно метаморфизованных пород, обнаженную в бассейне Лабы.

Она сложена пачками кварцево-сланцевых, гранат-сланцевых и хлоритовых сланцев, амфиболитов и парагнейсов. В нижней части разреза преобладают амфиболиты, в средней - слюдяные сланцы, а в верхней - хлоритовые сланцы. В соответствии с этим, нижняя часть названа свитой амфиболитов, средняя - свитой слюдяных сланцев и верхняя - свитой хлоритовых сланцев. Аналоги первой свиты в районе Малки не вскрыты современной эрозией. Что касается свит слюдяных и хлоритовых сланцев, то их по степени метамор-

физма параллелизуют соответственно с чегемской и хасаутской свитами, хотя подобная параллелизация не имеет достаточного основания.

Нижнепалеозойские образования в пределах рассматриваемой области достоверно установлены только в бассейне р.Хасаут (Малкинский район). Здесь они представлены красноватыми и в меньшей мере зеленоватыми песчаниками и алевролитами, образующими толщу мощностью 1500 м (урлешская свита), которая с угловым несогласием и базальным конгломератом в основании залегают на породах хасаутской свиты. Урлешская свита со своей стороны трансгрессивно перекрывается известняковой толщей фаунистически охарактеризованного верхнего силура с базальным конгломератом в основании, в котором наряду с галькой урлешских песчаников содержатся обломки и глыбы известняков фауной среднего кембрия. Именно это и послужило основанием для отнесения урлешской свиты к среднему кембрию, а хасаутской свиты — к докембрию — нижнему кембрию. В пользу этого предположения свидетельствуют также и данные споро-пыльцевого анализа пород урлешской свиты. Что касается верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура, то соответствующие им образования на Северном Кавказе отсутствуют.

Среднепалеозойские отложения в рассматриваемой области пользуются весьма широким развитием и достигают значительной мощности (6,5 км). Исключение составляют силурийские образования, развитые лишь в бассейне р.Малки. Речь идет о лахранской свите, сложенной известняками с верхнесилурийской фауной. В ее строении, кроме известняков, принимают участие также глинисто-известковистые сланцы, рассланцованные доломиты и реже песчано-глинистые сланцы.

Верхняя преобладающая часть разреза среднего палеозоя литологически подразделяется на три основные толщи: нижнюю — сланцевую, среднюю — вулканогенную и верхнюю — терригенно-карбонатную.

Сланцевая толща (бахмуткинская свита) литологи-

чески почти не отличается от лахранской свиты, но по фауне, отобранной в прослоях известняков, она датируется нижним и отчасти средним девоном. Мощность бахмуткинской свиты до 1500 м.

Вулканогенная толща, в свою очередь, подразделяется на две свиты: нижнюю — эффузивную (кызылкольскую) и верхнюю — туфогенноосадочную (картджуртскую). Первая сложена измененными диабазами, порфиритами, спилитами, альбитофирами, реже пирокластолитами и еще реже — метаморфическими сланцами осадочного происхождения. Примечательно наличие дифференцированных зон, сложенных с различным сочетанием эффузивов (спилит-диабазовая, диабаз-альбитофировая и др.). Мощность кызылкольской свиты колеблется от 800 до 2000 м.

Картджуртская свита (туфогенно-осадочная) тесно связана с кызылкольской, но отличается от нее обломочным характером вулканогенных пород. Это туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфы, переслаивающиеся с нормально-осадочными породами — сланцеватыми аргиллитами, песчаниками, реже известняками. Последние содержат фауну, согласно которой картджуртская свита отнесена к среднему и верхнему девону. На основании этого определяется среднедевонский возраст кызылкольской свиты. Мощность картджуртской свиты 1200–2500 м.

Терригенно-карбонатная толща, согласно залегающая на картджуртской свите, подразделяется на две свиты: нижнюю — пастуховскую и верхнюю — культюбинскую.

Пастуховская свита в нижней части представлена пестрыми песчаниками, алевролитами и сланцеватыми аргиллитами, чередующимися с мощными пачками мраморовидных известняков. Верхняя же часть свиты почти полностью карбонатная. Судя по фауне, встречающейся в известняках, нижняя часть пастуховской свиты относится к верхнему девону, а верхняя часть соответствует этренским слоям. Мощность свиты 200–500 м.

Культюбинская свита сложена сильно метаморфизованными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. По-

следние часто носят филлитовый облик. Изредка наблюдаются прослой известняков. Местами содержатся тела порфири-тов и габбро-диабазов. Нижнекарбонный возраст культюбинской свиты установлен фаунистически. Мощность ее 800-1500 м.

Верхнепалеозойские отложения по литологическим и отчасти биостратиграфическим признакам подразделены на три основные толщи: нижнюю - угленосную (продуктивную), отвечающую среднему и верхнему карбону, среднюю-красноцветную континентальную толщу нижней перми и верхнюю - терригенно-карбонатную толщу верхней перми.

Угленосная (продуктивная) толща, почти повсеместно залегает на различных горизонтах среднего палеозоя и начинается базальным конгломератом. Сложена песчано-глинистыми породами, к которым приурочены пласты углей. Кроме того, в нижней части свиты часто встречаются пластовые тела кварцевых порфиров и прослой их туфов. Средне- и верхнекарбонный возраст угленосной толщи установлен на основании флоры и пресноводной фауны. Мощность свиты 1000-2000 м.

Красноцветная толща нижней перми подразделяется на три свиты: нижнюю - аксаутскую (700-1300 м), сложенную мелкообломочными породами с прослоями известняков и доломитов; среднюю-кишкитскую (до 400 м), сложенную кислыми и средними эффузивами, их туфами и подчиненными им прослоями обломочных пород и верхнюю - большелабинскую (до 2000 м), сложенную такими же породами, как и аксаутская свита, но более грубообломочными. Нижнепермский возраст аксаутской свиты устанавливается по флоре. Что касается верхней части красноцветной толщи, то она палеонтологически не охарактеризована. Однако отнесение ее к нижней перми обосновано стратиграфическим положением между аксаутской свитой и фаунистически охарактеризованными отложениями верхней перми, залегающими согласно на породах большелабинской свиты.

Верхняя пермь, так же как и аксаутская свита, представлена терригенно-карбонатным комплексом пород.

Мощность до 250 м. Триасовые отложения налегают на палеозойские образования с резким разрывом и несогласно. Они повсеместно начинаются базальным конгломератом и имеют ясно выраженное трехчленное строение: нижняя часть — карбонатная, средняя — терригенная и верхняя — вновь карбонатная. При этом каждая из свит отделяется друг от друга разрывом. Находки фауны позволяют расчленить триасовые осадки не только на отделы, но и на ярусы. Следует отметить, что границы литологических подразделений лишь иногда совпадают со стратиграфическими границами ярусов. Мощность триасовых осадков 500–850 м.

Наконец, наблюдаемые в области Передового хребта отдельные небольшие останцы лейасовых отложений представлены сланцеватыми аргиллитами, содержащими прослойки песчаников и алевролитов. Они налегают на различные горизонты осадков триаса, палеозоя и даже докембрия.

В тектоническом отношении район Передового хребта является чрезвычайно сложным сооружением. Он со всех сторон ограничен крупными разломами глубокого заложения и в целом представляет осложненный дополнительной складчатостью и разрывной тектоникой горст-антиклинорий. Складчатые структуры обычно имеют общекавказское простирание, являются сильно сжатыми и вдоль серии продольных разломов надвинуты друг на друга. Наряду с продольными разрывами имеются также секущие нарушения, обуславливающие блочное строение участков. В породах, особенно в метаморфических толщах, сильно развиты явления кливажа как послойного, так и секущего. В последнем случае их направление часто совпадает с плоскостями разрывов, в связи с чем эти нарушения трудно фиксировать при полевых работах.

**Полезные ископаемые.** Район Передового хребта является важнейшей металлогенической провинцией, особенно с точки зрения медной минерализации. Именно здесь сосредоточены крупнейшие на Северном Кавказе месторождения медноколчеданных руд Урупской группы (Урупское, Власинчихинское, Скалистое), а также Худес-

ское, Бескесское, Даутское, Быковское и некоторые другие. Они расположены в различных структурно-фациальных подзонах, разграниченных глубинными разломами и приурочены к складчатым вулканогенным комплексам среднего палеозоя. Медноколчеданное оруденение непосредственно связано с дифференцированными, кислыми эффузивными формациями среднего девона (кызылкольская свита). Формирование эффузивной толщи и обособление структурно-фациальных подзон контролировались глубинными разломами, ограничивающими узкие прогибы, в которых в подводных условиях накапливались дифференцированные по составу эффузивные формации. В пределах прогибов, контролирующих медноколчеданное оруденение, последнее тяготеет к вулканогенно-седиментационным мульдам, расположенным близ вулканических центров. По данным В.И. Смирнова, Г.А.Твалчрелидзе и В.Б.Черныцына (1968), наиболее благоприятным признаком для нахождения медноколчеданных руд является наличие в эффузивной толще сложного чередования пород различной основности. Рудные тела представлены пластообразными залежами сплошных или вкрапленных руд и относятся к гидротермально-метасоматическому, возможно, частично к эксгальационно-осадочному типам.

Медное оруденение связано также с нижнекарбонными образованиями района г.Карабек. Здесь наблюдается два комплекса: 1) нижний комплекс - сильно измененные терригенно-карбонатные породы с примесью туфогенного материала, вмещающими субвулканические тела порфиритов и габбро-диабазов; 2) верхний комплекс - пачка диабазов и диабазовых порфиритов, к верхам которых приурочено пластовое интрузивное тело диорита (карабекский комплекс). Оруденение здесь приурочено как к первому, так и ко второму комплексам.

Наконец, в пределах Передового хребта отмечено наличие медистых песчаников. Последние наблюдаются главным образом на юго-западных участках района, где они приурочены к аксаутской свите нижней перми. Известен также ряд свинцово-цинковых месторождений, связан-

ных с верхнепалеозойскими малыми интрузиями, внедренными в метаморфические комплексы (Тызыл, Эльбрус).

Медноколчеданные и некоторые свинцово-цинковые месторождения в качестве типоморфного элемента содержат золото, иногда в промышленных количествах. Кроме того, в среднедевонских вулканогенных образованиях, а также среди метаморфических комплексов нижнего палеозоя (чегемская и хасаутская свиты) прорванных гранитами, наблюдаются многочисленные кварцевые и карбонатные золотоносные жилы. В районе известны также проявления и месторождения россыпного золота. Имеются в виду золотоносные конгломераты среднего и верхнего карбона (Уруп), нижней перми (Белая, Бол. и Мал. Лаба, Уруп), а также четвертичные аллювиальные отложения (Уруп, Б. Зеленчук, Кубань и др.).

С раннегерцинскими гипербазитами связаны проявления хромита, хризотиласбеста и талька. Исландский шпат встречается в свите мраморизованных известняков верхнего девона — нижнего карбона, который является отличным облицовочным материалом. К песчано-глинистым образованиям среднего и верхнего карбона приурочен ряд месторождений и проявлений каменного угля (Толстобугорское, Богословское и др.).

Основные задачи и требования к геологическому картированию. Из вышеизложенного следует, что район Передового хребта характеризуется сложным геологическим строением, что обусловлено наличием мощных метаморфических, трудностратифицируемых комплексов пород, часто неясного генезиса, значительной фациальной изменчивостью осадков, присутствием различных по составу и возрасту магматических образований, сильная тектоническая нарушенность, наличием рудоносных зон с характерными для них околорудноизмененными породами и т.д. Если принять во внимание сложный рельеф района с труднодоступными участками, то естественно, что ведение геолого-съёмочных работ здесь сопряжено со значительными затруднениями.

Но поскольку данный район является весьма перспективной металлогенической провинцией, то картированию его придается исключительно важное значение.

Для стратификации докембрийских и нижнепалеозойских образований района Передового хребта должна быть использована местная стратиграфическая схема. В основу последней положен принцип расчленения толщ по литолого-петрографическим признакам и степени метаморфизма пород. Конечно, при этом первостепенное значение приобретает определение положения выделяемых свит по отношению к заведомо стратифицированным горизонтам.

Согласно применяемой в настоящее время на Северном Кавказе схемы мощную толщу метаморфических сланцев междуречья Кубань-Чегем следует подразделять на две свиты: нижнюю - чегемскую, представленную сильно метаморфизованными породами, преимущественно первично-осадочного генезиса и верхнюю - хасаутскую, в строении которой наряду с породами первично-осадочного генезиса значительную роль играют породы первично-вулканогенного генезиса. Относя толщу метаморфических сланцев в основном к докембрию, не следует упускать из внимания, что хасаутская свита, породы которой, кстати говоря, относительно менее метаморфизованы, вполне может охватывать также и низы палеозоя (нижний кембрий). К нижнему палеозою относится также и урлешская свита, вскрывающаяся в бассейне р.Хасаут, представленная относительно слабо метаморфизованными мелкообломочными породами, которые резко несогласно налегают на хасаутскую свиту. Следует иметь в виду, что урлешская свита среди древнейших толщ является единственной, для которой более или менее определенно установлен кембрийский возраст.

Значительно труднее стратифицируются кристаллические сланцы, обнажающиеся в бассейне р.Лаба. Их, как уже отмечалось, следует подразделять на три свиты: нижнюю, сложенную преимущественно амфиболитовыми сланцами (амфиболитовая свита), среднюю - свиту слюдяных сланцев и гнейсов и верхнюю - свиту хлоритовых сланцев и

амфиболитов. Условно относя мощную толщу кристаллических сланцев лабинской серии к докембрию, следует учитывать возможность присутствия в верхней части ее также и нижнего палеозоя. Следует также учитывать, что свиту слюдяных сланцев и гнейсов лабинской серии параллелизуют с чегемской свитой, а свиту хлоритовых сланцев — с хасаутской свитой. Что касается амфиболитовой свиты, т. е. самой нижней свиты лабинской серии, то считают, что ее стратиграфические аналоги в междуречье Кубань — и Чегем не вскрыты.

Конечно, имеющаяся условность в определении стратиграфического положения древнейших образований Передового хребта не позволяет безоговорочно применять существующие местные схемы. Они часто противоречивы, многое в них не установлено и их следует принять как рабочие схемы, требующие проверки и корректировки.

Поскольку древнейшие образования Передового хребта, в частности образования докембрия, практически лишены остатков фауны и флоры, то естественно, что при стратификации их особое значение приобретают литолого-петрографические исследования с определением степени метаморфизма и абсолютного возраста пород. В связи с этим, при картировании древнейших толщ указанные исследования должны быть проведены в предельно большом объеме. При этом наиболее целесообразно перед геологической съемкой произвести тематические исследования по литолого-петрографическому изучению и формационному анализу с целью установления стратотипных разрезов древнейших толщ для различных структурно-фациальных зон Передового хребта.

Особую осторожность следует проявить при замерах мощностей древних толщ кристаллических и метаморфических сланцев, отличающихся монотонностью строения и однообразным внешним обликом. При наличии средних продольных тектонических нарушений, часто незаметных, обычны случаи повторения разрезов, что обуславливает ошибочность в определении мощностей в сторону завышения. В этой связи приведенные выше сведения о мощностях в ря-

до случаев вызывают сомнение.

Наконец, следует отметить, что район Передового хребта относится к труднодешифрируемым областям и аэрофотосъемка не может дать должного эффекта при расчленении мощных однообразных толщ метаморфических и кристаллических сланцев, а также при выявлении продольных разрывов, большинство из которых протягивается внутри этих однообразных толщ, когда тектонические контакты трудно заметить. Единственно, с чем следует связывать эффект аэрофотосъемки, это фиксирование секущих разрывов и границ распространения пермских красноцветов.

Основные задачи, которые должны быть решены при геологическом картировании в пределах Передового хребта сводятся к следующему:

1. Расчленение древних метаморфических толщ (докембрий–нижний палеозой) на отдельные стратиграфо–литологические комплексы. В частности, в междуречье Кубань–Чегем по литолого–петрографическим признакам и степени метаморфизма следует выделить две основные свиты–чегемскую и хасаутскую. В бассейне Лабы в древней толще снизу вверх подлежат выделению свита амфиболитовых сланцев, свита слюдяных сланцев и гнейсов и свита хлоритовых и амфиболитовых сланцев. Эти комплексы, достигая весьма значительных мощностей, занимают на отдельных листах и даже сериях листов сплошные поля и тем самым карты лишаются необходимой послойности и структурности. В связи с этим, отмеченные основные стратиграфо–литологические комплексы (свиты) подлежат более дробному расчленению с тем, чтобы картировать отдельные литологические горизонты мощностью не более 500–600 м.

2. Определение характера фациальной изменчивости выделенных стратиграфо–литологических комплексов от разреза к разрезу.

3. Установление взаимоотношений выделенных комплексов и определение положения их по отношению к заведомо стратифицированным толщам.

4. Выявление основных петрологических призна-

ков магматических образований, установление взаимоотношений их с вмещающими (контактирующими) породами и определение возраста интрузивных образований.

5. Изучение зон соприкосновения магматических образований, особенно малых интрузий, с вмещающими породами в связи с возможностью выявления полиметаллической минерализации. Эти зоны по аналогии с месторождениями Тызыл и Эльбрус вполне могут оказаться перспективными.

6. Расчленение образований среднего и верхнего палеозоя и нижнего мезозоя на системы с подразделением девона, карбона, перми и триаса на отделы. Кроме того, сделать попытку выделения среди этих отделов ярусов (Для среднего и верхнего девона, карбона и триаса). Во всяком случае необходимо подразделение всех этих отложений на литологические комплексы с определением их стратиграфических объемов. При этом мощности соответствующих подразделений по возможности не должны превышать 500-600 м.

Особое внимание следует уделить стратифицированию и выявлению петрологических и литолого-фациальных особенностей девонских образований и в частности кызыл-кольской свиты, как наиболее сложнопостроенной и перспективной на медноколчеданную минерализацию. Такие же детальные литолого-петрографические работы следует проводить и на участках развития угленосных отложений среднего и верхнего карбона. В последнем случае особенно важно выделить из общего разреза угленосной толщи продуктивные горизонты и проследить их на площади. Наконец, не менее важно выявить литолого-фациальные особенности нижнепермских осадков, поскольку к ним местами приурочены медистые песчаники.

7. Установление особенностей тектонического строения, выявление основных тектонических структур как пликативных, так и дизъюнктивных, с уделением особого внимания на разрывные нарушения, поскольку именно они контролируют ртутное оруденение.

При геологическом картировании участков Передового хребта должна быть проведена густая сеть марш-

рутов. Одновременно необходимым условием является составление ряда детальных послонных геологолитологических разрезов с тем, чтобы получить возможность выделения и сопоставления отдельных стратиграфо-литологических комплексов, а также выявить изменения, которые претерпевают эти подразделения. При этом подразумевается отбор послонных образцов пород для петрографо-минералогических исследований и определения абсолютного возраста (для древних комплексов), поиски ископаемой фауны и т.д.

Для выявления рудоносных зон, помимо визуальных наблюдений, необходимо проведение соответствующего комплекса геофизических работ. Имеются в виду электротометрия для поисков слепых залежей сульфидных руд, а также гравиметрия и аэромагнитная съемка с целью выявления прочих рудных зон и контролирующих их тектонических нарушений. Здесь же следует отметить, что в рассматриваемом районе применение методов сейсморазведки не представляется возможным из-за наличия сильно пересеченного, высокогорного рельефа, недоступного для завоза громоздкой техники.

Особенно важное значение для выявления металлических полезных ископаемых приобретает комплекс геохимических исследований, который следует проводить в предельно большом объеме; к ним относятся литогеохимическое (металлометрическое), гидрохимическое и шлиховое опробования.

### 3. РАЙОН РАЗВИТИЯ СЛАНЦЕВОЙ СЕРИИ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ НИЖНЕЙ И ЧАСТИЧНО СРЕДНЕЙ ЮРЫ БОЛЬШОГО КAVKAZA

Район развития сланцевой серии охватывает довольно большую площадь. Она развита на северном и южном склонах Главного Кавказского хребта, где выступает высокоприподнятая часть древнего кристаллического фундамента. В северо-западном и юго-восточном направлениях, в связи с погружением указанного фундамента, породы

сланцевой серии занимают также и гребневую часть Кавказского хребта.

Абсолютные отметки района достигают 1200 – 2800 м в среднем, а высота отдельных вершин – до 4000–5000 и более метров. Большая часть района труднодоступная.

На большей части территории (Северо-Западный Кавказ, южный склон – от Абхазии до Мамисонского перевала, Северная Осетия и Юго-Восточный Кавказ) сланцевая серия представлена мощными (до 3–5 км) интенсивно дислоцированными и метаморфизованными осадками геосинклинального типа. Однако на значительной площади Южного Дагестана (Юго-Восточный Кавказ) сланцевая серия представлена относительно слабодислоцированными континентально-морскими, часто угленосными, отложениями. В остальной части территории – на северном предгорьи Передового хребта имеются сравнительно маломощные платформенные отложения континентальной и морской фации. В связи с этим отложения сланцевой серии разного типа характеризуются различными комплексами полезных ископаемых.

Перечисленные выше особенности отдельных участков данного района позволяют подразделить его на три подрайона:

а) водораздельная часть Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа, южный и северный склоны Центрального Кавказа;

б) Северо-восточная часть Центрального Дагестана;

в) Северный Кавказ (северные предгорья Передового хребта).

За) Водораздельная часть Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа, южный и северный склоны Центрального Кавказа

Данный подрайон имеет общекавказское простира-

ние; протягивается от меридиана, проходящего через г. Краснодар и доходит до восточной границы Южного Дагестана охватывая и незначительную восточную часть Азербайджана. Сланцевая серия северо-западного продолжения главного Кавказского хребта входит в Краснодарский край РСФСР и с двух сторон ограничивается верхнеюрско-палеогеновыми осадками. На южном склоне сланцевая серия с севера ограничивается кристаллическими породами Главного Кавказского хребта. При этом последние надвинуты с севера на сланцы. С юга сланцевая серия в западной части ограничивается вулканогенно-осадочными образованиями байоса. Восточнее, в пределах Сванетии, сланцевая серия представлена двумя полосами, разделенными породами карбонатного флиша верхней юры-мела. Последние далее к востоку до восточной границы Южного Дагестана ограничивают с юга сланцевую серию, из которой слагается вся водораздельная часть хребта.

Рельеф данного подрайона резкорасчлененный, высокогорный. Здесь к югу от гребневой зоны Большого Кавказа в области распространения интенсивно складчатых сланцевых толщ лейаса и средней юры развиты узкие хребты с остроконечными гребнями, переходящие в пологие водоразделы. Отроги их сильно расчленены широкими продольными долинами главных рек и узкими глубокими ущельями поперечных притоков. Абсолютные отметки высот 500–3500 м. Восточнее с погружением кристаллического ядра (Горная Кахетия, Южный Дагестан) аспидные сланцы в гребневой части Кавказского хребта образуют узкие, скалистые, высокогорные хребты (3000–4500 м) с крутыми склонами, расчлененными частыми и неглубокими ущельями верховьев поперечных рек.

Обнаженность подрайона не всегда хорошая. В высокогорных частях во многих местах развиты древние и современные моренные отложения, а также современные ледники. На склонах и у подножия гор встречаются щебнистые и глыбовые осыпи. Наибольшая часть территории покрыта лесом, местами встречаются мощные делювиаль-

ные отложения и оползни. Относительно хорошие обнажения встречаются в местах развития нижних толщ сланцевой серии.

Подрайон пересекается единичными шоссейными и грунтовыми дорогами, проведенными по ущельям крупных рек. Имеются выючные и пешеходные тропы, доступные лишь в летнее время (июнь—сентябрь).

**Геологическое строение.** Наиболее низкие горизонты сланцевой серии представлены в основном метаморфизованными толщами филлитов, глинистых сланцев, кварцитов, конгломератов, мраморов, диабазов и др. Они обнажаются в северо-западной части Кавказа (Краснодарский край), в пределах Грузии указанные породы известны в Абхазии, Сванетии, Кахетии, а на Северном Кавказе — в горной Осетии.

В Краснодарском крае (район горы Псеашхо, р. Шахэ и др.), а также в сванетии (дизская серия) в бассейнах рр. Ингури и Цхенис-цкали метаморфизованные породы фаунистически отнесены к палеозою и триасу.

В Краснодарском крае и в Северной Осетии указанные метаморфизованные породы согласно сменяются сланцами нижнего лейаса. Аналогичное явление наблюдается по рр. Ингури и Цхенисцкали, пересекающих центральную часть геосинклинали южного склона Большого Кавказа, а на северной периферии указанной геосинклинали (урочище Квиши в Северной Сванетии и др.) осадки лейаса трансгрессивно залегают на дизской серии и кристаллическом фундаменте Главного Кавказского хребта. Ряд исследователей в центральной части геосинклинали допускают трансгрессивное залегание осадков лейаса, местами с базальным конгломератом в основании, на дизской серии. Некоторые исследователи в центральной части геосинклинали допускают трансгрессивное залегание осадков лейаса, местами с базальным конгломератом в основании, на дизской серии. По мнению же других исследователей (П.Д. Гамкрелидзе, В.Я. Эдлашвили и др.), в центральной части геосинклинали трансгрессия лейаса не наблюдается, а указанные конгломера-

ты ими относятся к внутрiformационным, поскольку они занимают в разных местах неодинаковое стратиграфическое положение.

Дизская серия имеет мощность более 2000 м и по единичным разрезам фаунистически подразделяется на осадки девона, карбона, перми и триаса. Более дробное ее расчленение вряд ли можно осуществить в ближайшем будущем.

Аналогичные дизской серии образования выделяют в Абхазии в районе р.Кодори, где их возраст не подтвержден фауной. Фаунистически доказанные осадки верхнего палеозоя в нижней части сланцевой серии некоторыми исследователями (С.С.Кузнецов, А.Д.Миклухо-Маклай) выделяются в районе р.Бзыби. Здесь, "у кочевки Ахей" в сланцах найдены линзы амфиоровых известняков верхнего девона-карбона. Работами же последующих исследователей (В.И. Славин, С.С.Букия и др.) наличие палеозойских амфиоровых известняков в указанных местах не подтверждается.

Весьма сложным остается вопрос определения возраста метаморфизованных образований нижней части сланцевой серии, развитой в полосе Верхняя Рача-Северная Осетия, района Военно-Грузинской дороги и Кахетии.

В пределах Верхней Рачи между метаморфизованной толщей и осадками лейаса четкая граница не наблюдается, но здесь условно в нижней части сланцевой толщи по аналогии с дизской серией ранее предполагалось присутствие осадков верхнего палеозоя и триаса. Работами последних лет по найденной в данной толще фауне (Ш.Х.Гегучадзе, Ш. А.Адамия и др.) вся серия сланцев датируется лейасом. Несмотря на это не следует исключать возможности наличия долейасовых образований в пределах Верхней Рачи по следующим соображениям. В Рача-Сванетии в сланцевой серии имеются кулисообразные изоклиналильные складки. Простирание их осей не соответствует общекавказскому. Поэтому места находки лейасовой фауны могут соответствовать мульдам синклиналей. В других же местах, где обнажаются породы подобные развитым в дизской серии, могут присутство-

вать и долейасовые образования, залегающие в сводах антиклиналей. Эти образования трудно отличить от лейасовых в связи с однообразием пород и наличием узких изоклинальных складок, часто осложненных разрывами. В пользу такого допущения свидетельствует тот факт, что за Мамисонским перевалом в сланцевой серии, являющейся восточным продолжением сланцев Верхней Рачи, выделяются осадки, фаунистически датируемые долейасовым возрастом (В.А. Мельников и др.).

В районе Военно-Грузинской дороги метаморфизованные породы (кистинская свита по В.П.Ренгартену) относились ранее по геологическим соображениям к нижнему лейасу. Однако это мнение не разделяется многими исследователями (Г.Д.Афанасьев, В.Я.Эдилашвили, К.Н.Паффенгольц и др.), считающими, что метаморфизованные сланцы здесь прорываются палеозойскими Дарьяльскими гранитоидами и соответственно кистинской свитой, относящимися к палеозою. В.А.Мельников допускает здесь присутствие лишь перми и триаса.

В Кахетии выходы метаморфизованных образований известны в ущельях рр.Стори, Дидхеви, Лопота и на хребте Спероза в осевых частях антиклиналей, ограниченных, по мнению ряда исследователей, разрывами. Ввиду отсутствия фауны они датировались условно верхним палеозоем (Л.А.Варданянц, Н.Б.Вассоевич и др.). Впоследствии в ущелье р.Стори, вблизи северного контакта метаморфизованных пород с лейасовыми сланцами, был найден нижнелейасовый аммонит. Это дало повод некоторым исследователям отнести метаморфизованные породы также к нижнему лейасу (Ш.А.Адамия и др.) или к триасу-нижнему лейасу (П.И.Авалишвили). По нашему же мнению, ввиду большой мощности метаморфизованных пород (800-1000 м. по Спероза и более 1500 м по р.Стори), залегающих под осадками, датированными нижним лейасом, могут присутствовать и долейасовые образования.

Метаморфизованная толща всюду интенсивно дислоцирована и перемята. Часто в ней развиты разрывные

нарушения разной амплитуды. Породы носят следы сильного динамометаморфизма. Нижние части разреза послойно инъецированы кварцевыми жилами. Иногда они прорываются жилами и мелкими интрузиями кислых и основных пород, что обуславливает интенсивный метаморфизм осадочных пород.

Выше залегает мощная (2000–3000 и более м) относительно менее метаморфизованная сланцево–песчанистая толща лейаса, местами доггера, вмещающая мощные горизонты вулканогенно–осадочных пород. Как было указано, они местами согласно, а местами несогласно залегают на метаморфизованных породах и кристаллическом субстрате. В местах трансгрессивного залегания толща сланцев и песчаников обычно начинается конгломератами, реже рассланцованными песчаниками. Выше развиты аспидные сланцы и песчаники. На южном склоне Главного Кавказского хребта на севере и северо-востоке от дизской свиты породы сланцевой серии согласно переходят в карбонатный флиш верхней юры–низов мела. Это дает основание предполагать, что свита глинистых сланцев и песчаников охватывает и осадки средней юры. Южнее дизской серии (р. Ингури) верхние горизонты сланцевой серии (сорская свита) согласно перекрывается вулканогенно–осадочными образованиями байоса (порфиритовая свита). Однако в некоторых местах (р. Хецквара и др.) порфиритовая свита байоса несогласно залегает на сланцах.

Сланцы и песчаники лейаса во многих местах прорываются мезокайнозойскими интрузивами кислого и основного состава, создавая контактово–измененные зоны. Во многих местах сланцы вмещают дайки и пластовые жилы диабазов, порфиритов и альбитофиров. В Казбекском и Духетском районах большим распространением пользуются молодые (плиоцен–голоцен) эффузивные образования андезит–липаритового ряда.

В высокогорных частях подрайона широкое развитие приобретают покровные образования в виде современных ледников, аллювиальноделювиальных, моренных и озерно–бо-

лотистых накоплений. Моренные образования синхронизируются с датированными морскими террасами Черного и Каспийского морей. В них различают миндельские, рисские, гюнцские и вюрские ледниковые осадки. Наибольшим развитием пользуются рисские.

Часто наблюдается сползание горных масс по крутым склонам, достигающее иногда крупных размеров и тогда их часто принимают за коренные выходы. Выявление подобных масс имеет важное значение на рудоносных участках, поскольку они затрудняют разведочные работы.

Вся полоса развития сланцевой серии лейаса интенсивно дислоцирована. В ней развиты большей частью изоклинальные, опрокинутые на юг складки с большим числом разрывов взбросового, реже надвигового типа, направленных с севера на юг.

В связи с тем, что сланцы обладают однообразным литологическим составом и лишь в небольшой их части обнаружена редкая фауна, они подразделены только на нижний, средний и верхний лейас. Местами выделяют и осадки доггера. Отложения аалена на южном склоне Главного Кавказского хребта в пределах Грузии включают в состав верхнего лейаса, тогда как в остальных местах данного подрайона указанный ярус относят к доггеру.

В местах отсутствия фауны серия сланцев подразделяется на отделы по литологическим комплексам пород и по стратиграфическим соображениям. Например, в районе Военно-Грузинской дороги, по В.П.Ренгартену, к нижнему лейасу относится кистинская свита, сложенная конгломератами, графитизированными сланцами, альбитофирами и туфами мощностью 400–500 м; к среднему лейасу – циклаурская свита, состоящая из аспидных сланцев, мощностью 1000 м; к верхнему лейасу – казбекская и гудушаурская свиты. Первая представлена чередованием полосчатых сланцев и окварцованных песчаников мощностью 1000 м, а вторая – сланцами с редкими прослоями карбонатизированных песчаников мощностью 1500 м. Они отделены от циклаурской свиты надвигом. Выше следует бурсарчирская свита

глинистых сланцев, в которой количество песчаников по сравнению с гудушаурской свитой возрастает; она, по В. П. Ренгартену, относится к доггеру, а другие исследователи (И. Р. Кахадзе) большую ее часть относят к верхнему лейасу, основываясь на ее сходстве с сорской свитой.

В локальных местах развития сланцев на основании фауны выделяют ярусы и даже подъярусы. Наиболее полно в пределах Главного Кавказского хребта осадки лейаса охарактеризованы в Сванетии и Кахетии.

Геттангский ярус фаунистически нигде не устанавливается, но в области развития дизской серии в Сванетии и в других местах, где сланцы лейаса согласно налегают на более древние образования, можно предполагать присутствие данного яруса. Наличие синемюра подтверждается фауной, а карикский подъярус плинсбахского яруса фаунистически не охарактеризован. Домерский подъярус плинсбахского яруса устанавливается в некоторых местах Хевсуретии, Кахетии (П. И. Авалишвили), в бассейне р. Мзымта (Северо-Западный Кавказ), в Абхазии, Сванетии, Заааланской Кахетии, Дагестане и других местах. Тоарский и ааленский ярусы выделяют в Дагестане, Северной Осетии, Грузии и Азербайджане, подразделяя их иногда на подъярусы. Осадки байоса и бата в сланцевой фации фаунистически выделены лишь в Азербайджане и в Грузии — в Верхней Раче.

Необходимо отметить существование различных стратиграфических схем подразделения сланцевой серии в разных местах Кавказа. Например, на территории Грузии в районе Мамисонского перевала, как было отмечено выше, геологами Грузии сланцевая серия датируется лишь лейасом (Рача), тогда как в тех же породах, находящихся восточнее (за Мамисонским перевалом), многие геологи Северного Кавказа выделяют и более древние осадки. В Кахетии сланцевая серия датируется лейасом, на территории Азербайджана — ааленом, байосом и батом, а на территории Дагестана все указанные толщи находятся в контакте с образованиями ааленского яруса. Подобное несоответствие

в подразделении одних и тех же пород наблюдается даже в пределах отдельных республик. Данное обстоятельство объясняется резким отставанием стратиграфо-палеонтологических и литологических исследований и широким форсированием крупномасштабных геолого-съёмочных работ без научно-обоснованной для этих целей легенды, что следует считать методически неправильным, снижающим качество карт и эффективность работ по выявлению полезных ископаемых.

Тектоника данного подрайона сложная, причем разные части характеризуются своеобразными чертами структуры. На Северо-Западном Кавказе (Краснодарский край), где кристаллический субстрат претерпевает погружение и со сланцами чередуются вулканогенно-осадочные породы, довольно отчетливо выделяются отдельные складки. Здесь по среднему течению правого притока р. Мзымта различают довольно крупные антиклинальную и синклинальную складки, осложненные более мелкими складками. Они несколько асимметричны с тенденцией опрокидывания на юг. В северо-западном направлении складки сжимаются до изоклинальных и опрокидываются на юг. Наличие изоклинальных, опрокинутых на юг складок (на  $40-50^{\circ}$ ) в толще юрских сланцев допускается к северу и югу от указанных антиклинальной и синклинальной складок по р. Мзымта. Все складки здесь осложнены разрывами надвигового и взбросового типа, ориентированными с севера на юг. Разрывы эти, как и складки, обладают общекавказским простиранием, хотя иногда располагаются кулисообразно по отношению к Главному хребту или под углом к нему.

В Абхазии (между рр. Псоу и Кодори) осадки сланцев данного подрайона образуют узкую полосу, зажатую между кристаллическими породами Главного Кавказского хребта и среднеюрской порфиритовой свитой. При этом на сланцы надвинуты кристаллические породы Главного хребта, и в свою очередь, сланцы на некоторых участках надвинуты на вулканогенно-осадочные породы средней юры. В связи с тем, что данная полоса представлена монотонными слан-

цами, обладающими моноклинальным падением на север под углом  $45^{\circ}$  в среднем, выделение в них складок и разрывов является чрезвычайно трудным. Здесь лишь предполагают наличие ряда изоклинальных, опрокинутых на юг складок, разорванных на крыльях чешуйчатыми надвигами, направленными с севера на юг. Однако на участке бассейнов рр. Бавю (правого притока р.Бзыби) и Мзымта В.Я.Эдилашвили (1962) выделяет погружающиеся на запад антиклинальные и синклинальные складки, кулисообразно расположенные по отношению к простиранию Главного Кавказского хребта. В пределах Сванетии полоса сланцев резко расширяется и затем вновь суживаясь сливается с полосой развития флишевых образований.

На данном участке подрайона в связи с появлением палеозойских метаморфизованных пород выделяют (П. Д. Гамкредидзе) Дизскую и Цхенисцкальскую антиклинальные складки, обладающие веерообразным строением. Крылья их падают круто (до вертикального), а своды несколько расширяются.

Кроме одной синклинальной складки, расположенной между указанными антиклиналями, установлена Квешская широкая синклиналь, наложенная на кристаллический субстрат Главного Кавказского хребта (бассейн р.Долра правого притока р.Ингури). Она сложена метаморфизованными палеозойскими породами и нижеюрскими сланцами. Антиклинальные складки на южных крыльях разорваны и надвинуты на юг.

На северо-востоке полоса сланцев перекрывается флишевыми отложениями, образующими наложенную структуру, а затем вновь появляясь в северной части (в Верхней Сванетии) тянется на юго-восток в виде узкой полосы. В районах сс.Нар и Бурона сланцы окаймляют кристаллические породы Кавказского хребта с востока, а затем переходят на север и прослеживаются в пределах Северной Осетии. В указанных местах, как и в Абхазии, развиты сжатые, изоклинальные складки.

В восточной погруженной части Главного Кавка-

зского хребта, где выступают разнообразные литологического состава и часто датированные фаунистически сланцы, складки в них выделяются большей частью довольно отчетливо. Они имеют общекавказское простирание, иногда располагаются кулисообразно. Формы их сжатые, часто изоклинальные, осложнены мелкой складчатостью и многими разрывами.

**Полезные ископаемые.** Данный подрайон богат полезными ископаемыми. Здесь развиты разнообразные рудные и нерудные месторождения и минеральные источники. Все они относятся к металлогенической провинции Большого Кавказа. При этом рудные месторождения принадлежат в основном к двум металлогеническим эпохам киммерийской и альпийской (Г.А.Твалчрелидзе и др.). К первой относятся медноколчеданные и полиметаллические месторождения: Лаурское на Северо-Западном Кавказе, полосы медно-пирротиновых руд Рача-Сванетии и Юго-Осетии, месторождения Садонское, Девдоракское, Заалазанской Кахетии Белоканское и Филизчайское в Азербайджане, Кызылдэрейское в Дагестане и другие. Характерно, что почти все медно-пирротиновые жилы содержат кобальт, иногда в количестве, представляющем практический интерес. Предполагалось, что оруденение приурочено лишь к диабазовым жилам, залегающим в зоне лейасовых сланцев и к крупным разрывам. Однако в Азербайджане и в Дагестане за последние годы в лейасовых сланцах были открыты мощные оруденения зоны колчеданно-полиметаллических руд, приуроченные к определенному стратиграфическому горизонту. Они расположены вне зоны главных разрывов и развития диабазовых жил, что дает основание предположить существование аналогичного оруденения и в других местах развития сланцевой серии Кавказа.

К киммерийской эпохе рудообразования относятся также установленные в Верхней Раче и Сванетии золото-швелитовые оруденения, представляющие также некоторый интерес.

При анализе закономерностей распространения россышного золота в Сванетии некоторые исследователи (В. Я. Эдилашвили) приходят в выводу, что залежи коренного золота должны быть связаны с гидротермально измененными зонами в палеозой-триасовых и, возможно, нижнелейасовых толщах, главным образом на Сванетском хребте, а также с приконтактовыми частями неинтрузий, а не только с кварцевыми жилами, как это предполагалось ранее.

К альпийской эпохе рудообразования относятся проявления мышьяка, сурьмы, молибдена, вольфрама, олова и ртути. Последней заражены многие горизонты сланцев почти по всей полосе их развития. Киноварь встречается в виде вкрапленников в основном в песчаниках и туфогенных породах, образуя часто рудные зоны с кондиционным содержанием ртути (бассейны рр. Мзымта, Шахэ, Белая и др. Краснодарского края РСФСР, Бзыби, Кодори, Риони в Грузии, в ряде мест Южного Дагестана и др.), Рудные зоны сосредоточены большей частью вблизи сводовых частей антиклиналей, имеющих изоклинальное строение и опрокинутых на юг. Они приурочены к плотным песчаникам и туфогенным породам, являющимися благоприятной для оруденения средой.

К полосе сланцев часто приурочены пласты и крупные линзы мраморов (Дизи, Лопота и др.), кровельные сланцы (с. Эстонка по р. Мзымта, с. Сабуе в Кахетии и др.), кварциты (с. Казбеги, по р. Стори в Кахетии, р. Самур в Дагестане, Горная Осетия на Северном Кавказе и др.), разнообразные интрузивные породы и песчаники. С перекрывающими сланцы эффузивными образованиями связаны мощные горизонты кислотоупорных андезитов (с. Казбеги).

Широко развиты в данном подрайоне разнообразные минеральные источники. Их выходы связываются с зияющими трещинами, возникшими главным образом в результате новейших тектонических напряжений. Некоторые выходы минеральных источников широко известны и имеют всесоюзное значение.

Перспективы нефтегазоносности данного подрайон-

на пока не выяснены.

Основные задачи и требования к геологическим картам. Изложенный материал позволяет заключить, что рассматриваемый подрайон является весьма перспективным в отношении возможности выявления разнообразных полезных ископаемых, связанных со складчатыми структурами в сочетании с определенными литологическими комплексами пород и разрывами. Поэтому проведение здесь крупномасштабной геологической съемки следует считать первоочередной задачей.

Поскольку в ряде мест данного подрайона верхнюю часть сланцевой серии удастся подразделить на ярусы, местами даже подъярусы, то имеется основание утверждать, что данные породы могут быть дробно подразделены и во всей полосе их развития. Что касается нижней части этой серии (дизская свита), то ее в настоящее время можно подразделить лишь на девон, карбон, пермь и триас. Однако ввиду того, что отдельные толщи сланцев представлены трудно отличающимися друг от друга фациями, их расчленение одновременно с ведением крупномасштабных геолого-съемочных работ не представляется возможным. В связи с тем, что мощная серия сланцев представлена во флишовой фации с часто развитыми изоклиналильными складками, для ее расчленения основным методом следует считать составление ритмограмм с использованием геохимических и других методов исследования; это даст возможность установить последовательность осадконакопления в опрокинутых структурах.

Указанная тематическая работа должна быть осуществлена Азербайджанским, Грузинским и Северокавказским геологическими управлениями с выработкой единой, согласованной между ними схемы дробного расчленения сланцев. Возраст каждого подразделения должен быть обоснован палеонтологически или сопоставлением с соседними районами, где возраст данного подразделения установлен. Метаморфизованные образования нижней части сланцевой

серии необходимо подразделить по фациям метаморфизма и литологическим комплексам пород мощностью не более 400 м.

Для интрузивных тел, прорывающих сланцы, должны быть изучены их морфология, а также их связь со складчатыми и разрывными дислокациями. Особое внимание следует уделить изучению Дарьяльского интрузива гранитов, прорывающего по данным некоторых исследователей кистинскую свиту, а также Кардевачского, Санчарского, Кирарского, Абакурского, Эчерского, Цанского, Цурунгальского и других интрузивов; необходимо датировать их по взаимоотношению со стратифицированными осадочными толщами и определению радиометрического возраста.

На следующем этапе работ в процессе проведения крупномасштабной геологической съемки все контуры свит, складки и разрывы должны быть перенесены на карту с широким использованием материалов аэрофотоснимков, геофизики и картировочного бурения.

Однако сланцевая серия и имеющиеся разрывы, выпадающие с напластованием пород, являются трудно дешифрируемыми. В связи с этим, здесь необходимо пользоваться аэрофотоснимками (также аэрофототеоодолитными снимками) крупного масштаба. Большое внимание следует уделить также изучению оползней, особенно глыбовых, ледниковых и других покровных образований; при этом для их выделения на карте, кроме аэрофотоснимков и геофизических данных, необходимо учесть результаты геоморфологических наблюдений, иллюстрированных фотоснимками.

При проведении поисковых работ в комплексе с геологической съемкой в связи с широким развитием в данном подрайоне различных рудопроявлений, помимо горных выработок и бурения, широко нужно применить методы геохимического, гидрохимического исследований и шлихового опробования с предварительным выявлением фонового содержания полезного ископаемого в породах, что может дать большой эффект для выявления аномалий. По развитию полезных ископаемых наибольшего внимания заслу-

живает район верхнего течения р.Мзымта, левый склон ущелья верхнего течения р.Риони, некоторые площади Северной Осетии и ртутная полоса Южного Дагестана. На указанной территории необходимо выделить благоприятные для концентрации полезных ископаемых складчатые и разрывные структуры, а также литологические комплексы пород. Все складчатые и разрывные структуры, имеющие значение для концентрации полезных ископаемых должны изучаться на глубине.

Для полезных ископаемых должны быть установлены пространственные и, по возможности, генетические связи с осадочными, магматическими и метаморфизованными образованиями и структурными элементами района. Должны быть детально прослежены и изучены рудоконтролирующие разрывы и складчатые структуры с применением ВЭЗ.

В результате изучения глубинного геологического строения должны выделяться участки, перспективные для нахождения полезных ископаемых на глубине.

На прогнозных картах перспективные площади возможного размещения полезных ископаемых указываются и под покровными образованиями (ледниковыми, оползневыми и др.). В области предполагаемых залежей мощность покровных образований и глубину залегания полезного ископаемого необходимо проверить скважинами в доступных для бурения местах.

Ввиду трудной доступности данного подрайона на значительной части его территории при составлении крупномасштабных геологических карт иногда невозможно соблюсти предусмотренную инструкцией густоту маршрутов и проведение всего комплекса наблюдений, а также составить все вспомогательные и дополнительные карты.

В связи с тем, что между плотностями метаморфизованных сланцев и интрузивных пород существует небольшая разница (2,5-2,7 сланцы, 2,6-2,7 - интрузивные породы), для уточнения состава фундамента необходимо заложение в некоторых местах, где развиты более древние свиты параметрических скважин с проходкой их, по возмож-

ности, до кристаллического фундамента. Обобщение полученных каротажем данных по скважинам даст возможность составить карту фундамента соответствующего масштаба (по-видимому, не крупнее 1:500 000), поскольку условия геологического строения и доступность данного подрайона позволит проведение лишь редких гравиметрических профилей и единичных скважин.

### 36. СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ДАГЕСТАНА

Данный подрайон охватывает северо-восточную часть области развития сланцевой серии юры Большого Кавказа. По своим структурнофациальным особенностям он настолько отличается от смежных участков, что появилась необходимость его отдельного рассмотрения.

Основной отличительной особенностью подрайона является слабая степень метаморфизма и дислоцированности отложений аалена, пользующихся здесь преобладающим развитием. Особое значение имеет то обстоятельство, что они представлены угленосными отложениями.

Западнее р. Кара-Койсу, а также на северо-восточном склоне Самурского хребта и на водоразделе Чирах-чай и Курах-чай, аален не угленосен. В связи с этим, отмеченные участки следует считать соответственно западной, юго-западной и южной границами подрайона. При наличии постепенного перехода от угленосных осадков к морским неугленосным эти границы являются условными. Северная, северо-восточная и восточная границы выражены четко, поскольку ими служат карнизы меловых и отчасти верхнеюрских известняков.

Описываемый подрайон представляет горную область, изрезанную густой сетью долин, оврагов и балок. Склоны долин и ущелий крутые, часто каньонообразные. Абсолютные отметки местности колеблются в широких пределах. Высота отдельных вершин достигает 2500-3000 м., тогда как отметки долин колеблются в пределах 500-1500 м.

Растительный покров развит слабо. Это в основном альпийские луга, приуроченные к гребневым участкам водораздельных хребтов. Исключение составляет небольшая площадь, охватывающая водораздел Улду-чая и Рубас-чая, где имеются залесенные участки. Незначителен также рыхлый покров, что в совокупности обуславливает хорошую обнаженность коренных пород.

На большей части территории проложены вьючные тропы, реже аробные дороги, пригодные для автотранспорта в сухую пору. Сеть шоссейных дорог развита слабо и не выходит за пределы долин основных речных артерий.

**Геологическое строение.** В геологическом строении рассматриваемой области наряду с ааленскими отложениями принимают также участие байосские и батские осадки, представленные терригенными образованиями — песчаниками, алевролитами, аргиллитами и реже конгломератами. Нижний аален сложен преимущественно песчаниками, слагающими мощные пачки (30–40 м), которые чередуются с пакетами, представленными тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Указанные образования часто содержат ископаемую фауну, позволяющую устанавливать не только нижнеааленский возраст толщи, но и выделить отдельные зоны этого подъяруса. Аналогичными породами сложен и верхнеааленский подъярус, но в нем мощные пачки песчаников не наблюдаются и весь разрез этой толщи представлен тонким (ленточным) переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Здесь также встречается руководящая фауна, позволяющая говорить о присутствии обеих зон верхнего аалена.

Наряду с этим в разрезе нижнего аалена и частично в низах верхнего аалена выделяются отдельные горизонты песчано-глинистых пород, лишенных ископаемой фауны, но богатых остатками растительности и вмещающих пласты и прослой углей и углистых пород.

Переход от нижнеааленских отложений к верхнеааленским согласный и незаметный, в связи с чем расчлене-

ние их может быть осуществлено только лишь на основании фауны. Мощность осадков нижнего аалена порядка 2500-3000 м, а верхнего - 800-1200 м.

Более резким является переход от верхнего аалена к байосу. Во-первых, местами устанавливается трансгрессивное налегание байоса на верхний аален с незначительным размывом нижележащих слоев. Во-вторых, наблюдается довольно четкий литологический контакт, обусловленный смесью тонкопереслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов верхнего аалена толщей однообразных темных аргиллитов байоса. Последняя содержит также редкие тонкие прослой известковистых песчаников. Отложения байоса довольно богаты ископаемой фауной, в том числе руководящими формами, которые позволяют выделить не только подъярусы, но и почти все существующие зоны этого яруса. Мощность байосских осадков колеблется от 500 до 1000-1200 м.

В верхнем байосе намечается проявление регрессии, усилившейся в батском веке. Это обусловило укрупнение терригенного материала в разрезе верхнебайосских и, особенно, батских отложений. Переход от байосского яруса к батскому вполне согласный и контакт между ними не выражен. К тому же, батские отложения, пользующиеся в районе наиболее ограниченным распространением, фаунистически охарактеризованы значительно слабее; единичные находки фауны позволяют местами устанавливать лишь присутствие нижнего или части нижнего подъяруса бата, но отделить его от верхнего байоса во всей полосе совместного развития их пока не удавалось. Мощность батских осадков 300-500 м.

Северо-восточная часть среднегорного Дагестана представляет складчатую область одноярусного строения, но не отличающуюся особой сложностью тектоники. Здесь развиты почти параллельные, иногда кулисообразно замещающиеся складки общекавказского простиранья. Складки не сильно сжаты и обычная для Большого Кавказа чешуйчатость структур не наблюдается.

Вся система складок, по существу, образует единое поднятие, известное под названием Джуфидагского анти-

клинория, являющегося основным структурным элементом описываемой области. Он наиболее приподнят на южном участке (бассейн р. Чирах-чай). В северо-западном направлении это поднятие со всеми слагающими ее структурами постепенно погружается и перекрывается меловыми образованиями.

Дизъюнктивные нарушения, особенно крупные, выявлены в небольшом количестве, но их может оказаться гораздо больше. И действительно в тех случаях, когда нарушения проходят вдоль складок, сложенных мощными, литологически однообразными толщами, они вполне могут остаться незамеченными. В этой же связи мощность осадков, и в том числе ааленских, которая, по мнению предыдущих исследователей, достигает 2500-3000 м и более может быть искаженной в сторону завышения.

Полезные ископаемые. В рассматриваемой области известен ряд проявлений и месторождений различных полезных ископаемых. Среди них заслуживают внимания: месторождения каменного угля в бассейнах рр. Чирах-чай, Рубас-чай, и Уллу-чай, которые, как уже отмечалось, связаны в основном с отложениями нижнего аалена; ртутное оруденение в окрестностях с. Хпек, приуроченное к зоне тектонического нарушения в сланцах нижнего аалена и проявления медных руд в окрестностях с. Харбук Дахадаевского района, которые также приурочены к тектоническим разрывам. В районе имеются и минеральные источники, среди которых эксплуатируется источник Ричалсу.

В общегеологическом отношении описываемая область изучена более или менее хорошо. Территория ее полностью покрыта геологической съемкой масштаба 1:200 000. Кроме того, для значительной площади имеются геологические карты масштаба 1:50 000. Правда, большинство последних уже не отвечает современным требованиям к геологическим картам и подлежат пересъемке.

Основные задачи и требования к геологическому карти-

р о в а н и ю.

1. Расчленение среднеюрских образований с выделением нижнеааленского, верхнеааленского и нижнебайосского подъярусов, а также верхнебайосско-батского комплекса. Подразделение последнего комплекса, как уже отмечалось, далеко не всегда удается, поскольку остатки фауны в батских отложениях встречаются редко. Тем не менее попытки подобного расчленения должны быть предприняты. Следовательно, на геологических картах и разрезах должны фигурировать нижнеааленские, верхнеааленские, нижнебайосские и, по возможности, верхнебайосские и батские отложения раздельно. Особое внимание уделить определению мощностей подразделений.

2. Установление среди ааленских и байосских отложений фаунистически обоснованных зон, которые должны найти отражение на крупномасштабных стратиграфических колонках и схемах сопоставлений разрезов.

3. Расчленение мощной толщи аалена по литологическим и фаціальным признакам с тем, чтобы определить пространственное положение и уточнить возраст угленосной свиты, а также выделить более дробные литолого-стратиграфические горизонты мощностью не более 500 м. При этом, угленосная фация должна найти соответствующее отражение на геологической карте и разрезах, на карте должны быть нанесены также и выходы угольных пластов (установленные и предполагаемые).

4. Установление характера контактов между выделенными литологостратиграфическими подразделениями. При этом следует отметить не только форму контакта (несогласие, трансгрессия, размыв, тектоническое соприкосновение и т.д.), но и указать на те литологофаціальные изменения, которые претерпевают смежные толщи от контакта вверх и вниз. Нанесение линий контактов на геологических картах обязательно.

5. Выделение и нанесение на карту основных тектонических структур. При этом обратить внимание на взаимоотношение этих структур и слагающих их пород с сов-

ременным рельефом и геоморфологическим обликом местности.

6. Выявление крупных тектонических нарушений, поскольку они в ряде случаев контролируют ртутное, медноколчеданное и полиметаллическое оруденения. При этом должное внимание следует уделить минеральным источникам, большинство которых обычно приурочено к зонам разломов.

7. Выявление и изучение в зонах разломов измененных пород, с которыми связаны рудоносные участки. Определение пространственного положения зон оруденения, которое должно найти отражение на геологической карте и разрезах.

Хорошая обнаженность, наличие мощных пачек песчаников рельефно вырисовывающихся на поверхности, различие в цветах пород аалена и байоса, особенности тектоники обуславливают хорошую дешифрируемость аэрофотоснимков. В связи с этим, аэрофотометоды геологической съемки в данном подрайоне приобретают важное значение. Целесообразно в области развития верхнеааленских и байосских осадков на северных, северо-восточных и восточных участках района пробурить 2-3 скважины (с расчетом 1 скважина на 2-3 листа), глубиной 1200-1500м каждая, что даст возможность изучить нижнеааленские образования в зонах их погружения и определить характер угленосности. На тех участках, где развиты покровные отложения, следует выполнить значительный объем литогеохимических (металлометрических) работ с целью выявления вторичных ореолов рассеяния.

В зонах крупных тектонических разрывов как достоверных, так и предполагаемых необходимо провести соответствующие комплексы геофизических работ. Что касается участков развития измененных пород, связанных с зонами разрывов, то на последних наряду с геофизическими работами следует сосредоточить геохимические исследования.

Необходимо, чтобы геолого-съёмочным работам в северо-восточной части Центрального Дагестана предшествовали тематические исследования по унификации стратиграфической схемы ааленских отложений.

### 3 в. СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ (Северные предгорья Передового хребта)

Рассматриваемая область расположена в западной части северного склона Большого Кавказа между Передовым и Скалистым хребтами и протягивается от р.Белой до р.Чегем. Морфологически она представляет низкогорно-холмистую область. Южная ее часть характеризуется относительно более расчлененным и изрезанным рельефом; в ее пределах выделяются отдельные высоты с абсолютными отметками 2000–2500 м. (северные отроги Передового хребта). В северной равнинной части области характерным является развитие рыхлого покрова, который местами достигает значительной мощности (30 и более метров). К таким участкам относятся Предградническая, Сторожевая, Зеленчукская, Кардоникская и другие площади. Лесные массивы в описываемой области имеют участковое распространение и они сосредоточены главным образом в южной части полосы. Остальная часть области покрыта редким кустарником. Степень проходимости и доступности хорошая. Обнаженность коренных пород на южных участках удовлетворительная, к северу – слабая.

**Геологическое строение.** В геологическом строении рассматриваемой области принимают участие доюрские (докембрий, палеозой, триас) и главным образом ниже- и среднеюрские образования. Первые выполняют роль субстрата и вскрываются лишь в бассейне р.Малка, где они представлены метаморфическим комплексом пород и прорываемыми их интрузиями гранитоидов и гипербазитов. Вся остальная часть площади слагается терригенными отложениями лейаса и доггера, имеющими

здесь моноклиальное залегание с падением в северных румбах под незначительным углом ( $5-17^{\circ}$ ).

Следовательно, данная область характеризуется двухъярусным строением. Первый ярус это складчатый комплекс, сложенный доюрскими образованиями, а второй ярус представляет покровный комплекс, сложенный слабодислоцированными осадками нижней и средней юры.

Породы палеозойского субстрата уже охарактеризованы при описании района Передового хребта, поэтому здесь их не касаемся. Отметим лишь, что они, образуя древний складчатый фундамент, обуславливают спокойное залегание всех последующих образований и в силу наличия поперечных поднятий залегают на различных глубинах.

Юрская система в рассматриваемой области представлена отложениями лотарингского, плинсбахского, тоарского, ааленского, байосского и батского ярусов. Отложения лотарингского яруса в виде узкой полосы прослеживаются от бассейна р.Белой до р.Уруп. В междуречье Белая-Лаба они представлены аргиллитами, содержащими редкие прослои алевролитов, песчаников и брекчиевидных известняков. От р.Лабы к востоку к лотарингу относятся ритмически чередующиеся аргиллиты и алевролиты. В основании этих осадков залегает базальный слой мощностью от 2-3 до 20 и более метров, сложенный конгломератами, гравелитами и песчаниками. Пачка базальных песчаников лотаринга в районе пос.Псебай включает несколько прослоев фосфоритов. Общая мощность осадков лотарингского яруса 150-180 м.

Характерной чертой осадков лотаринга является их залегание на различных горизонтах палеозойского субстрата. Фауна в этих осадках встречается спорадически. В настоящее время удается выделить три фаунистические зоны лотаринга, но установить конкретные границы их пока не представляется возможным в связи с тем, что фауна обнаружена на отдаленных друг от друга участках. В последнее время предполагают, что лотарингские осадки протягиваются также и к востоку от р.Уруп вплоть до р.

Теберда, однако здесь они фаунистически не охарактеризованы.

Отложения плинсбахского яруса, охватывают значительно большую площадь, чем лотарингские и прослеживаются от бассейна р.Белой до р.Терек. При этом на всем указанном протяжении они претерпевают значительные фациальные изменения. Так, к западу от р.Большой Зеленчук вплоть до р.Белой плинсбахский ярус представлен в морской фации; это толща аргиллитов с прослоями алевролитов, песчаников и криноидных известняков, При этом там, где лотаринг отсутствует (от р.Бижгон до Чегема), плинсбахский ярус начинается базальным конгломератом и песчаниками, залегающими на размытой поверхности палеозойского субстрата. К востоку от р. Чегем плинсбахский ярус также представлен в морской фации, но здесь эти осадки более грубообломочные и маломощные.

В междуречье Большой Зеленчук-Чегем плинсбахский ярус представлен угленосными осадками. Это песчано-алевролитовые породы, к которым приурочены пласты углей (хумаринская свита). Местами в ней наблюдаются потоки андезитов, базальтов; дацитов и прослои их пирокластолитов, осложняющих строение толщи. Мощность угленосной (хумаринской) свиты от 500-600 м в бассейне р. Зеленчук до 950-1000м по Кубани. К востоку мощность этой свиты резко снижается и по р. Чегем не превышает 25 м.

К западу от Б.Зеленчука, где осадки плинсбахского яруса представлены в морской фации, нередко встречается руководящая фауна, позволяющая выделить домерский и карикский подъярусы, а также ряд фаунистических зон. В угленосных отложениях спорадически встречается фауна брахиопод и пелеципод, которые позволяют лишь определять плинсбахский возраст в целом.

Отложения тоарского яруса пользуются значительным развитием. Их прерывистая полоса то суживаясь, то расширяясь протягивается с небольшими перерывами вдоль всей рассматриваемой области. В бассейнах Пшеха-Белая

тоар представлен только лишь верхним подъярусом, но достигает максимальной для тоарских отложений мощности — 1500 м. Сложена эта толща однообразным переслаиванием аргиллитов и алевролитов. В основании толщи имеется базальный конгломерат, залегающий на размытой поверхности домерских пород.

В полном объеме тоар появляется в междуречье Ходзь—Кяфар, где фаунистически устанавливается присутствие всех трех подъярусов. Вместе с тем, мощность снижена от 1500 м по р. Пшеха и 600 м по р. Ходзь, до 100 м по р. Кяфар. К востоку нижний тоар постепенно срезается среднетоарскими осадками и в междуречье Большой Зеленчук и Кардоник имеются лишь средне- и верхнетоарские подъярусы. В основании тоара здесь имеется базальный конгломерат, залегающий на размытой поверхности осадков плинсбаха. Мощность указанных осадков в полосе Зеленчук—Кардоник порядка 100–120 м, хотя в бассейне рр. Марух и Аксаут из-за надвинутых на них пермских красных вскрыты лишь верхи тоара мощностью около 30 м.

Восточнее, за исключением р. Кубань, где имеются отдельные изолированные выходы тоарских осадков, вплоть до р. Худес отложения тоарского яруса отсутствуют. К востоку от р. Худес до района Бечасынского плато, так же, как в полосе Кяфар—Кубань, тоар представлен средним и верхним подъярусами, выражен переслаиванием алевролитов и песчаников, часто железистых и содержащих тонкие прослой, образованные бобовым шамозитом и желваками фосфорита. Мощность на данной отрезке колеблется от 30 до 50 м.

В бассейне Кубани и на Бечасынском плато фаунистически охарактеризованные осадки среднего тоара залегают на размытой поверхности вулканогенного комплекса пород (андезиты, дациты, базальты), которые со своей стороны венчают угленосную (хумаринскую) свиту плинсбаха. В связи с этим полагают, что отмеченные вулканогены являются нижнетоарскими. Остатки ископаемой фауны в тоарских образованиях, за исключением вулканогенных ком-

плексов, встречаются довольно часто, что обуславливает легкую их стратификацию.

Ааленские образования литологически почти не отличаются от тоарских. Они также представлены песчано-алевролитовыми породами, часто ожелезненными и содержат маломощные прослой, сложенные шамозитом, желваками фосфорита и конкрециями сидерита. Эти прослой приурочены к горизонтам внутриформационных размывов. Мощность ааленских осадков в интервале Лаба-Бечасынское плато колеблется в пределах 40-90 м. К западу от Лабы к востоку от Бечасынского плато мощность аалена значительно возрастает, достигая в бассейнах рр.Белой и Баксана 250-280 м. Фауна в ааленских отложениях довольно обильна и позволяет расчленить эти осадки на отдельные зоны.

Следует отметить, что осадки аалена обычно связаны с тоарскими постепенным переходом, но местами они залегают трансгрессивно на тоарских, иногда полностью срезая их (междуречье Кубань-Худес, к западу от р.Ходзь и т.д.). При этом в той или иной степени размывами являются сами ааленские отложения. Местами размыв настолько ощутим, что сохранены лишь нижнеааленские осадки, а в районе р.Ходзь осадки байоса трансгрессивно залегают на размывной поверхности образований тоара.

Отложения байосского яруса пользуются в описываемом районе широким развитием. Представлены они темными аргиллитами и отчасти плитчатыми алевролитами, в которых часто наблюдаются сидеритовые и доломит-анкеритовые конкреции. Мощность этих пород колеблется от 300 до 500 м.

Байосские отложения, как уже отмечалось, залегают трансгрессивно на более древних образованиях. Байос здесь повсеместно начинается базальным слоем, представленным брекчированным криноидным известняком мощностью от 0,5 до 5-6 м. Местами в низах горизонта криноидного известняка наблюдается маломощный слой конгломерата с галькой глинистых пород. Базальный слой на-

ряду с фауной байоса обычно содержит переотложенную фауну подстилающих образований (верхнего аалена, тоара).

В области развития байосских, преимущественно глинистых пород, рельеф характеризуется сглаженными формами с тенденцией выравнивания и значительная часть площади обычно бывает задернована рыхлым покровом современных аллювиально-делювиальных отложений. Отложения байосского яруса также хорошо охарактеризованы фауной, встречающейся довольно часто и благодаря этому он подразделяется на зоны, а иногда и подзоны.

Батские отложения связаны с байосскими постепенным и незаметным переходом и границу между ними провести без фауны не представляется возможным. Нижняя часть батского яруса, так же, как и байос, сложена темными аргиллитами и алевролитами, включающими конкреции сидеритов. Однако вверх по разрезу повсеместно наблюдается укрупнение обломочного материала и верхняя часть батского яруса сложена преимущественно песчаниками вплоть до появления в верхах гравийного материала, указывающего на постепенное развитие регрессии. Вследствие этого и последующей предкелловейской трансгрессии верхняя часть батского яруса нигде не присутствует. Более того, местами нет даже нижнего бата и в таких случаях трансгрессивные осадки келловей залегают непосредственно на байосских и даже на более древних образованиях.

Фауна в батских осадках встречается реже, но все же единичные находки в отдельных пунктах позволили подразделить их даже на зоны. Мощность батских отложений, достигает 300 м.

Четвертичные образования представлены аллювием, делювием и почвенным покровом, которые стратификации не поддаются. В данном случае можно говорить лишь об аллювиальных отложениях пойменных и надпойменных террас, расположенных на различных высотах.

В тектоническом отношении рассматриваемый подрайон в общем является несложным. Северная, наиболее значительная часть подрайона характеризуется монокли-

нальным падением слоев на север и в близких к нему румбах под углом 5–17°. В указанной части района неинтенсивно проявлена и дизъюнктивная нарушенность. Здесь фиксируются разрывные нарушения сбросового и взбросового характера небольшой протяженности и с небольшими амплитудами смещения. Несколько более сложна тектоника южных участков района (северные отроги Передового хребта), где проявляется блоковое строение площади и часто палеозойские образования с юга надвинуты на юрские.

**Полезные ископаемые.** Из полезных ископаемых в пределах юрской моноклинали зафиксированы месторождения и проявления каменного угля, связанные с хумаринской свитой плинсбахса, а также проявления желваковых фосфоритов в отложениях лотаринга (Псебайский район) и во всей полосе развития тоар-ааленских осадков. Кроме того, следует отметить проявления золота в аллювиальных отложениях надпойменных террас Б.Зеленчука (район с. Верхн.Ермоловка). Наконец, необходимо принять во внимание, что южная окраина рассматриваемой области, по аналогии с сопредельными участками, может оказаться перспективной с точки зрения ртутного оруденения. Благоприятным фактором является крупный разлом, проходящий на границе юрской моноклиальной депрессии и Передового хребта.

**Основные задачи и требования к геологической съемке.** Исходя из вышеизложенного, основные задачи геологического картирования и требования к геологическому изучению рассматриваемой области сводятся к следующему:

1. Расчленить ниже- и среднеюрские отложения с выделением на геологической карте лотарингского, плинсбахского, тоарского, ааленского, байосского и батского ярусов. На стратиграфических колонках, прилагаемых к каждой карте, а также на схемах сопоставления разрезов, эти осадки должны быть подразделены на подъярусы и фаунистические зоны. Подъярусы или зоны на геологических

картах и разрезах показываются в тех случаях, когда мощность какого-либо отдельного яруса или подъяруса превышает 200 м. Однако, когда подобное подразделение невозможно выполнить из-за недостаточного количества находок фауны, то расчленение таких толщ следует произвести по литолого-петрографическим признакам.

2. По возможности определить возраст толщи алевролит-аргиллитовых пород, которая залегая под хумаринской свитой плинсбаха в междуречье Уруп-Кубань пока не охарактеризована фаунистически, но может быть условно отнесена к лотарингу.

3. Установить взаимоотношения между выделенными подразделениями. При этом особое внимание следует уделить явлениям трансгрессии, размыва, срезания и полного или частичного выпадения из разрезов отдельных ярусов, подъярусов, свит и горизонтов. В данном случае имеются в виду, главным образом, отложения тоарского, ааленского и байосского ярусов, в которых часто наблюдается трансгрессивное залегание толщ со срезанием подстилающих образований.

4. На площади развития угленосных отложений плинсбаха (хумаринская свита) они должны быть расчленены по литолого-петрографическим признакам с нанесением на геологической карте и разрезах непродуктивных продуктивных горизонтов и выходов пластов каменного угля.

5. Выявить и сопоставить литолого-фациальные особенности морских и континентальных отложений плинсбаха с показом на карте основных отличительных признаков. Данная задача решается для тех листов, в пределах которых имеются как морские, так и континентальные и переходные между ними фации.

6. Произвести петрографическое изучение нижнеюрских эффузивных и прочих вулканогенных пород и установить стратиграфическую последовательность их образования. Имеются в виду эффузивы и их пирокластолиты, наблюдаемые в разрезе плинсбахской угленосной свиты бассейна р. Кубань, а также тоара Бечасынского плато и др.

7. Обратить внимание на прослой бобовидных железняков и фосфоритов, имеющих в тоарских и ааленских осадках с точки зрения оценки их прикладного значения.

8. Определить глубину залегания палеозойского фундамента на различных участках развития ниже- и среднеюрских осадков и тем самым выявить глубинные структуры.

9. Выявить на южных участках, прилегающих к зоне Передового хребта структуры, перспективные на ртутное оруденение.

10. Изучить древнюю кору выветривания в районе выходов Малкинского массива, которая по общегеологическим соображениям может быть бокситоносна. Обратить на изучение бокситоносности особое внимание.

Расчленение ниже- и среднеюрских осадков на ярусы, подъярусы и зоны может быть осуществлено на основе ископаемой фауны, которая, кстати говоря, в этих отложениях встречается в достаточном количестве. При этом должны быть составлены послойные литологические разрезы, которые позволят установить литолого-петрографические признаки и фациальные изменения выделенных свит. При картировании литолого-стратиграфических комплексов существенную помощь могут оказать материалы аэрофотосъемок и их широко следует использовать.

Для определения глубины залегания палеозойского субстрата и выявления глубинных структур требуется проведение геофизических работ в большом объеме. С этой же целью, а также для получения сплошных разрезов покровного комплекса необходимо произвести картировочное бурение с расчетом хотя бы по одной скважине глубиной 1000-1500 м на 1-2 листах.

Геофизические работы должны быть проведены также и в зонах тектонических разрывов с целью выявления структур, благоприятных на ртутное оруденение. В значительном объеме должны быть произведены геохимические исследования. В частности, рыхлый покров, особенно на участках, тяготеющих к зонам разрывов и южной границе области, должен подвергнуться металлометрическому опро-

бованию. Кроме того, для выявления фосфоритоносных слоев среди лотарингских и тоар-ааленских осадков требуется проведение полевых качественных опробований. Опробованию подлежат и породы древней коры выветривания, вскрывающиеся в бассейне р. Малка, для определения перспектив бокситоносности.

#### 4. РАЙОН РАЗВИТИЯ ФЛИШЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ - ПАЛЕОГЕНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Флишевые образования верхней юры - палеогена протягиваются довольно широкой прерывистой полосой в северо-западной части Большого Кавказа по южному склону на восток до юго-восточного погружения Главного Кавказского хребта.

По геологическим особенностям район подразделяется на следующие подрайоны: а) Северо-Западного Кавказа, б) Рачинско-Курмухчайский, в) Кахетинско-Дибрарский.

##### 4а. СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ

Рассматриваемая область охватывает полосу развития верхнеюрских, меловых и палеоцен-эоценовых отложений западной периферии Большого Кавказа, выраженных во флишевой и флишоидной фациях. Она представляет собой западную зону погружения Большого Кавказа. Данная полоса охватывает западную часть северного склона примерно от бассейна р. Белой до Черного моря, а затем, поворачивая на юго-восток, протягивается вдоль южного склона почти до бассейна р. Мзымта.

Данная область характеризуется развитием цепи средне- и низкогорных складчатых хребтов, вытянутых в общекавказском направлении. Вся система хребтов, по мере тектонического погружения Большого Кавказа в западном направлении, претерпевает постепенное понижение до выравнивания (район Анапы). Относительно высокой является внутренняя цепь хребтов, сложенная верхнеюрскими и нижнемеловыми образованиями. На северном склоне Боль-

шого Кавказа в восточной части данной полосы абсолютные отметки внутренней цепи хребтов колеблются в пределах 1000-1200 м. Внешняя цепь хребтов сложена меловыми (преимущественно верхнемеловыми) и отчасти палеогеновыми осадками. Последняя в северном направлении также постепенно понижаясь, переходит в холмистую местность, сложенную верхнепалеогеновыми и неогеновыми образованиями.

В целом рельеф горной местности хотя и пересеченный, но не резкий; разность высот горных участков и долин небольшая. Несколько более сложным является рельеф внутренних участков полосы. Тем не менее они вполне доступны и не особенно труднопроходимы. Одним из наиболее важных факторов, затрудняющих проведение геологических и прочих наблюдений, является довольно сильная залесенность области, что необходимо иметь в виду при планировании геолого-съемочных работ. Склоны хребтов за исключением обрывистых участков, а также холмистые горы, покрыты лесными массивами: кустарником, а в местах их отсутствия — делювием. В подобной ситуации единственными участками являются ущелья рек и то на тех отрезках, где развит карбонатный флиш.

**Геологическое строение.** Рассматриваемая область сложена верхнеюрскими, меловыми и палеоцен-эоценовыми образованиями, выраженными преимущественно в фации терригенно-карбонатного флиша. Верхнеюрские отложения повсеместно являются трансгрессивными и залегают с базальным конгломератом в основании на размытой поверхности среднеюрских, местами более древних образований.

На северном склоне Северо-Западного Кавказа разрез верхней юры представлен в следующем виде.

1. Глины известковистые с прослоями песчаников, алевролитов, мергелей и брекчированных известняков. В основании базальный конгломерат. Мощность толщи изменяется от 30-40 м на восточных участках (Абаззех, Фишт) до 400-600 м на западных участках (Пшеха, Пшиш). Все они охарактеризованы микрофауной, как келловей.

2. Ритмичное чередование аргиллитов, песчаников, алевролитов и мергелей. Мощность их от 55 м на востоке (Белая, Абадзех) до 750 м (Пшиш) на западе. Содержат оксфордскую микрофауну.

3. Толща аналогичная вышеописанной, но содержит большее число прослоев мергелей и известняков. Легко отделяется от подстилающей свиты горизонтом конгломератов (трансгрессия). Встречается фауна фораминифер, характерная для кимеридж-титона. Верхи не охарактеризованы фауной и возможно, что относятся к низам мела. Мощность не менее 1000 м.

На южном склоне Северо-Западного Кавказа, в районе Туапсе верхняя юра литологически подразделяется на три свиты:

1. Монашкинская свита представлена ритмичным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников (терригенный флиш). По микрофауне она относится к келловее и оксфорду; мощность свиты 150 м.

2. Грачевская свита, в которой установлено ритмичное чередование аргиллитов, алевролитов, песчаников и мергелей (пестроокрашенных); иногда содержатся прослои окремненных пород. Местами в основании наблюдается конгломерат-брекчия. Нижняя преобладающая часть свиты палеонтологически не охарактеризована, а в верхней части обнаружена титонская ассоциация микрофауны. Полагают, что нижняя часть свиты вмещает и кимеридж. Мощность свиты 350 м.

3. Бекешинская свита представлена ритмичным чередованием известняков, мергелей, реже глин и алевролитов. Мощность свиты до 800 м; микрофауна и гастроподы указывают на титонский ее возраст.

В юго-восточном направлении по мере приближения к Абхазской зоне происходит замещение терригенного и терригенно-карбонатного флиша карбонатным. В районе Мацесты и Хосты верхняя юра выражена преимущественно толщей рифогенных (коралловых) известняков, среди которых наблюдаются брекчированные, грубослоистые разности известняков. Фауна кораллов и микрофауна позволяют ус-

тановить присутствие всех ярусов верхней юры, но отделить их друг от друга здесь не всегда удастся. В районе Псоу в нижней части верхней юры имеются туфогенные породы.

Нижнемеловые отложения в рассматриваемой области пользуются наибольшим развитием. На северном склоне и значительной части южного склона (от Новороссийска до Туапсе) Северо-Западного Кавказа эти отложения представлены почти исключительно терригенными флишевыми образованиями, тогда как юго-восточнее от Туапсе по мере приближения к Абхазской зоне наряду с терригенными образованиями присутствуют также и карбонатные породы (терригенно-карбонатный флиш).

На северном склоне Северо-Западного Кавказа, а также на южном склоне от Новороссийска до района Туапсе, терригенные флишевые образования нижнего мела подразделяются снизу вверх на ряд свит (Милановский, Хаин, 1963; Егоян, 1968):

1. Запорожский горизонт, сложенный крупногалечным, часто глыбовым конгломератом (грубый флиш), является базальным образованием мела. Мощность его 15-50 м. Залегает трансгрессивно на верхней юре, а местами на более древних образованиях.

2. Мочмаловская свита, согласно продолжающая запорожский горизонт и сложенная переслаиванием песчаников, алевролитов и глин, реже мергелей. Мощность свиты 350-400 м, содержат фауну берриаса.

3. Чаталовская свита представлена ритмичным чередованием глин и мергелей. Последние преобладающее развитие получают в верхней части свиты (кобзинский горизонт). Мощность свиты 350-500 м; охарактеризована фаунистически, как берриас. Таким образом, общая мощность берриаса составляет 500-1000 м.

4. Свита чепси залегает трансгрессивно на породах чаталовской свиты и начинается мощной пачкой (30-100 м) базальных конгломератов и брекчированных известняков и песчаников (горизонт дерби). Выше с постепенным

переходом следует основная часть разреза свиты чепси, сложенная полосчатыми глинами и подчиненными им прослоями мергелей мощностью 350–500 м. Породы горизонта дерби и нижняя небольшая часть собственно свиты чепси фаунистически отнесены к валанжинскому ярусу, мощность которого составляет 100–150 м. Остальная верхняя преобладающая часть свиты (350–400 м) содержит ниже-готеривскую фауну.

5. Шишанская свита также трансгрессивная и начинается базальным горизонтом мощностью 80–100 м (солодкинский горизонт), который выше переходит в толщу глин, содержащих прослойки песчаников. Общая мощность шишанской свиты 400–500 м, по фауне отнесена к верхнему готериву.

6. Афипская свита сложена глинами с редкими прослоями мергелей и алевролитов. Нижняя часть свиты мощностью 150–200 м представляет базальный горизонт, сложенный грубыми песчаниками с прослоями и линзами конгломератов (фанарский горизонт). Общая мощность афипской свиты 900–1300 м. При этом нижняя часть свиты мощностью 250–350 м, включая фанарский горизонт, фаунистически охарактеризована как верхний готерив. Выше лежащая часть афипской свиты мощностью от 500–600 м на южном склоне и западной оконечности Кавказа до 1000–1100 м на восточном участке северного склона Северо-Западного Кавказа фаунистически датирована барремом. Наконец, верхи афипской свиты мощностью до 100 м на основании фауны относятся уже к аптскому ярусу. Таким образом, общая мощность готеривского яруса, охватывающего верхнюю часть свиты черси, шишанскую свиту полностью и нижнюю часть афипской свиты, составляет 850–1100 м.

7. Убинская свита также трансгрессивна и начинается толщей песчаников и конгломератов мощностью 10–70 м (убинский горизонт). Этот базальный горизонт выше постепенно переходит в толщу глин, которые содержат прослойки песчаников и алевролитов (200–500 м). Вся свита богата ископаемой фауной, которая позволяет констатировать принадлежность ее к аптскому ярусу и установить некото-

рые зоны.

8. Свита шапсухо литологически весьма сходна с убинской свитой, но сложена более темными глинами, среди которых отмечается присутствие более мощных прослоев песчаников и алевролитов, Особенно много песчаников имеется на южном склоне, где они сосредоточены преимущественно в нижней части свиты и образуют толщу мощностью до 270 м (долменные песчаники). Общая мощность свиты шапсухо составляет 500–600 м. При этом нижняя часть свиты мощностью 100–150 м относится к апту, а остальная верхняя преобладающая часть (400–500 м) – к альбскому ярусу. Таким образом, общая мощность аптского яруса составляет от 450 м на западной оконечности до 700 м на восточных участках северного крыла Северо-Западного Кавказа.

К юго-востоку от Туапсе (южный склон) мощность осадков верхнего мела резко сокращается. Значительно изменяется и литологический состав свит. Здесь в разрезах терригенный флиш замещается терригенно-карбонатным, который имеет несколько иную схему деления. Он далеко не всегда сопоставляется со схемами северных участков.

Верхнемеловые отложения на северном склоне Северо-Западного Кавказа пользуются ограниченным распространением. Сложены они ритмичным переслаиванием мергелей, известняков, алевролитов и песчаников, образуя тем самым единую толщу, известную под названием свиты котх. Мощность свиты котх колеблется от 150 м (Убин, Афисс) до 600–700 м (Псекупс) и по микрофауне она отвечает campanскому и маастрихтскому ярусам, хотя отделить эти ярусы друг от друга пока не удается. Датский ярус отсутствует и трансгрессивные образования палеогена залегают на размытой поверхности свиты котх, местами полностью срезая и маастрихтские породы. Что касается осадков сенонана, турона, коньяка и сантона, то они на северном склоне от р.Белой до Анапы нигде не установлены. Полагают, что они размыты в предкампанское время (Келлер, 1947; Егоян, Афанасьев, 1968).

Значительно шире и полнее верхнемеловые отложения представлены в области флишевого прогиба южного

склона Северо-Западного Кавказа. Здесь в разрезе верхнего мела установлено наличие всех ярусов, хотя провести границы между последними далеко не всегда удается. Согласно С.Л.Афанасьева и Н.И.Маслаковой (1960), верхнемеловые отложения снизу вверх подразделяются:

1. Свита кохотх - мелкоритмичное чередование мергелей, алевролитов, песчаников, изредка известняков. Содержит сеноманскую ассоциацию микрофауны; мощность колеблется от 80-100 м (Баканск, Папай) до 200 м (Вулан). В северных районах Туапсе эти осадки замещены породами свиты паук, представленными туфопесчаниками, туфоалевролитами (туфогенный флиш), мощностью 300 м.

2. Ананурская свита - ритмичное чередование известняков, мергелей, часто кремнистых, и алевролитов, мощность от 10 до 65 м. Микрофауна обнаружена в чужней части свиты и указывает на сеноманский возраст. Верхняя часть свиты фаунистически не охарактеризована и полагают, что она, возможно, относится к низам тулона.

3. Керкетская свита - мелкоритмичное чередование глинистых известняков, мергелей, алевролитов и глин. Отличается от ананурской свиты глинистостью состава пород и окраской их в красноватые тона. Глинистые известняки и мергели являются цементным сырьем (натуралы). Мощность свиты до 150 м. Согласно находкам иноцерам и по микрофауне керкетская свита отвечает тулону.

4. Натухайская свита. Литологически не отличается от керкетской, за исключением того, что здесь красные тона окраски не наблюдаются. Мощность от 180 до 400 м, при этом нижняя часть свиты фаунистически охарактеризована как верхний тулон, а верхняя преобладающая часть отвечает коньяку. Следует отметить, что местами натухайская свита обнаруживает трансгрессивность, залегая на склоне керкетской и даже ананурской свит.

5. Гениохская свита согласно продолжает восходящий разрез и имеет аналогичный состав, но в ней наблюдается больше прослоев известняков и мергелей, пригодных в качестве цементного сырья. Именно эта свита является

основным продуктивным горизонтом для Новороссийских цементных заводов. Мощность свиты достигает 260 м. Встречаются иноцерамы и микрофауна сантонского яруса.

Вышележащая остальная часть осадков сенона представлена четко выраженным тонкоритмичным переслаиванием известняков мергелей, алевролитов, реже глин и еще реже песчаников. Эта мощная (1200-2500 м), однообразная толща светлых пород выделяется под названием верхнесенонского светлого флиша. В разрезе светлого флиша фаунистически устанавливается присутствие кампанского и маастрихтского ярусов, хотя отделить их друг от друга пока не представляется возможным и границы, так же, как и в нижнем сеноне, проведены условно. Некоторые отклонения в строении светлого флиша (нарушения ритмичности, преобладание какой-либо разновидности пород над другой, уменьшение или увеличение мощности ритмов и т.д.) позволили выделить в нем ахейанскую, папайскую, беудиновскую, куниковскую и супсехскую свиты. При этом первые две свиты более или менее условно отвечают нижнему кампану (500-600 м), следующие две свиты - верхнему кампану (500-700 м), а супсехская свита - маастрихту (до 1000 м).

Разрез верхнего мела южного склона заканчивается так называемой свитой агой датского яруса. Она сложена чередованием алевролитовых глин, мергелей, алевролитов с прослоями известняков и песчаников. Значительная песчаность свиты позволяет легко отделить ее от верхнесенонского светлого флиша. Кроме того, местами она трансгрессивно залегает на осадках маастрихта. Датский возраст свиты агой доказан микрофауной фораминифер, мощность ее 400-450 м.

Отложения палеоцен-эоцена также выражены в фации флиша. На северном склоне Северо-Западного Кавказа эти осадки снизу вверх подразделяются:

1. Свита цице (аналог эльбурганской свиты), залегающая несогласно на размытой поверхности меловых осадков. Сложена ритмичным переслаиванием глинистых известняков и мергелей с подчиненными прослоями глин, але-

вролитов и песчаников. В основании повсеместно залегают пачка грубозернистых песчаников мощностью от 10-15 м на востоке (Пшиш) и до 80 м на западе (Анапа). Общая мощность свиты циче в бассейне р.Убин составляет 550 м; к западу и востоку она сокращается до 100-150 м. Обильно содержащаяся микрофауна указывает на нижнепалеоценовый возраст свиты, хотя, по данным Г.П. Леонова и В.П. Алимариной (1964), низы свиты содержат и датскую микрофауна.

2. Свита горячего ключа залегают согласно на породах свиты циче; лишь в районе Убин в основании свиты горячего ключа имеется маломощный слой базального гравелита. Сложена свита глинами, алевролитами и песчаниками типичного терригенного флиша. Мощность его в бассейне Афипс порядка 1000 м. К западу и востоку она сокращается до 270-300 м. Местами свита горячего ключа литологически подразделена на слабо отличающиеся друг от друга подсвиты: шибик, псекупскую, балки кипячей и ахтырскую. Микрофауна в том числе и радиолярии позволяют относить всю свиту к нижнему палеоцену.

3. Ильская свита сложена тонким переслаиванием глин и алевролитов. Эти флишевые пачки разделены несколькими горизонтами, состоящими из глыб и обломков мергелей и известняков. Сама свита трансгрессивно залегают на размытой поверхности нижнепалеоценовых осадков, а местами на мелу. Мощность ильской свиты колеблется от 30-40 м до 170 м. Фораминиферы и радиолярии указывают на верхнепалеоценовый возраст осадков.

4. Зибзинская свита сложена ритмичным чередованием гравелитов, песчаников, алевролитов, глин и мергелей мощностью 70-80 м. Содержит нижнеэоценовую ассоциацию микрофауны.

5. Кутаисская свита отличается от зибзинской лишь наличием прослоев кила и примесью к песчано-алевролитовым породам туфогенного материала. Мощность порядка 200 м, по микрофауне датируется средним эоценом.

6. Калужская свита залегает местами с признаками трансгрессии. Сложена теми же породами, что и зибзинская свита, но здесь преобладают мергели и глины. В основании местами залегает конгломерат. Мощность 150-400 м; содержит среднеэоценовую ассоциацию микрофауны.

7. Хадыженская свита - ритмичное переслаивание мергелей и глин. Мощность на восточных участках 130 м (Пшиш), на западных - 40 м. Свита венчается 5-6 м пачкой, сложенной известняками и мергелями (керестинский горизонт). Судя по микрофауне керестинский горизонт относится к верхнему эоцену, а нижележащая глинисто-мергелистая часть свиты - к среднему эоцену.

8. Кумская свита местами залегает трансгрессивно с базальным конгломератом в основании. Сложена битуминозными мергелями и глинами, которые местами также битуминозны (горючие сланцы). Мощность 200 м (Пшиш). От р. Пшиш к западу породы постепенно становятся песчанистыми; по микрофауне - верхний эоцен.

9. Белоглинская свита - чередование мягких светлых мергелей и известняков. Мощность до 150 м; содержит микрофауну верхнеэоценового возраста; выше трансгрессивно залегают майкопские осадки (олигоцен-нижний миоцен).

На южном склоне палеоцен-эоценовые осадки местами развиты на Черноморском побережье. Здесь нижний палеоцен также представлен ритмичным чередованием алевролитов, мергелей и глин (аналоги свиты циче) мощностью 200-400 м. Верхний палеоцен сложен алевролитами, глинами и песчаниками мощностью 400-500 м, но флишевый характер в нем утрачен. Нижний и средний эоцен установлен микрофауной и также имеет флишевый характер (ритмичное чередование алевролитов, мергелей и глин). Мощность осадков 200 м. Разрез венчается 100 м толщей битуминозных мергелей и горючих сланцев (аналог кумской свиты).

Тектоника западной зоны погружения Большого Кавказа весьма сложна. Структуры характеризуются продольной зональностью общекавказского направления. Здесь развиты складки промежуточного типа, представленные гребневидными, относительно узкими антиклиналями, разделен-

ными широкими и пологими синклиналями, расчлененными на отдельные овалы мульты. Все структуры осложнены, как правило, мелкой дополнительной складчатостью, хорошо выраженной в ритмичных толщах. Часто отдельные складчатые структуры ограничены крупными разломами глубокого заложения, а также надвигами, сбросами и мелкими разрывами. Кроме продольных разломов и надвигов, часты поперечные разрывы, обуславливающие поперечную ступенчатость и расчленение зоны на отдельные, иногда мелкие блоки. Все это затрудняет прослеживание складчатых структур и слагающих их стратиграфо-литологических комплексов.

**Полезные ископаемые.** Описываемый район является перспективным на ртуть. Именно к флишевым формациям Северо-Западного Кавказа приурочены наиболее крупные на Северном Кавказе месторождения киновари – Белокаменное, Перевальное, Сахалинское и др. Ртутная минерализация здесь размещена в осадках нижнего мела (солонкинский горизонт готерива, афипская свита баррема, шишанская свита альба). Имеются проявления киновари также и в верхней юре и более низких горизонтах юры. Обычно ртутное оруденение приурочено к антиклинальным структурам, осложненным серией дизъюнктивных нарушений, оперяющих крупные региональные разломы. Последние и сопровождающие их трещины с зонами смятия и брекчирования контролируют ртутную минерализацию.

Район богат крупными месторождениями цементного сырья (мергели "натуралы"), которые главным образом связаны с отложениями верхнего мела и в частности сантона. Имеются также многочисленные месторождения строительных материалов (бутовый камень, известняки на щебень, известь и т.д.), связанные также с карбонатным флишем верхнего мела и отчасти палеоцен-зоцена. Последние заслуживают интереса и с точки зрения наличия в них проявлений горючих битуминозных сланцев. Некоторой перспективностью осадки мела и нижнего палеогена обладают на нефть и газ как в полосе Черноморского побережья, так

и на северной периферии Северо-Западного Кавказа.

На юго-восточном участке южного крыла Северо-Западного Кавказа имеются минеральные и термальные источники с высоким дебитом. Они связаны с зонами разломов и крупных тектонических разрывов, широко развитых среди верхнемелового карбонатного флиша района Сочи-Магиста.

Основные задачи и требования к геологическому картированию. Рассматриваемая область характеризуется развитием литологически однообразных комплексов осадков и густой сети тектонических разрывов, нарушающей стратиграфическую последовательность в залегании пород. Монотонные флишевые толщи, будучи разобщены этими нарушениями на отдельные части, при недостаточной фаунистической обоснованности плохо сопоставляются, что в конечном итоге не позволяет представить полные разрезы тех или иных стратиграфических подразделений. Все это вместе со слабой степенью обнаженности коренных пород создает неблагоприятные условия для производства геолого-съемочных работ.

Методы аэрофотосъемки, обычно способствующие выделению разнообразных литологических комплексов и расшифровке структурно-тектонических особенностей районов в данном случае не могут быть особенно эффективными. Различные по возрасту, но однообразные в литологическом отношении флишевые комплексы тонкопереслаивающихся пород, к тому же слабо обнажающиеся на значительных площадях, трудно дешифрируются. Также плохо дешифрируются на снимках и большинство продольных разрывных нарушений, которые в условиях литологически однообразных толщ не образуют отчетливых контактов. Тем не менее аэрофотосъемкой не следует пренебрегать, поскольку она в данном районе может способствовать разграничению светлого флиша сенона от нижележащих толщ и засечь некоторые крупные разрывы секущего типа.

Из приведенного геологического очерка следует,

что наиболее слабо разработана стратиграфия верхней юры и верхнего сенона. Для подразделения их в пределах рассматриваемой области существует ряд схем местного значения, которые далеко не всегда увязываются между собой. Все это обусловлено почти полным отсутствием в этих осадках ископаемой макрофауны; как установлено за последнее время, в них обнаруживается довольно обильная микрофауна, на основании которой стали стратифицировать флишевые толщи Северо-Западного Кавказа. Однако все еще низкая степень изученности микрофауны, особенно верхнеюрской, не позволяет определить точные границы ярусов. В то же время имеются все основания считать, что при тщательном микрофаунистическом изучении этих осадков появится возможность более точного проведения границ. Поэтому при геологическом картировании микрофаунистическим исследованиям должно быть уделено особое внимание. В случае отсутствия микрофауны следует применять метод сопоставления ритмограмм.

Особое значение при сопоставлении разрезов имеют также и горизонты размывов, которые, как это видно из описания нижнемеловых осадков, являются маркирующими. Так, в разрезах нижнего мела все литологические свиты отделены друг от друга горизонтами размывов и начинаются базальными образованиями. В этой связи при сопоставлении разрезов флишевых толщ следует уделить особое внимание явлениям размыва, которые во многих случаях могут оказаться пригодными в целях корреляции. Детальные литолого-петрографические и микрофаунистические исследования особое значение приобретают в условиях сильной тектонической нарушенности, когда необходимо сопоставлять отдельные оторванные друг от друга части разрезов тех или иных свит и выявлять разрывные нарушения, с которыми связаны проявления ртутного оруденения.

Указанное обстоятельство принуждает покрывать площади развития флишевых толщ предельно густой сетью наблюдений и осуществлять значительный объем горных работ и картировочного бурения, особенно в равнинных

областях Северо-Западного Кавказа, где верхнеюрские, меловые и палеоцен-эоценовые осадки нефтеносны (Черноморское побережье Северо-Западного Кавказа, Таманский полуостров и северные предгорья западной части Большого Кавказа).

Однако следует иметь в виду, что вдоль Черноморского побережья и особенно на участках, тяготеющих к курортным зонам, разработка месторождений нефти и газа не является целесообразной. В связи с этим на подобных участках не требуется проведения поисковых и исследовательских работ на нефтегазосность. Здесь основное внимание следует уделить выявлению месторождений минеральных и термальных вод.

В равнинных областях данного района целесообразно применение сейсмических методов, которые в сочетании с бурением способствуют выявлению тектонических особенностей участков и структур, благоприятных на нефть, газ и минеральные воды. Сейсмометрия в горных и сильно залесенных районах не может быть применена из-за невозможности использования техники. В таких случаях следует производить гравиметрические исследования, а также электрзондирование. Последнее важное значение имеет для выявления зон ртутного оруденения.

Наконец, в предельно большом объеме должны быть проведены геохимические исследования. Имеются в виду литогеохимическое (металлометрическое) опробование рыхлого покрова, шлиховое опробование аллювиальных отложений речных систем и гидрохимическое опробование всех источников. Должное внимание следует уделить и вопросу изучения карбонатных пород, могущих быть пригодными в качестве сырья для цементной промышленности и естественных строительных камней.

Таким образом, основные задачи и требования к геологическому картированию области развития флишевых осадков Северо-Западного Кавказа сводятся к следующему:

1. Расчленение флишевых толщ по литолого-петрографическим и фаціальным признакам на отдельные сви-

ты и определение стратиграфического объема последних. Выделенные таким образом литолого-стратиграфические комплексы должны иметь мощность не более 300-600 м. В случае наличия свит, мощность которых превышает эту цифру, последние должны быть подразделены на подсвиты. В конечном итоге на геологических картах и разрезах должны быть выделены для верхнеюрских и меловых осадков ярусы, а для палеоцен-эоцена - подотделы. Кроме того, на стратиграфических колонках выделяются подъярусы и зоны, если для этого имеется соответствующее обоснование.

2. Установление характера переходов между выделенными литолого-стратиграфическими комплексами. Особое внимание обратить на явления размыва, наблюдаемые как в зоне контактов, так и внутри самих толщ, которые могут приобрести коррелирующее значение.

3. Выявление тектонических особенностей участков с установлением складчатых структур, разрывных нарушений и т.д. При этом особенно тщательно исследовать зоны тектонических контактов свит, которые могут оказаться ртутноносными. На карте должны быть нанесены оси складчатых структур, линии дизъюнктивных нарушений, элементы залегания пород и т.д.

4. Выявление ртутноносных зон или же участков с возможной ртутной минерализацией на основании данных визуальных наблюдений в зонах тектонических контактов, а также геофизических и геохимических исследований и картировочного бурения. Все эти данные должны найти отражение на геологической карте, а также карте полезных ископаемых, и послужить основанием для постановки поисковых или поисково-разведочных работ на ртуть.

5. Путем использования данных геофизических работ и бурения наметить перспективы выявления месторождений нефти, газа, минеральных и термальных вод.

6. Обратить внимание на возможность выявления новых месторождений цементного сырья и естественных строительных материалов.

7. Обращать внимание на все родники и источни-

ки воды, поскольку в рассматриваемой области по аналогии с мацестинскими и прочими проявлениями минеральных и термальных вод вполне могут быть выявлены новые.

Наиболее целесообразно начать работы в рассматриваемом подрайоне с постановки тематических исследований по литолого-петрографическому и микрофаунистическому изучению флишевых толщ с целью разработки единой для всей области стратиграфической схемы и стратотипных разрезов.

#### 46. РАЧИНСКО-КУРМУХЧАЙСКИЙ ПОДРАЙОН

Рачинско-Курмухчайским подрайоном охватывается часть Верхней Сванетии (верховья р. Долра), Верхней Рачи, Юго-Осетии, Заазаганской Кахетии (Груз. ССР) и районов Белоканы и Нухи (Азербайджанская ССР). Для подрайона характерен ландшафт средневысотных эрозионных хребтов и поперечных долин с четвертичными террасами на флишевых отложениях. Водоразделы широкие и пологие, а ущелья рек часто узкие, местами каньонообразные и труднопроходимые. В западной части подрайона в верховьях рек Арагви, Ксани, Лиахви и Терека плейстоценовые лавовые потоки и покровы образуют высокогорные плато (Кельское плато, Крестовый перевал с абсолютными высотами 2700–3200 м) с озерными котловинами. Местами наблюдаются следы вьюрмского оледенения (бараньи лбы, морены и др.). Обнаженность местности средняя, местами район залесен, покрыт делювиально-пролювиальными образованиями, иногда с крупными оползнями.

Геологическое строение. Развитые здесь осадки состоят из однообразных морских терригенно-карбонатных образований верхней юры-мела с весьма скудной фауной, перекрытые местами постпалеогеновыми вулканогенными образованиями. Они согласно залегают на среднеюрских флишевых образованиях и слагают мощные накопления ритмично чередующихся в основном глинисто-мергелистоизвестковых пород. Их расчленение произведено

главным образом по литологическим признакам и носит условный характер, поэтому одни и те же породы в разных районах называются по-разному.

Стратиграфия данных образований была разработана В.П.Ренгартеном в районе Военно-Грузинской дороги. Здесь им условно выделены 3 свиты: бахани, ципори и панаурская. Первую по региональным соображениям он отнес к оксфорд-лузитану, вторую - к титонваланжину, а третью - к готерив-баррему. Последней в Ваче и Юго-Осетии соответствует свита геске, фаунистически охарактеризованная в Юго-Осетии И.Г.Кузнецовым (1937).

В районе Военно-Грузинской дороги ширина полосы распространения верхнеюрского флиша составляет 12-18 км, а к востоку в Закавказской Кахетии суживается до 3 км и менее. Здесь, по Н.Б.Вассоевичу (1928-1933), верхнеюрские породы выделены под названием свиты енисели, согласно залегающей на среднеюрской свите болия. Енисельская свита представлена плотными псевдооолитовыми, оскольчатými и песчанистыми известняками мощностью 350 м. Она относится Н.Б.Вассоевичем к мелу (аналог свиты ципори). В.И.Славин и В.М.Пац датируют эту свиту верхней юрой. П.И.Авалишвили во флишевой серии верхней юры выделяет нижнюю - песчано-сланцевую (аналог свиты бахани) и верхнюю - карбонатную (аналог свиты ципори) части. Общая их мощность 800-1000 м; они смяты в складки и опрокинуты на юг. С верхней свитой на западе увязывается свита енисели.

Верхнеюрские образования на территории Азербайджана узкой полосой протягиваются вдоль южного склона Главного Кавказского хребта. Нормальные разрезы осадков верхней юры начинаются отложениями свиты кремнистых пород кимериджа. Они обнажаются у впадения р.Амачай в р.Курмухчай, ниже с.Илису. В Закавказье-Кахском районе аналогичные породы занимают верхнюю часть свиты глинистых сланцев.

Литологически свита представлена тонким чередованием зеленоватых, частично кремнистых, глинистых слан-

дев с косослоистыми песчаниками; глины в противоположность песчаникам большей частью некарбонатные. Местами песчаники и пелитоморфные известняки окремнены. Встречаются также конгломераты, гальки которых состоят из пород лузитана, доггера и лейаса. Мощность свиты 200 м. На ней без признаков видимого углового несогласия залегают образования титона. В последнем выделяются две свиты, известные здесь под названием илисуйской и кызылказминской фаций (свит). Первая представлена чередованием пестроокрашенных прослоев известковистых и известковистых сланцев, кремнистых песчаников и известняков мощностью 200–220 м (у г. Кумбат, в районе с. Кас и др.).

Кызылказминская свита одними исследователями рассматривается как самостоятельный стратиграфический горизонт, а другими – как фация илисуйской свиты. Представлена она известковистыми песчаниками и конгломератами и связана с нижележащей свитой постепенным переходом (Гора Кумбат). Мощность свиты около 100 м.

Выше несогласно залегают флишевые отложения валанжина, представленные чередованием известковистых песчаников и песчаных известняков, реже известняков и мергелей (бабадагская свита), охарактеризованных фаунистически. Западнее р. Кишчай бабадагская свита постепенно замещается крупнообломочными известняками, выделенными в самостоятельную дюзсыртовскую свиту, являющуюся западной фацией низов осадков валанжина. Мощность свиты местами достигает 1500–2000 м.

Отложения готеривского и барремского ярусов представлены образованиями известково-сланцевого флиша. Они пользуются большим распространением в Закатала-Ковдагском синклинии, где выполняют его осевой прогиб и резко отличаются от мергельной бабадагской свиты терригенным характером. Главной составной частью известково-сланцевого флиша являются глинистые сланцы, переслаивающиеся с маломощными прослоями алевролитов; реже наблюдаются прослойки рассланцованного пелитоморфного известняка. Общая мощность флиша 510 м, по аналогии с поро-

дами Юго-Восточного Кавказа его датируют готерив-барремом. Отложения апта и альба на южном склоне к западу от Вандам-чая отсутствуют.

Вулканогенные образования послепалеогенового времени, широко развитые в верховьях рек Арагви, Ксани, Большой Лиахви и Терека, перекрывают флишевые образования. Ими слагается обширное Кельское нагорье, казбекский вулканический массив и другие места. Ранее вулканогенные образования относились к четвертичному возрасту, но в дальнейшем, в районе сел. Казбеги и Кельского нагорья наряду с четвертичными были установлены лавы верхнеплиоценово-нижнеплейстоценового возраста (Схиртладзе, 1958). Вулканогенные образования верхнеплиоценово-нижнеплейстоценового возраста представлены дацитами и липарит-дацитами, а позднечетвертичные - андезитами, дацитами, гиперстеново-роговообманковыми трахитами и другими породами.

Тектонически Рачинско-Курмухчайский подрайон отличается одноярусным строением. Здесь развиты сильно сжатые, опрокинутые на юг изоклиналильные складки и многочисленные чешуйчатые надвиги, направленные с севера на юг. Все они имеют общекавказское простирание и большое линейное протяжение. Наибольшее количество складок выделяют в районе Военно-Грузинской дороги. В западном и восточном направлениях число их сокращается и лишь некоторые прослеживаются до верховьев р. Алазани. В восточной части к северо-востоку от Гор. Нухи структуры этого подрайона погружаются.

#### 4в. КАХЕТИНСКО-ДИБРАРСКИЙ ПОДРАЙОН

Данный подрайон расположен южнее вышеописанного и в ряде мест отделяется крупными разрывами. В пределах Грузии он начинается восточнее гор. Цхинвали, протягивается через Военно-Грузинскую дорогу, охватывает Цив-Гомборский хребет и погружается под покровными образованиями. В Азербайджане указанный подрайон выделя-

ется в северном борту Агричайской долины. Далее он прослеживается до побережья Каспийского моря, охватывая почти всю периклинальную юго-восточную часть Главного Кавказского хребта.

Кахетинско-Дибрарский подрайон является среднегорным с абсолютными отметками от 1500–2000 до 500 и менее метров. Характеризуется сглаженными формами рельефа, покрытыми лесом и мощными элювиально-делювиальными образованиями с частыми оползнями, что препятствует хорошей обнаженности местности. Местами на Южном склоне Главного Кавказского хребта наблюдаются глубокие ущелья рек с крутыми склонами в верховьях.

В юго-восточной части подрайона Главный Кавказский хребет понижается и разветвляется на ряд отрогов. Последние здесь большей частью совпадают с простиранием антиклинальных, а депрессии – синклинальных складок и окаймляются Прикаспийской низменностью.

Геологическое строение. В отличие от предыдущего в мел-палеогеновых осадках данного подрайона иногда выделяются мигрирующие горизонты с соответствующей фауной, позволяющей расчленить свиты на более дробные стратиграфические единицы. Кроме того, в осадках данного подрайона встречаются отдельные изолированные выходы лейасовых, байосских и эоценовых пород, представляющих тектонические клинья.

Небольшие выходы осадков верхнего лейаса наблюдаются в долинах рек Ксани и Арагви. Литологически они подразделяются на 2 части: нижнюю, сложенную глинистыми сланцами и тонкослойными аркозовыми песчаниками и верхнюю – толстослойными песчаниками с прослоями глинистых сланцев. Подошва свиты не вскрыта, видимая мощность ее 300–400 м. Выше она согласно, а местами несогласно, перекрывается порфиритовой свитой байоса, спорадические выходы которой наблюдаются по рр. Ксани, Черемис-хеви, Турдо и др. Байосские образования состоят из спилитов, их пирокластодитов, авгитлабрадорových порфиритов и туфопесчаников. В верхах свиты преобладают ар-

козовые песчаники и глинистые сланцы с фауной. Мощно-  
сть свиты выше 500 м. Некоторые исследователи считают,  
что порфиритовая свита представлена в виде глыб на Кахе-  
тинском хребте и является перемещенной в маастрихтское,  
а частично — в эоценовое время.

В Азербайджане среднеюрские вулканогенно-осадо-  
чные породы трансгрессивно (?) перекрываются известня-  
ками верхнего титона и валанжина (район Лагичских гор).  
Юго-восточнее гор.Нухи в прослоях обломочных и песчани-  
стых известняков наблюдаются гальки хлоритизированных  
порфиритов и их туфов. Последние в виде крупных включений  
установлены в глыбовых конгломератах титона, что указы-  
вает на ее размыв в титонское время. В междуречье Кюн-  
гютчая и Килчяя коренные выходы пород юрской вулканог-  
енной серии выступают в ядре антиклинали. Юго-восточнее  
Конагкенд среднеюрские образования выступают в виде не-  
больших выходов, сложенных в основном хиналугскими пес-  
чаниками байоса и листовато-сланцевой свитой бата. На них  
без видимого углового несогласия залегают верхнеюрские  
отложения.

Верхнеюрские образования в пределах Грузии, пред-  
ставленные рифовыми известняками с фауной верхнего окс-  
форда (лузитан-титона) в виде отдельных выходов глыбово-  
го характера, обнажаются в районах Орхеви (г.Сатибе и  
др.); Красных Колодцев и др. В Кахетии возраст этих по-  
род подтверждается фаунистически. В Азербайджане они из-  
вестны в Исмайловском районе у с.Талыстан, Зейзит, Кахи,  
гор.Нуха. Они приурочены к сводам антиклинальных струк-  
тур и представлены в виде тектонических клиньев. К юго-  
востоку от гор.Нухи верхнеюрские и нижневаланжинские из-  
вестняки и конгломераты представлены также в виде глыб.  
Возраст известняков определяется здесь верхний оксфорд-  
титоном по аналогии с таковыми Красных Колодцев. В се-  
веро-восточной части описываемого подрайона верхнеюрские  
образования расчленяют на оксфордский, лузитанский, киме-  
ридский и титонский ярусы. В отдельных местах предпо-  
лагают наличие отложений келловей. К нижней части вер-  
хнеюрских осадков условно относят серию в основном тер-  
ригенных, заметно карбонатных флишевых образований, за-  
легающих стратиграфически выше ленточно-сланцевой сви-

ты бата (кейванская свита по Н.Б.Вассоевичу и В.Е.Хаину).

В северной части данного подрайона (северный склон Главного Кавказского хребта) разрез мальма начинается осадками лузитана в фации зоогенных известняков. Они здесь образуют ряд обособленных выходов в полосе от с.Калей-Худат и Джек в верховьях р.Кудилчая, к югу от с.Дивичи до г.Бешбармак. У с.Чарах известняки лузитана несогласно налегают на ааленские глины. Однако лузитанский возраст доказан лишь для известняков утеса Бешбармак, но до сих пор не установлены лузитанские известняки в коренном залегании.

На лузитанские породы трансгрессивно залегает свита кремнистых пород кимериджа, развитых на обоих склонах Главного хребта в междуречье Вадамчая, Талачая, Карачая и др. Литологически данные осадки представлены чередованием кремнистых глинистых сланцев с косослоистыми песчаниками. Почти по всему разрезу имеются конгломераты, иногда мелкогалечные, из пород лузитана, доггера и лейаса. Здесь осадки представлены разнообразными фациями.

Судурская свита развита к северу от Шахдагского массива. Она обладает здесь небольшой мощностью и выражена пестроцветными песчано-глинистыми осадками мощностью 60 м. В основании разреза выступает гряда плотных известняков мощностью 8 м, а затем глинистые сланцы верхнего лейаса.

Шахдагская свита обнажается в массивах Шахдаг и Кызылкая. Здесь данные осадки представлены в фации зоогенных известняков и доломитов. Известняки представлены массивными, неслоистыми или грубозернистыми органогенными и доломитизированными разностями. Восточнее, по р.Чагаджукчай в осадках титона чередуются конгломераты, состоящие из красных известняков и плотных глин, алевролитов и песчаников мощностью 100 м.

Илисуйская свита выделена в междуречье Карачая и Кумчая под названием пачки пестроокрашенных глин и песчаников мощностью 60-200 м. На южном склоне Глав-

ного хребта на илисуйской свите залегают песчаники кызылказминской свиты (гора Кумбаш, р.Филифличай и др.). На северном склоне верхняя половина илисуйской свиты содержит большое количество прослоев темно-серых известковистых песчаников мощностью до 2 м, что придает ей характер переходный к кызылказминской. Однако к северо-востоку в Халтанском районе все осадки титона выражены фацией кызылказминской свиты, представленной грубо-терригенными образованиями.

Нижнемеловые осадки подразделяются на ярусы. Осадки валанжинского яруса несогласно залегают на юрских образованиях и начинаются конгломератами мощностью 40-200 м, переходящими в мощную толщу флишевых образований, состоящих из чередующихся обломочных известняков, известковистых песчаников, светлых мергелей и мергелистых глин (бабадагская свита). Общая ее мощность 1000-1200 м, возраст установлен фаунистически (Мирчинк, 1952). В Прикаспийском районе в данной свите развиты мощные глыбовые конгломераты, состоящие из больших полуокатанных глыб верхнеюрских известняков дибрарского типа. К северо-западу (к Шахдагу) описываемые породы сменяются зоогенными известняками, нередко доломитизированными с прослоями брекчиевидных известняков.

Нижнемеловые отложения во флишевой фации района Военно-Грузинской дороги были описаны в предыдущем подрайоне. Они, как было отмечено выше, не содержат фауну и их валанжин-барремский возраст определяется по региональным соображениям. Здесь за барремскими отложениями (пасанаурская свита) следуют: 1) свита дгнали, сложенная глинистыми сланцами и аргиллитами с прослоями мергелей и песчаников апт-нижнего альба мощностью 500-600 и более метров, содержащая аптскую микрофауну и 2) свита павлеури, представленная пестрыми аргиллитами, чередующимися с прослоями мергелистых глин мощностью 150 м с фауной верхнего альба.

Аналогичные осадки обнажаются в Тианетском районе и на Кахетинском хребте, однако в последнем пре-

обладают песчанистые породы. Здесь флишевые отложения апт-альба известны под названием свит тетра-хеви и навтис-хеви. Первая имеет мощность 400-600 м и является аналогом свиты дгнали, а вторая мощность 150 м соответствует свите павлеури. Учитывая фациальную изменчивость отложений допускают, что стратиграфический объем свиты павлеури или навтисхеви не везде одинаков; устанавливается присутствие верхнего альба, но нижние горизонты свиты, по-видимому, относятся к среднему и, возможно, нижнему альбу.

В районе р.Ксани нижнемеловые образования представлены известковистыми песчаниками, толстослоистыми брекчиевидными известняками, мергелями, органогенно-оолитовыми известняками с гальками порфиритов и гранитов. Фации эти являются переходными к платформенным. Во флишевых образованиях верхнего мела в данном подрайоне выделяются также отдельные свиты или горизонты:

- Свита укугмрти - нижний сеноман, сложенная полимиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов. Мощность свиты 150-180 м; в Кахетии она несогласно налегает на свиту тетра-хеви и на порфиритовую свиту байоса.

- Ананурский горизонт - верхний сеноман-нижний турон согласно следует за свитой укугмрти и слагается окремненными сланцами и песчаниками, силицитами и окремненными известняками мощностью до 100 м.

- Свита маргалитис-кдде или красных известняков верхнего турона. Она представлена красными, розовыми и белыми известняками с прослоями мергелей с линзами кремня. В Кахетинской подзоне часто содержатся туфопесчаники с гранитной галькой и туфобрекчии.

- Свита литографских известняков или эшмакис-хеви коньяк-нижнего сантона. Местами (бассейн р.Иори) в толще наблюдается примесь аркозово-грауваккового материала. Мощность свиты 200-400 м.

- Свита джорчи зернистых известняков верхнего сантона-нижнего кампана. Она представлена ритмичным че-

редованием зернистых, песчаных и органогенно-обломочных известняков и зеленых и красных мергелей. Мощность свиты 30-100 м; на Цив-Гомборском хребте (в синклинали Дарадави), по данным А.Л.Цагарели, она несогласно лежит на свите укугмарти.

- Сабуинская свита верхнего кампана-маастрихта. Она представлена ритмичным чередованием пелитоморфных или песчаных известняков, оскольчатых мергелей и сланцеватых глин (типичный карбонатный флиш). Мощность свиты 50-200 м.

В западной части Кахетинского хребта сабуинская свита замещается своеобразной толщей карбонатного флиша, выделенной под названием мекведурской свиты. Она представлена более тонкослоистыми известняками с мощными прослоями песчаных известняков. Мощность свиты 100 м.

- Квиретская (босельтская) свита маастрихт-дата трансгрессивно или согласно следует за мекведурской свитой и представлена чередованием мергелистых, кремнистых аргиллитов, мергелей, песчаных известняков и известковистых песчаников, переходящих в мелкогалечные конгломераты. Мощность свиты 150 м.

- Шахветильская (надорбитоидная) свита дат-палеоцена представлена слабоизвестковистыми аргиллитами, спонголитовыми песчаниками и песчаниками (терригенный флиш) мощностью 100-400 м.

Все выделенные свиты охарактеризованы фауной.

В Тианетском районе за орбитоидной свитой согласно следуют известковистые конгломераты, органогенно-обломочные известняки и глыбовые конгломерато-брекчии, аналогичные по составу таковым орбитоидной свите мощностью 50-60 м.

В Азербайджане меловые образования начинаются осадками готеривского яруса. Они представлены мощной толщей глин, чередующихся с прослоями мергелей. В Дибрарском и Шахдагском районах они связаны постепенным переходом с нижележащей флишевой свитой валанжина.

В зоне Шахдага готерив представлен чередовани-

ем органогенных известняков, серых глин и глинистых песчаников с обильной фауной. Южнее готерив залегает трансгрессивно и несогласно на более древних отложениях вплоть до нижней юры. Мощность осадков колеблется от 450–500 м (р. Вельвелчай) до 100–150 м в зоне Шахдага.

Барремские образования выделяют совместно с нижним аптом. Они в Шахдагской зоне представлены переслаиванием известняков и песчаных глин, трансгрессивно залегающих на более древних осадках. На Юго-Восточном Кавказе данные образования представлены чередованием карбонатных песчаных глин и серых мергелей халчайской свиты, согласно залегающей на осадках готерива.

Отложения верхнего апта представлены чередованием известковистых глин и мергелей. Местами (с. Судур) встречаются известняки и аргиллиты, часто окрашенные окислами марганца в красноватый цвет; мощность их 90–180 м, местами (р. Гильгинчай) уменьшается до 10–25 м.

Альбские образования, выделенные под названием алтыгачской свиты (по Н. Б. Вассоевичу), представлены преимущественно глинами окрашенными окислами железа и марганца в красный цвет. Они на всем Юго-Восточном Кавказе залегают согласно на аптских осадках и только в районе Лагичских гор трансгрессивны. Фаунистически свиту подразделяют на 3 горизонта общей мощностью 60–80 м.

Осадки альба согласно сменяются глинами сеномана с прослоями мергелистых глин и песчаников. В верхней части свиты имеется горизонт с прослоями битуминозных сланцев и кремнистых мергелей, называемый зорат-ким; мощность осадков 250–400 м.

Осадки турона и коньяка известны под названием свиты кемчи; их обычно выделяют вместе. Они представлены ритмичным чередованием песчаных известняков и глин. Нижняя часть выражена мелкогалечными конгломератами и известняками. Верхняя часть свиты сложена мергелистыми глинами; общая мощность 200 м. В Прикаспийском районе и на северном склоне Главного Кавказского хребта данные осадки представлены конгломератами, местами мел-

когалечными и песчанистыми известняками. В Лагичских горах осадки турона представлены мергелями, мергелистыми сланцами с пропластками яшм и гиляби. На востоке здесь хорошо наблюдается присутствие туфогенных пород мощностью 40–50 м; последние сопоставляются с ананурским горизонтом Восточной Грузии. Выше залегают плотные известняки, переслаивающиеся с мергелями и глинистыми сланцами флишевого облика.

Осадки сантонского и низов кампанского ярусов согласно залегают на свите кемчи. Их выделяют под названием юнусдагской свиты; она делится на 4 пачки, представленные чередованием мергелей, глин и мелкогалечных конгломератов. Общая мощность 500–700 м.

Осадки верхнего кампана–маастрихта и датского яруса выделяют вместе. Они представлены свитой мергелистых глин, мергелей и песчаников флишевого типа. Их подразделяют на 2 свиты, нижнюю, мощностью 200–450 м и верхнюю, мощностью 500–600 м. В Прикаспийском районе в осадках возрастает роль известковистых песчаников и мелкогалечных конгломератов. В Шахдагской же зоне они представлены мергелями и известняками с фауной.

Западнее на Южном склоне Большого Кавказа выделяются свиты, большей частью сходные с таковыми Кахетинского хребта – верхний альб–сеноманские, верхний сеноман–нижнетуронские (аналоги ананурского горизонта), верхний турон–кампанские и маастрихтские свиты. Первая представлена вулканогенно–осадочными породами, местами полимиктовыми песчаниками с чередованием известняков и глинистых сланцев мощностью 300–350 м. Ананурский горизонт сложен аналогичными Кахетинским силицитам, кремнистыми туфопесчаниками, красными глинистыми сланцами, туффитами и туфобрекчиями мощностью 50–112 м.

Верхний турон–кампанские осадки здесь залегают в мульдах синклиналей над ананурским горизонтом. Их расчленяют на два отдела: 1) красноцветная свита песчанистых известняков и глин и 2) красноцветная свита пелитоморфных известняков и глин общей мощностью 368 м. Все они охарактеризованы фаунистически. Стратиграфически выше залега-

ют тонкослоистые пелитоморфные известняки с гнездами кальцита, известняковая брекчия, песчано-глинистые брекчии общей мощностью 60 м. Возраст этой свиты Э.Ш.Шахалибейти предположительно считает верхнесенонским (маастрихтским?).

Осадки палеогена-верхнего эоцена описываемой подзоны в пределах Грузии представлены в виде двух северной и южной полос и прослеживаются от р.Лиахви до Алазани. В северной полосе развиты в основном осадки палеоэоцена-среднего эоцена, известные под названием свиты кваквери, а в южной - главным образом средний и верхний эоцен. В последней имеются более грубозернистые, терригенные осадки эоцена, часты брекчии и конгломераты.

В северо-западной части Цив-Гомборского хребта и в восточной части Эрцо-Тианетского района свита кваквери представлена чередующимися светло-зелеными мергелями, глинами, аргиллитами, песчаниками, известняками. Нижняя часть свиты местами содержит прослой пестроцветных глин и вулканического пепла и постепенно переходит в нижележащие пестроцветные шахветильские слои. В Душетском районе аналогом шахветильской свиты считают надорбитоидные слои, залегающие на маастрихтских орбитоидных известняках и перекрывающиеся трансгрессивными осадками эоцена.

В районе сел. Тианети на орбитоидных слоях согласно залегают чистаант-карские слои обломочно-органические микроконгломератовые известняки, местами песчаные с фораминиферами. Выше залегают эоценовые образования. Последние представлены терригенными, частично вулканогенно-осадочными и карбонатными образованиями.

Ввиду фациальной изменчивости они в отдельных местах называются по разному. Осадки олигоцена-нижнего миоцена несогласно залегают на более древних образованиях и представлены глинисто-сланцевой, часто гипсоносной, фацией наподобие майкопской, известной под названием свиты кинта; мощность ее 200-270 м.

В Азербайджане палеогеновые образования поль-

зуются довольно большим распространением и представлены всеми отделами. Осадки палеоцена выделяют под названием сумгаитской свиты мощностью до 100 м. В описываемом подрайоне ее подразделяют на 2 части. Верхняя представлена красными плотными глинами с прослоями косослоистых песчаников, а нижняя – мергелистыми глинами и песчаниками.

Отложения эоцена (коунская свита) делят на три отдела. Нижний коун представлен мергелями и мергелистыми глинами мощностью 50 м, средний – битуминозными сланцами, а верхний – плотными среднезернистыми песчаниками и мергелями. Выше залегают осадки олигоцена и миоценона, однако они развиты к югу от данного подрайона.

Тектонически данный подрайон представляет периферическую южную, прилегающую к Закавказскому среднему массиву часть геосинклинали Южного склона Большого Кавказа и восточную часть погружения последнего. Описываемая территория в течение длительного геологического развития подвергалась частым колебательным движениям. Здесь образовались многочисленные складки разных структурных ярусов и разрывы. В основном выделяются юрский, нижний мел-кампанский, маастрихт-среднеэоценовый, верхнеэоценовый и олигоцен-нижнемиоценовый структурные ярусы.

Общее простирание структур в отмеченных ярусах, литологические особенности свит, проявления интенсивных постмиоценовых фаз тектогенеза (складки стали более сжатыми и образовались чешуйчатые надвиги) не позволяют четко различить здесь отдельные структурные ярусы, среди которых все же выделяется олигоцен-нижнемиоценовый структурный ярус, несогласно наложенный на более древние структуры.

В общем в данном подрайоне (как и в предыдущем) развиты линейные складки общекавказского простирания, опрокинутые на юг. На Кахетинском же хребте, изоклиналильные складки опрокинуты как на юг, так и на север – в сторону Алазанской депрессии, приобретая веерообразное строение.

Некоторые исследователи (Н.Б.Вассоевич и др.) в данном подрайоне выделяют тектонические покровы (аллохтонные), перемещенные на большое расстояние. Самый крупный Чинчвелтский покров лежит в западной части Цив-Гомборского хребта на складках Чиаурской и Кахетинской подзон и сложен верхнемеловым флишем. Понтианский покров отмечен на левобережье р.Иори, где он перекрывает Кахетинскую подзону и сложен палеогеновыми и верхнемеловыми породами более северных фаций, а Алисигорский - Тианетско-Садзегурскую подзону, к западу от с.Тианети. Аргунский покров выделен на правобережье р. Арагви. Почти подобная схема с некоторыми уточнениями дается П.Д. Гамкрелидзе. Покровы выделяются также на территории Азербайджана.

В настоящее время имеется ряд факторов, противоречащих идее их аллохтонного происхождения. По наблюдениям некоторых исследователей здесь имеют место большие оползневые явления - гравитационное перемещение крупных горных масс по крутым склонам на глинисто-песчаном основании, перекрывая различные образования, в том числе и моложе перекрывающих их пород (В.Я.Эдилашвили). А наличие крупных надвигов с горизонтальным (или субгоризонтальным) перемещением масс допускается лишь в краевых частях депрессий (Алазанско-Агричайская и др.).

В восточной части погружения подрайона Главного Кавказского хребта наблюдается ряд синклиналильных прогибов, разделенных пологими антиклинальными перегибами; характерны сильно вытянутые пологие брахисинклинали. Ведущую роль здесь играют карбонатно-флишевые образования с участием в их составе известняков, свиты верхнего турона-коньяка (кемчи) и верхнего сенона (агбурунской). Антиклинальные складки длинные, узкие, сложены в ядрах глинистыми толщами нижнего мела. Наблюдается пологое погружение шарниров складок к востоку-юго-востоку. Антиклинали северного склона осложнены нередко на крыльях разломами, плоскости которых падают круто на север, движение масс происходит с севера на юг. На южном склоне

складки более сжатые, а южнее Шемахи их характер резко меняется. Широкие и плоские синклинали, выполненные плиоценовыми отложениями, разделяются узкими антиклиналями, сложенными палеогеновыми осадками.

На описанные выше складки наложены складки верхнеплиоценового структурного яруса. Они пологие, но иногда имеют крутые, местами вертикальные крылья (склоны Цив-Гомборского хребта).

**Полезные ископаемые.** В описанных подрайонах (4<sup>б</sup>, 4<sup>в</sup>), как и в подрайоне 4<sup>а</sup>, металлические месторождения и проявления значительных размеров не известны.

В Рачинско-Курмухчайском подрайоне известно Лухумское мышьяковое промышленное месторождение и ряд проявлений. Местами в Верхней Раче имеются проявления в известняках и сланцах пьезосырья, приуроченного к разрывам. В районе Цедиси в Юго-Осетии имеются проявления железомарганцевых руд гидротермального типа. Они приурочены к определенному стратиграфическому горизонту верхнеюрских осадков и имеют пластообразную форму залегания. Руды с промышленным содержанием железа и марганца пользуются весьма локальным распространением; кроме того, они залегают в сложных тектонических условиях и признаны неперспективными.

Из нерудных ископаемых в описанных подрайонах Грузии и Азербайджана заслуживают большого интереса известняки, мергели (цемент-сырье), мрамора, песчаники, туфы и др. Они приурочены к различным стратиграфическим горизонтам, имеют значительное распространение и их запасы могут быть выявлены практически в неисчерпаемом количестве.

В описываемых подрайонах большие перспективы имеют проявления нефти и газа, а также минеральные источники. Нефтегазопоявления известны в ряде мест Юго-Осетии, в Тианетском районе, Карталинии, Кахетии, в Дибаре, Прикаспии. Они, вероятно, связаны с трещиноватыми известняково-мергелистыми породами, перекрытыми

газонепроницаемыми глинисто-сланцевыми образованиями. Из минеральных источников, связанных с тектоническими нарушениями, достаточно отметить общеизвестные курорты Мацеста, район Сочи (уже упомянутые при описании Туапсинского подрайона), Уцера по ущелью р. Риони в Грузии, а также ряд крупных проявлений минеральных вод по ущелью р. Тресо в Казбекском районе, на северном борте Алазанской и Агрчайской депрессии Грузии и Азербайджана и других местах. На их базе, в условиях живописной природы, иногда с высокогорным климатом, могут быть созданы курорты всесоюзного значения.

Основные задачи и требования к геологическим картам. К крупномасштабным геологическим картам следует предъявлять следующие требования. В Рачинско-Курмухчайской подзоне, которая является высокогорной, труднопроходимой, со скудными фаунистическими данными, биостратиграфически верхнеюрские и меловые образования могут быть подразделены на келловей-оксфорд, титон-валанжин и готерив-баррем, но в отдельных местах следует выделять и кимеридж. Наряду с этим необходимо подразделить их по литологическим признакам на отдельные комплексы с широким применением ритмограмм; максимальная мощность каждого комплекса не должна превышать 500 м.

В Кахетинско-Дибрарской зоне в пределах Грузии (при соответствующей унификации легенды) может быть осуществлено более дробное стратиграфическое подразделение в связи с наличием фауны и маркирующих горизонтов. Здесь следует выделить осадки средней и верхней юры, апта, альба, верхнего альба, нижнего сеномана, верхнего сеномана-нижнего турона, верхнего турона, коньяк-нижнего сантона, верхнего сантона-нижнего кампана, верхнего кампана-нижнего маастрихта, верхнего маастрихта, маастрихтата, дат-палеоцена, нижнего-среднего эоцена, верхнего эоцена, олигоцена и нижнего миоцена.

В Азербайджане должны быть выделены келловейский, нижнеоксфордский, верхнеоксфордский

ский (лузитанский), кимериджский, титонский, валанжинский, готеривский, баррем-нижнеаптский, верхнеаптский, альбский, сеноманский, турон-коньякский, сантон-нижнекампанский, верхний кампан-маастрихтский, датский, палеоценовый, эоценовый, олигоценый и нижнемиоценовый свиты.

Для осуществления подразделения свит к каждому подрайону следует подойти индивидуально.

В Рачинско-Курмухчайском подрайоне, где развиты более устойчивые образования и имеется относительно хорошая обнаженность, следует осуществить составление поперечных послойных разрезов на расстоянии не более 1 км друг от друга, с применением горных выработок.

В Кахетинско-Дибрарском подрайоне проведение наблюдений затрудняется в связи с развитием здесь мощных четвертичных образований, лесного покрова и оползней (древних, возможно доакчагыльских, и современных) перекрывающих сложные тектонические структуры. По указанным причинам аэрофотоснимки здесь могут дать большой эффект при выделении оползней и разрывов не совпадающих с напластованием свит. Для подразделения однородных свит и выделения разрывов вдоль напластования пород применение данного метода съемки окажется малоэффективным.

Подразделение отложений на свиты путем проведения маршрутов с применением горных выработок также не может обеспечить составление крупномасштабных карт ввиду развития на больших площадях оползней, обладающих большими мощностями. В связи с этим, основным методом крупномасштабной геологической съемки в Кахетинско-Дибрарской зоне следует признать механическое бурение в сочетании с горными выработками, детальными литолого-микропалеонтологическими исследованиями и составлением ритмограмм. Последние дадут возможность установить последовательность осадконакопления в изоклинальных структурах. Кроме того, здесь крайне необходима унификация легенды, пригодной для крупномасштабной геологической съемки. Учитывая степень обнаженности подрайона и сложные условия геологического строения, густота сети заложения.

скважин не должна превышать 200 м при глубине каждой скважины 100–300 м, а в единичных случаях и более (500–600 м). В противном случае сохранятся разногласия по ряду вопросов стратиграфии и тектоники, качество карт будет низким и они останутся не эффективными при решении ряда практических задач.

В крайней восточной части данного подрайона (площади Дибрара) условия дешифрирования аэрофотоснимков и расчленения свит на **дробные** единицы более благоприятные. Поэтому при проведении крупномасштабной съемки понадобится меньший объем горных и буровых работ. В целях выделения перспективных нефтегазоносных площадей, особенно в Кахетинско-Дибрарском подрайоне, необходима постановка геофизических исследований с более густой сетью, соответствующей детальным картам (1:10.000 и др.).

Для Рачинско-Курмухчайского подрайона со сложным рельефом, редкой сетью шоссеиных и грунтовых дорог, проведение некоторых видов геофизических исследований, предусмотренных инструкцией для крупномасштабной съемки, не может быть осуществлено в полном объеме.

#### 5. РАЙОН ДЗИРУЛЬСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ЮЖНЫХ ПРЕДГОРИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА МЕЖДУ рр.МЗЫМТА И ДЗИРУЛА

Данный район характеризуется сложным геологическим и многоярусным тектоническим строением, а также развитием различных полезных ископаемых, имеющих часто промышленное значение. Все это обусловило выделить данную область в самостоятельный район. Он характеризуется развитием различных типов рельефа. В северной, примыкающей к сланцевой толще полосе, где обнажаются устойчивые породы порфиритовой свиты, развит эрозионный сильно расчлененный рельеф. Здесь обособляются хребты с массивными скалистыми гребнями, отдельные массивы и нагорья, переходящие в крутые отроги с пологими водоразделами. Абсолютные отметки высот 1500–3500 м; интенсивное физиче-

ское выветривание создают глыбовые осыпи у подножий склонов.

В полосе развития верхнеюрских и меловых известняков выделяются хребты со скалистыми, обрывистыми гребнями с зубчатыми вершинами (в Абхазии), долины часто имеют характер узких и ступенчатых каньонов. Сильно развит карст; абсолютные отметки 1500–1800 м.

Иной рельеф наблюдается в пределах полосы развития палеогеновых известняков от Абхазии до Рачи. Он представлен средне- и низкогорными хребтами (700–2000 м) и грядами, расчлененными каньонообразными глубокими ущельями с хорошо развитыми террасами. Возвышенности сильно закарстованы. В бассейнах рр.Цхенис-Цкали, Риони и Квирила полоса указанного ландшафта расширяется, что обусловлено тектоническими факторами. Здесь появляются обширные, слабо расчлененные, сильно закарстованные плато, образование которых вызвано молодыми флексурными поднятиями (гора Асхи) или глыбовыми поднятиями (районы Никорцминда, Шкмери).

В Рачинско-Лечхумской синклинали, сложенной миоценовыми и олигоценными терригенными отложениями, развит ландшафт относительно невысоких холмов и гряд с пологими водоразделами и оползевыми формами на склонах. Подобный же ландшафт сохраняется восточнее, в полосе развития верхнеюрских отложений пестроцветной свиты. Абсолютные его отметки 600–1200 м. Южнее в Окрибе на субстрате осадков средней и верхней юры развит низкогорный (500–1000 м) эрозионный рельеф сглаженных хребтов, часто расчлененных У-образными узкими долинами (в порфиритах).

Район Дзирульского массива является значительно приподнятым (800–1500 м). Он расчленен реками Квирилой, Чхеримелой, Дзирулой и их притоками. В северо-западной его части (Чиатурский район) преобладает ландшафт широких, плоских и холмистых водоразделов. Водораздельные пространства между водосборными бассейнами Риони и Куры пологоволнистые, над ними в восточной части возвышается уцелевший от денудации Сурамский хребет.

Большая часть района покрыта лесом; дешифрируемость, обнаженность и проходимость средняя и хорошая. В целом он является благоприятным для геолого-съёмочных работ, за исключением высокогорных гребневых участков известняковых хребтов, характеризующихся довольно трудной доступностью.

**Геологическое строение.** Район сложен разновозрастными свитами от докембрия до современных включительно.

Докембрийские и палеозойские образования распространены в юго-западной его части — в пределах Дзирульского кристаллического массива. Из них к докембрию и нижнему палеозою относят кристаллические, сильно метаморфизованные сланцы, филлиты, мрамора и др., датированные фаунистически лишь в верхней части (нижний кембрий). В кристаллическом массиве встречаются многочисленные штокообразные тела серпентинитов. Они пересекаются каледонскими, герцинскими и среднеюрскими интрузивами гранитоидов, реже габброидов. Последовательность внедрения отдельных разновидностей интрузивов установлена по взаимоотношению между ними, а также с осадочными толщами и определения их абсолютного возраста. Вместе с тем, отдельные их фации остаются слабо изученными. На кристаллических породах Дзирульского массива во многих местах несогласно залегает кварцпорфировая туфогенная толща. Последнюю в северной части кристаллического массива (Чиа-турский район) синхронизируют с аналогичными породами Храмского кристаллического массива, которые по фауне и флоре датированы верхним палеозоем. В южной же части Дзирульского кристаллического массива толщу туфитов, согласно найденной в ней флоре, относят к нижнему лейасу. Местами в верхней части данных осадков в виде линз или пачек залегают темные филлитизированные сланцы. Мощности толщи определяют от 500–800 до 1500 м.

В Дзирульском массиве установлена среднелейасовая трансгрессия на более древних образованиях. На южной, юго-западной и северо-западной перифериях массива

средний лейас представлен конгломератами, песчаниками и красными известняками. На восточной и северо-восточной периферии — аргиллитами и глинистыми мергелями. Они содержат богатую среднелейасовую фауну; мощность осадков от 50 до 300 м.

Верхний лейас в пределах Дзирульского массива регрессивен, представлен в основном песчанистыми сланцами и песчаниками. На них трансгрессивно залегают вулканогенно-осадочные породы байоса, тогда как на северо-восточной периферии переход между ними согласный. Верхнелейасовые образования, известные в Раче под названием сорской свиты, пользуются широким развитием в северной части района, распространяясь непрерывно между рр. Гумиста (на западе) и Риони (на востоке). Они представлены свитой песчаников и сланцев, согласно залегающих на сланцах среднего лейаса. Выходы последних здесь имеются лишь в размытых сводах антиклиналей — Гумистинской и Кодорской. Выше данная свита согласно перекрывается среднеюрской порфиритовой свитой. При этом туфовый материал появляется в верхней части песчано-сланцевой свиты.

Сорская свита содержит фауну тоарского и ааленского ярусов. Последний некоторыми исследователями относится к верхнему лейасу, что не соответствует международной схеме стратиграфического подразделения. Мощность свиты определяется от 1000 до 1500 м. По мнению авторов, нижние горизонты сорской свиты недостаточно обоснованы фауной и могут содержать также осадки среднего лейаса. Верхняя же часть свиты, где отмечается присутствие туфогенного материала, а также нижняя часть порфиритовой свиты, могут быть отнесены к аалену.

Среднеюрские образования представлены байосским и батским ярусами. Первый выражен вулканогенной фацией (порфиритовая свита), а второй — пресноводными (свита листоватых сланцев) или континентально-лагунными (угленосная свита). Порфиритовая свита пользуется наибольшим распространением в районе. Она в одних местах

залегают трансгрессивно (Дзирульский массив, верхнее течение р.Кодори), а в других – согласно на отложениях верхнего лейаса. В сложении данной свиты принимают участие туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туффиты и спилиты, покровы лабрадоровых и кварцевых порфиритов. По простиранию они замещают друг друга и потому судить об закономерном их распределении не приходится, за исключением спилитов, приуроченных к низам свиты (Г.С.Дзоценидзе и др.).

В верхней части свиты в большинстве случаев массивные вулканогенные породы сменяются слоистыми (туфы, туфопесчаники включающие иногда линзы каменного угля). Порфиритовая свита местами фаунистически достаточно хорошо охарактеризована. Мощность ее в районе Дзирульского кристаллического массива не превышает 700–800 м, а к северу, в более лабильной зоне, превышает 2500 метров.

Нормально–морские батские отложения в данном районе известны лишь в среднем течении р.Бзыби, в районе ее правого притока р.Бетага. Здесь они согласно залегают на фаунистически датированных осадках верхнего байоса. Представлены зеленовато–серыми глинистопесчанистыми отложениями (с конкрециями), иногда с линзами конгломератов и угля. Содержат фауну батского яруса. Мощность свиты 120–150 м.

Лагунные и континентальные образования встречаются в батских депрессиях (Ткибули–Шаори, Гелати, Магана, Ткварчели, Бзыби). Всюду они согласно залегают на фаунистически доказанном горизонте верхнего байоса. В Окрибе (Ткибули, Шаори, Гелати) они представлены двумя свитами: листоватых сланцев и угленосной. Последняя, в свою очередь, подразделяется на нижние песчаники, угольный (продуктивный) горизонт и верхние песчаники. Мощность листоватых сланцев в Гелати и Ткибули около 150–200 м, а в районе Дзмуси не превышает 65 м. Максимальная мощность угленосной свиты в Ткибули: нижние песчаники – 350 м, угольная толща – до 100 м, а верхние песчаники – 50–60 м. Местами угольная толща отсутствует и угле-

носная свита представлена лишь песчаниками с линзами угля.

В районе Ткварчельского каменноугольного месторождения свита листоватых сланцев отсутствует и угленосная свита непосредственно залегает на туфогенных песчаниках верхнего байоса. Угленосную свиту в этом районе подразделяют на нижнюю песчанистую и верхнюю аргиллитовую. Пласты каменного угля приурочены к нижней части свиты. Мощность угленосной свиты 160–220 м, а в Магане – 40–90 м. В Бзыбском районе некоторыми исследователями угленосная свита подразделяется на две части: нижнюю аргиллитовую с пластами угля и углистого сланца общей мощностью 4,5 м и верхнюю – песчанистую с линзами угля мощностью до 35 м. Некоторые исследователи к батской угленосной свите относят лишь нижнюю, а верхнюю считают низами осадков верхней юры (В.Я.Эдипашвили).

В свите листоватых сланцев содержится лишь пресноводная фауна не пригодная для датировки. Поэтому данную свиту, а также угленосную, датируют батом лишь по стратиграфическому положению в разрезе по согласному залеганию на датированных осадках верхнего байоса и перекрыванию верхнеюрскими осадками. Последние представлены в двух фациях: эпиконтинентально-морской и лагунно-континентальной. Они залегают трансгрессивно на более древних образованиях, но в локальных местах, где подстилаются морскими батскими отложениями (среднее течение р.Бзыби), наблюдается согласный разрез.

Эпиконтинентально-морская толща развита в Западной Абхазии и Раче. Ее нижняя часть сложена в основном терригенными (келловей-оксфорд), а верхняя – карбонатными, частично терригенными регрессивными пестроцветными (кимеридж, местами титон) образованиями. Они содержат богатую фауну и подразделяются на ярусы, подъярусы, иногда в нижней части толщи выделяются и зоны.

Общая мощность осадков келловей-кимериджа до 200 м, а верхнего оксфорда – титона – 150–200 м. Местами в Абхазии по рр.Мзымта, Псоу и Гега нижние горизон-

ты осадков верхней юры отсутствуют и верхнеоксфордские массивные, местами брекчиевидные и рифовые известняки через базальные конгломераты залегают на порфиритовой свите байоса.

Лагунно-континентальные образования верхней юры имеют более широкое распространение, чем эпиконтинентально-морские. Представлены пестроцветными гипсоносными песчаниками и глинами, в которых иногда большую роль играют продукты эффузивного магматизма (Гелати, Кутаиси). Максимальной мощностью (600-900 м) свита обладает в древних депрессиях, а за их пределами уменьшается до нескольких метров. Свита не содержит фауны, в связи с чем о возрасте ее существуют различные мнения. Некоторые относят свиту к кимериджу, допуская, что ее верхи захватывают и часть титона (Джанелидзе, Кахадзе), а другие предполагают, что свита отлагалась в течение всего мальма (Эдилашвили, Леквинадзе, Химшиашвили и др.). Пестроцветную свиту подразделяют на две части (Эдилашвили): нижнюю келловей-кимериджскую и верхнюю - титонскую, трансгрессивно залегающую на нижней и согласно переходящую в осадки нижнего мела.

Меловые образования на территории Грузии местами согласно, а местами трансгрессивно залегают на различных ярусах юры. Некоторые исследователи эту трансгрессию рассматривают как самостоятельную, а некоторые - как развитие титонской трансгрессии, что нам кажется более правильным.

Меловые отложения представлены нормально-морскими фациями и подразделяются на три серии: нижнюю - карбонатную, частично терригенную (валанжин-апт), среднюю - терригенную (альб-сеноман) и верхнюю карбонатную (турон-датский). Местами довольно значительную роль играет вулканогенная фация.

Валанжинские и готеривские образования расчленяются трудно и их выделяют вместе. Они представлены мелководными карбонатными осадками, а местами в основании валанжина выделяются пачки терригенных осадков. Общая

мощность отложений 100–120 м.

Осадки барремского яруса представлены различными фациями. В Западной Абхазии и на северном крыле Рачинско–Лечхумской синклинали распространены пелитоморфные известняки аммонитовой фации. В Центральной и Восточной Абхазии, Мегрелии и на южном крыле Рачинско–Лечхумской синклинали преобладают массивные известняки ургонской фации с рудистами и известняками смешанной фации, где наряду с рудистами встречаются и аммониты. Известняки аммонитовой и ургонской фации баррема подразделяются на два литологических горизонта. Общая мощность баррема в среднем 300–400 м, местами она резко уменьшается до 50–60 м, тогда как в Шаори превышает 700 м.

Апт данного района в пределах Грузии представлен одной и той же известняково–мергелистой фацией с богатой фауной, позволяющей выделить отдельные зоны. Мощность от 10 до 50 м.

Альбский ярус представлен несколькими фациями. Наиболее широко распространена мергелистая фация, а местами встречаются глинисто–глауконитовые, иногда туфогенные, песчаные и глинистые фации. Свита хорошо охарактеризована фауной, что дает возможность выделить иногда и зоны. Мощность ее 40–65 м.

Сеноманские образования иногда являются трансгрессивными, а местами согласно следуют за осадками альба. Они характеризуются фациальной изменчивостью представлены мергелями, глауконитовыми или туфогенными песчаниками, мергелистыми известняками и туффитами. Общая их мощность 40–60 м.

Осадки туронского и коньякского ярусов представлены довольно однообразной фацией слоистых, плотных, белых, розовых или красных известняков с красными стяжениями кремния; они хорошо охарактеризованы фауной. Местами этим возрастом датируются вулканогенные отложения (район Шкмери, Кутаиси, Цхакая и др.). Мощность турон–коньякских осадков от 70 до 200 м.

Сантон-маастрихтские отложения представлены пелитоморфными криптозернистыми, часто литографского типа известняками с серыми кремнями. Осадки эти содержат богатую фауну. Нижние горизонты часто (местами до маастрихта) представлены вулканогенными породами мощностью 100–200 м, а в Мегрелии их мощность увеличивается до 300–400 м. Датские осадки представлены известняковой и мергелистой фациями. Охарактеризованы морскими ежами и устрицами. Мощность их 100–120 м, а местами (р.Цхенискали) увеличивается до 200 м.

Палеогеновые образования согласно сменяют отложения датского яруса и представлены всеми тремя отделами – палеоценом, эоценом, и олигоценом. В палеоцене и эоцене развиты преимущественно карбонатные осадки, а в олигоцене – кремнистые и песчано-глинистые. Осадки палеоцена сложены плотными, местами кристаллическими известняками, и выше согласно переходят в отложения нижнего эоцена. Но в ряде мест (с.Чквиши в Лечхуми, на южном крыле Эксской антиклинали в Мегрелии) над верхним палеоценом имеется перерыв и верхнепалеоценовые образования трансгрессивно залегают на более низких горизонтах палеоцена, вплоть до нижних ярусов верхнего мела. На участках развития полного разреза (Мурис Клдекари в Лечхуми) в палеоцене выделяют три фаунистических горизонта (снизу вверх): микрофораминиферовый, пелелиподовый и ехинокорисовый, в других местах нижние горизонты отсутствуют ввиду трансгрессивного залегания верхнего палеоцена. Мощность осадков палеоцена 50–100 м.

Осадки нижнего эоцена представлены аналогичными верхнему палеоцену слоистыми известняками и выделяются совместно с ними. Имеют незначительную мощность – 10–15 м.

Среднеэоценовые отложения обладают более широким развитием, чем осадки палеоцена и нижнего эоцена. Они представлены известняками, мергелями, карбонатными песчаниками и местами трансгрессивно залегают на более древних осадках. По мнению некоторых исследователей, сред-

неэоценовая трансгрессия знаменует нарастание палеоэоценовой. Осадки среднего эоцена содержат богатую фауну фораминифер. Их мощность достигает 150 м.

Верхнеэоценовые отложения, представленные мергелями, песчанистыми известняками, в Лечхуми (в Сарцкельском разрезе) подразделяются на три горизонта: лиролеписовые мергели, фораминиферовые мергели, известняки горизонта агви. К югу от Лечхуми в Чхари-Аджаметском районе мергели обогащаются терригенным материалом и перекрываются осадками олигоцена. В некоторых местах верхние горизонты верхнего эоцена залегают трансгрессивно и согласно сменяются олигоценовыми образованиями. Мощность осадков верхнего эоцена 50-60 м, местами (р. Псоу, в Абхазии) достигает 400 м.

Олигоценовые и нижнемиоценовые образования представлены преимущественно глинами и песчаниками майкопской фации, трансгрессивно залегающими на более древних образованиях. Их мощность в Раче (с. Квемо Бари) достигает 500 м. К востоку от последней (полоса сс. Чибреви-Баджихеви) мощность свиты сокращается до 300-200 м. Здесь в низах свиты выделяются песчаники, часто с крабами, мощностью 20-70 м. Последние относят к нижнему олигоцену.

Южнее в районах Чиатура, Чхари и Аджамети нижняя часть олигоценовых образований представлена силицитами (опоки, спонголиты и др.) с пластами и линзами марганца мощностью 20-40 м. Выше залегают песчаники и глины майкопской фации мощностью 30-40 м. Свиту на основании микрофауны и остатков рыб датируют олигоценом и нижним миоценом. Указанные образования местами согласно перекрываются карбонатными глинами тарханского горизонта (гельветский ярус), а местами - трансгрессивными образованиями чокрака.

Средний миоцен представлен в основном песчано-глинистыми и известковистыми образованиями. Их фауна стически подразделяют на чокракский, караганский и конкский горизонты, общей мощностью 150-200 м. Верхний

миоцен (сармат) представлен глинистыми песчаниками, иногда известняками мощностью до 300 м.

Нижне- и среднеюрские (байосские) образования как и в районе Дзирульского кристаллического массива прорваны батскими интрузивами преимущественно гранитоидного, реже габброидного состава (Келасурский, Зимский, Гумистинский, Чумкузбинский в Абхазии и др.). Во многих местах (главным образом в районе р. Риони) встречаются мелкие выходы гипабиссальных тел и эффузивов третичного возраста в виде тешенитов, эссекситов, мончикитов, порфиритов, базальтов, прорывающих осадки от средней юры до сармата.

Тектоника района довольно сложная, здесь намечаются различные структурные ярусы: доюрский, юрский, мел-нижнемиоценовый, средне-верхнемиоценовый. Местами они покрыты четвертичными образованиями.

Доюрский структурный ярус выделяется в районе Дзирульского массива. В связи с многократными фазами тектогенеза и сильного метаморфизма пород выделить складки определенного направления является чрезвычайно трудным. Здесь по расположению докембрийских и нижнепалеозойских пород среди древних интрузивов можно выделить лишь Молитскую и Квирильскую антиклинали субширотного простирания и расположенную между ними Гореша - Харагаульскую синклинали (Гамкрелидзе, 1949, 1967).

Юрский структурный ярус подразделяется на два подъяруса: нижне-среднеюрский и верхнеюрский. Последний более отчетливо выражен в Абхазии и Раче - в местах развития морских верхнеюрских образований. В нижне-среднеюрском подъярусе известны довольно многочисленные складки. Они имеют субширотное простирание с наклоном крыльев  $30-45^\circ$ , но местами более крутым (район с. Твиши по р. Риони, в бассейнах рр. Цхенискалаи, Гализга и др.). Складки эти погружаются под верхнеюрские и меловые отложения.

В мел-нижнемиоценовом структурном ярусе иногда наблюдается олигоцен-нижнемиоценовый подъярус. Име-

ется несоответствие в простираниях осевых линий складок данного и юрского ярусов. Здесь самыми крупными являются Сацаликская антиклиналь и Рачинско-Лечхумская синклиналь на востоке и Бзыбская антиклиналь на западе. Первая имеет дугообразное очертание; ее вогнутая сторона обращена на юго-запад. При этом юрские образования Окрибы, по А.И.Джанелидзе, являются размытым сводом указанной антиклинали. Она на востоке заканчивается южнее района с.Шкмери. В связи с тем, что Сацаликская антиклиналь является крупной структурой, осложненной мелкими складками разного простирания, некоторые исследователи ее называют возвышенностью.

Рачинско-Лечхумская синклиналь является наложенной структурой на нижне-среднеюрский структурный ярус и на западе, по данным А.И.Джанелидзе (1940), обрывается в долине р.Джоноула. Но, по мнению других исследователей, она через узкую, изоклинальную синклиналь (Лаши-скельская) продолжается на юго-запад и сливается с Мегрельской синклиналью. Синклиналь осложнена более мелкими складками и разрывами. Она имеет асимметричное строение: северное ее крыло обладает крутыми углами наклона вплоть до опрокидывания на юг, а южное — относительно пологое и также осложнено мелкими складками.

К западу от Лашискельской синклинали (бассейн р.Техури) до р.Кодори слои данного структурного яруса обладают моноклинальным падением на юг под углом  $35-45^\circ$ , местами (р.Гализга) —  $80-90^\circ$ . Далее по р.Кодори выделяются складки субширотного простирания. Характеризуются большей частью асимметричным строением с тенденцией опрокидывания на север; они осложнены разрывами взбросового типа. Из них наиболее крупная Бзыбская антиклиналь сложена меловыми и верхнеюрскими карбонатными отложениями, а в русле нижнего течения р.Бзыби ее свод размыт до среднеюрских образований, где расположено Бзыбское каменноугольное месторождение. В данном районе имеется много разрывов взбросового и сбросового типа, в том числе глубинных. Иногда встречаются надвиги как кавказско-

го, так и антикавказского направления.

**Полезные ископаемые.** Описываемый район богат различными полезными ископаемыми, многие из которых представляют промышленный интерес.

На Дзирульском кристаллическом массиве с зонами контакта серпентинитов с более молодыми розовыми гранитоидами связаны залежи талька. К измененным серпентинитам приурочены проявления силикатного никеля. В гранитоидах кристаллического массива известны многочисленные (около 500) пегматитовые жилы мощностью до 25 м. Полевой шпат и кварц из пегматитов могут быть использованы в керамической промышленности. Пегматиты содержат также мусковит, гранат, бериллий и другие редкие элементы.

С кислыми туфогенными континентальными образованиями нижнего лейаса связаны залежи огнеупорных глин значительного масштаба (Шрошинское месторождение), а в осадках среднего лейаса известны красные известняки, используемые в качестве декоративного материала.

К вулканогенно-осадочным образованиям байоса и карбонатным породам верхней юры и мела приурочены многочисленные жилы барита, свинца и цинка. Промышленный масштаб имеют жильные месторождения барита в порфиритовой свите, развитые во многих местах бассейна р. Риони (Жонети, Меквена), а также полиметаллические в районе с. Квайса (Юго-Осетия). В гранитоидах Келасурского массива залегают проявления редких металлов, свинца и цинка (Амтхельское, Лахтинское). В некоторых местах (рр. Псоу, Бзыби и др.) в порфиритовой свите байоса установлены проявления ртути.

Большое промышленное значение имеют каменноугольные месторождения, расположенные в осадках батского возраста (Ткибули-Шаори, Гелати, Магана, Ткварчели, Бзыби). Из них в настоящее время отрабатываются Ткибули-Шаорское и Ткварчельское. Пласты угля часто погребены под верхнеюрскими и меловыми образованиями, но они вскрываются неглубокими шахтами и горизонтальными выработками. Перспективы Бзыбского и Маганского месторо-

ждений коксующихся углей, пока не совсем ясны; их исследованию препятствует трудная доступность участков, намеченных для заложения глубоких скважин (1500–2000 м) и отсутствие технической воды.

К батским угленосным отложениям в районах Гелати–Кутаиси приурочены анальцимовые породы с содержанием анальцима 50–90%, местами встречаются прослойки, состоящие из чистого анальцима. В батских листоватых сланцах Гелатского района известны также слои каолиновых глин и горючих сланцев.

С верхнеюрскими и нижнемеловыми известняками в районе горы Апшра связаны метасоматические месторождения барита, а также стратиформные проявления свинцово-цинкового оруденения (Дзишра, Брдзышха).

В верхнеюрской лагунно–континентальной пестроцветной свите часто залегают пласты и пачки алебастра и гипса. Наиболее значительные среди них расположены в районах сс.Худони и Мухли, где мощность полезных ископаемых достигает 30–40 и более метров. Меловые карбонатные отложения часто пригодны в качестве флюсового материала для металлургической промышленности, а также для производства извести, цемента, облицовочных материалов, буттового камня, мраморной крошки. Запасы их в Грузии неограничены. Нижнемеловой горизонт доломитов представляет сырье для получения металлического магния, а базальная формация мела Кутаиси–Ткибульского района, представленная кварцево–аркозовыми песчаниками является потенциальным источником сырья для стекольной промышленности.

В меловых отложениях Грузии (сеноман) приурочены залежи бентонитовых глин (месторождение Гумбри около г.Цхалтубо); аналогичные залежи, по-видимому, могут быть обнаружены и в других местах.

В глауконитовых песчаниках сеномана вулканогенно–осадочной толщи (Кутаиси, Годогани) и известняках палеоцена (Южная Рача), эоцена (Лечхуми, Мегрелия) и низах олигоцена встречаются проявления фосфоритов с содержанием пятиоксида фосфора до 6 и более процентов. Прове-

денными работами недостаточно выяснен характер фосфоритоносности и приуроченность фосфоритов к определенным горизонтам.

Марганцевые месторождения (Чиатурское, Шкмерское, Чхари-Аджаметское) приурочены к низам осадков олигоцена. Они в ряде мест перекрыты осадками среднего и верхнего миоцена. С марганцевыми рудами указанных месторождений ассоциируются мощные залежи силицитов (спонголиты, опоки с линзами халцедона), используемые при производстве ферросилиция. Месторождения кварцевых песков в районе Дзирульского массива, встречающиеся в основании осадков олигоцена и среднего миоцена (Кроли, Сачхере) являются перспективными, но мало изученными. В надрудном и рудном горизонтах Чиатурского месторождения в опоквидных породах обнаружены цеолиты (клиноптилолит) с содержанием 30-50%, а местами 60-70% (Г.Ю. Бутузова, Г.А. Мачабели, Д.В. Икошвили и др.).

Район перспективен и в отношении выявления минеральных, частично термальных, вод. К ним относятся Цхалтубские целебные воды, связанные с нижнемеловыми образованиями, Ткварчельские термы и воды типа нарзана района р. Бзыби, связанные с вулканогенно-осадочной толщей средней юры. Район может оказаться также перспективным на бокситы. В этом отношении заслуживает внимания:

а) древняя кора выветривания интрузивных пород Дзирульского кристаллического массива, прикрытая верхнепалеозойскими и нижнелейасовыми континентальными эффузивами; низы осадков среднего лейаса и байоса, несогласно залегающие на коре выветривания указанных эффузивных образований и интрузивных пород основного состава; б) верхи отложений верхнего байоса и батские песчано-глинистые образования в местах, где существовали гумидные условия осадконакопления и имела карбонатная среда; в) несогласно залегающие свиты келловей-кимериджа и титон-неокома, образованные за счет переотложенного материала байосской порфиритовой свиты (кордильеры). Здесь в первую очередь заслуживает внимания древняя кора выветривания

полосы сс. Мухура-Хренти, а также переходная полоса между верхнеюрской лагунно-континентальными и эпиконтинентально-морскими отложениями, где существовала карбонатная среда осадконакопления, г) трансгрессивные осадки олигоцена, чокракского горизонта в местах их залегания на магматических породах основного состава.

Основные задачи и требования к геологическим картам. Как видно из вышеизложенного, размещение различных полезных ископаемых в данном районе контролируется стратиграфией и тектоникой в сочетании с литологией и проявлением различных фаз магматизма. В связи с этим, здесь необходимо более подробно биостратиграфически и литологически расчленить породы, детально подразделить магматические образования, а также выделить мелкие складчатые и разрывные формы дислокаций.

Кристаллическая формация Дзирульского массива может быть подразделена лишь на две части:

- а) сильно метаморфизованные кристаллические породы докембрия и
- б) филлиты с линзами и пачками мраморов нижнего кембрия.

Гранитоиды, прорывающие указанные метаморфизованные породы (каледонские и герцинские), а также среднеюрские интрузивы петрографически достаточно хорошо изучены. Но поскольку раньше при геологической съемке не применялись аэрофотометоды, то на геологических картах неточно нанесены интрузивы различных фаз магматизма. В связи с этим, необходимо выделить разновозрастные интрузивы, определить формы их залегания, доизучить взаимоотношения их с вмещающими породами, расчленить каждый интрузивный массив, выявить дериваты (пегматиты, аплиты и др.), проследить контактовые полосы как между различными фазами, так и с осадочными толщами, исследовать процессы ассимиляции и автометасоматоза, отобрать материал для выяснения глубины формирования интрузивов.

Особенно сложно подробно биостратиграфически расчленить вулканогенно-осадочные толщи нижней и средней юры и мела данного района. Это объясняется, помимо скудного содержания фауны и фациальной изменчивости пород,

главным образом слабым развитием слоистых свит, препятствующих выделению и прослеживанию складок, что в свою очередь не дает возможности составить точные поперечные разрезы. В связи с этим необходимо с помощью аэрофотоматериала выявить и проследить складки и нарушения в области развития вулканогенноосадочных толщ, а затем наметить места составления разрезов с целью прослеживания коррелятивных горизонтов. Одновременно следует изучить жерловые фации с целью выделения палеовулканов.

На крупномасштабных геологических картах (1:50 000) можно для каждого литолого-фациального комплекса пород принять следующие максимальные пределы мощностей: для "нижних туффитов" района Дзирульского кристаллического массива 200 м, байосской порфиритовой свиты - 500 м, верхнемеловой вулканогенно-осадочной свиты - 250 м. Разумеется, что это возможно осуществить лишь при наличии маркирующих горизонтов.

При изучении лейасовых нижних туффитов района р.Нарула следует учесть возможность присутствия здесь и более древних образований, аналогичных чиатурским и храмским. Кроме составления послойных разрезов, целесообразно тщательно изучить складчатые и разрывные формы тектоники с применением аэрофотоснимков.

Выделение средне- и верхнелейасовых толщ различных (песчано-известковой и песчано-сланцевой) фаций не представляется сложным, однако основной задачей крупномасштабной геологической съемки должно явиться подразделение мощных (1500 и более м) почти однообразных сланцево-песчанистых пород, отнесенных к сорской свите верхнего лейаса. Более дробное расчленение данной свиты следует осуществить по крайней мере на три части максимальной мощностью каждой не более 500 м. С этой целью понадобится провести маршруты для выделения складок, в том числе изоклищальных, и разрывов; затем составить поперечные разрезы в целях выделения коррелятивных горизонтов и провести геологическую съемку.

Нижнюю часть верхнеюрских образований эпиконтинентально-морской фации (келловей-оксфорд) необходимо подразделить на подъярусы, что легко осуществить ввиду обилия фауны. В верхней же ее части могут быть выделены

лишь ярусы. Подъярусное подразделение возможно и для осадков мела и миоцена, представленных в карбонатной и терригенной фациях, тогда как осадки палеогена могут быть подразделены лишь на отделы и подотделы.

В связи с тем, что с верхнебайос-батскими регрессивными образованиями связаны каменноугольные, а с олигоценовыми – марганцевые месторождения, необходимо местами изучить среднеюрский и меловой-палеоген-нижнемиоценовый структурные ярусы. На карте масштаба 1:50 000 среднеюрского структурного яруса должны быть показаны предполагаемые контуры батской угленосной свиты под отложениями верхней юры и мела с точностью, соответствующей масштабу карты 1:100 000 для Ткибули-Шаори и Гелати-Кутаисского районов и масштабу 1:200 000 – для районов Магана Ткварчели-Бзыби.

Необходимо составить геологическую карту для мел-палеогеннижнемиоценового структурного яруса Чиатурского района и Квирильской депрессии. По пробуренным здесь многочисленным скважинам возможно составить эту карту (с выделением на ней осадков олигоцена – н.миоцена) с точностью, соответствующей масштабу 1:100 000, а местами и 1:50 000. Для обеспечения создания более качественных карт для указанных структурных ярусов следует широко внедрить соответствующие методы геофизики.

В районах развития баритовых (Кутаиси-Меквена-Жочети) и некоторых полиметаллических (Амхели) месторождений считаем целесообразным проведение комплексных геолого-съёмочных работ в масштабе 1:25 000. Здесь необходимо усилить геохимические и геофизические исследования. В частности, для выделения перспективных рудоносных глубинных структур и разрывов нужно провести точную гравиметрическую съёмку в масштабе 1:50 000 с сечениями изолиний отчетных карт через 0,5 мгл. Применение данного метода исследований в районе Дзирульского кристаллического массива и юрских интрузивов в Абхазии поможет выявить морфологию и состав интрузивов, а также выделить перспективные рудоносные участки с рудоконтро-

лирующими разломами. В целях же поисков слепых полиметаллических залежей следует широко внедрить метод вызванной поляризации.

При прослеживании нижних горизонтов нижнелейсовых и байосских свит в районе Дзирульского кристаллического массива, верхнеюрской пестроцветной свиты в Шкмерском районе, на горе Асхи, келловейской свиты Абхазии и Рачи, олигоценовой толщи к востоку от с. Шкмери необходимо учесть возможность обнаружения бокситов. С этой целью необходимо предусмотреть здесь проведение более густой сети горных и буровых работ, чем это принимается при прослеживании свит для составления крупномасштабных карт по инструкции. При этом следует иметь в виду, что выходы указанных образований почти всегда перекрыты мощным делювиальным покровом или оползнями, в связи с чем почти всю полосу их предполагаемых выходов придется вскрывать буровыми скважинами или горными выработками. Пробы для определения содержания глинозема целесообразно отбирать главным образом в приконтактных полосах между подстилающими магматическими породами и трансгрессивной свитой.

На указанных участках, а также в местах развития других осадочных полезных ископаемых (марганец, цеолиты, бентониты, песчаники, туфы) специфичность исследований выражается необходимостью: а) изучения литологии и фаций продуктивных отложений с составлением схематических литолого-фациальных карт; б) более подробного по сравнению с другими горизонтами описания стратиграфического положения продуктивных толщ и тел полезных ископаемых и их изменения в вертикальном и горизонтальном направлениях; в) изучение изменений литологического состава образований, вмещающих полезные ископаемые.

## 6. РАЙОН РАЗВИТИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ВЕРХНЕЮРСКО-ПАЛЕОГЕНОВЫХ КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОГО КAVKAZA

(Центральное Предкавказье и Дагестан)

Рассматриваемый район охватывает полосу развития верхнеюрских, меловых и палеоцен-эоценовых образований, протягивающуюся вдоль северного склона Большого Кавказа от бассейна р. Белой (р. Хокодзь) до Южного Дагестана включительно. Данная полоса в западной части (Белая-Терек) охватывает зону среднегорных, местами высокогорных хребтов, выраженных в рельефе двумя почти параллельными моноклинальными хребтами (куэстами), вытянутыми в общекавказском направлении. Среди них наиболее высоким является южный Скалистый хребет. Наибольшими высотами его являются с запада на восток - Шидехт (1105 м), Баранаха (1709 м), Джисса (1610 м), Бермамыт (2642 м), Кара-Гая (3690 м) и Кион-Хох (3423 м). Скалистый хребет, повышающийся с запада на восток, сложен преимущественно карбонатными отложениями верхней юры и нижнего мела (неокома). При этом на южном его склоне, являющемся довольно крутым и обрывистым, вскрывается продольный разрез этих осадков. Северный, значительно более пологий склон хребта, приблизительно соответствует наклону слоев, имеющих здесь азимут падения в северных румбах под незначительным углом.

На северном склоне Скалистого хребта развиты рыхлые песчаноглинистые отложения апта и альба, способствующие образованию мягких форм рельефа с плавными переходами. Южный склон изобилует обнажениями коренных пород, а северный, более пологий - в значительной степени покрыт делювием.

Второй хребет, расположенный к северу от Скалистого, сложен карбонатными образованиями верхнего мела и палеогена, имеющими также падение в северных румбах под небольшим углом. Южный склон этого куэстового хреб-

та, вскрывая продольный разрез верхнего мела и палеоцен-эоцена, также является крутым, обрывистым и хорошо обнажен. Северный же склон, постепенно понижаясь, переходит в холмистую область Предкавказья (северные предгорья), сложенную соответственно верхнепалеогеново-нижне-неогеновыми и верхне-неогеново-четвертичными образованиями. Северный хребет более низкий на западе (Лаба-Уруп), в восточном направлении постепенно повышается и состоит из таких звеньев как Эльбурганские высоты и Пастбищный, Дарьинский и Джинальский хребты. Наивысшими отметками обладают вершины Кизинчи (1154 м), Эльбурган (1299 м) и Джинал (1542 м).

Отмеченная система моноклиальных хребтов к востоку переходит в зону складчатых хребтов и плато Внутреннего Дагестана, сложенных верхнеюрскими, меловыми и отчасти палеогеновыми отложениями. При этом наиболее четко выражена южная цепь известняковых хребтов с вершинами Матлам (3002 м) и Дайхос (2852 м). К северо-востоку от нее на территории Дагестана расположены моноклиальные хребты Андийский, Салатау и Гимрийский с высотами 2500-2800 м. Последние окаймляют с севера обширное известняковое горное плато (нагорье) Дагестана, характеризующееся обрывистыми склонами, обращенными в сторону области развития юрской сланцевой серии Внутреннего Дагестана. К юго-востоку от известнякового нагорья протягивается известняковый моноклиальный хребет, сложенный меловыми и палеоцен-эоценовыми карбонатными образованиями. Последний в северо-восточном и восточном направлениях переходит в зону складчатых предгорий, которые сложены верхнепалеогеновыми и отчасти неогеновыми отложениями. Абсолютные отметки предгорий не превышают 1000 м.

Моноклиальные и складчатые хребты на Северном Кавказе и Южном Дагестане прорезаны довольно многочисленными системами таких рек, как Белая, Лаба, Уруп, Зеленчук, Кубань, Малка, Баксан, Терек, Сунжа, Асса, Фортанга, Аргун, Басс, Андийское Койсу, Аварское Коусу, и

другие. В ущельях этих рек, проложенных большей частью вкрест простирания пород, вскрываются обнажения, охватывающие значительные интервалы разрезов. Район для ведения геолого-съемочных работ является благоприятным. Исключения составляют некоторые высокогорные гребневые участки и вершины известняковых хребтов, характеризующиеся довольно трудной доступностью.

**Геологическое строение.** Рассматриваемый район сложен терригенно-карбонатными образованиями верхней юры, мела и палеоцен-эоцена. Верхнеюрские отложения здесь повсеместно являются трансгрессивными. В большинстве пунктов они начинаются осадками келловей. Однако местами нижние горизонты верхней юры отсутствуют и она начинается оксфордом или кимериджем (Уруп, Зеленчук, Кубань), а иногда представлены только титоном (район Кисловодска, Южный Дагестан, Северный Азербайджан).

**Келловей.** В основании залегают конгломераты и гравелиты, переходящие выше в песчаники и глины, разрез венчается известняками. При этом известняковая часть келловей, фаунистически охарактеризованная как верхний келловей, залегают на размытой поверхности терригенной части. В последней фаунистически удается установить нижний и средний келловей. Мощность келловей колеблется от 30-40 до 100-140 м.

**Оксфорд.** Представлен в основном карбонатными образованиями, благодаря чему литологически не отделяется от верхнего келловей. Местами фауна позволяет подразделить оксфорд на подъярусы (Терек, Асса, Андийское Койсу). В междуречье Малка-Гизельдон присутствуют лишь осадки верхнего подъяруса оксфорда, залегающие трансгрессивно на более древних образованиях. Мощность оксфордских отложений изменчива. На самом западном участке (Белая) мощность их 720 м (вместе с кимериджем), на Урупе - 100 м, на Кубани - 8-10 м. К востоку мощность возрастает от 35 м (Малка) до 880 м по Фиагдону. Еще восточнее, мощность сокращается и колеблется от 160 до

490 м, и, наконец, по Каракойсу не превышает 60–80 м.

Кимеридж. Сложен также карбонатными породами-известняками, часто доломитизированными. Фаунистически слабо охарактеризован и в западной части района литологически не отделяется от осадков оксфорда (Белая, Лаба, Уруп). Мощность кимериджских отложений по Кубани и Малке составляет 50–60 м. К востоку она возрастает и в бассейне Терека достигает максимальной величины – 620 м. Далее происходит постепенное сокращение мощности до 100 м (Андийское Койсу), а в Южном Дагестане – до 8–10 м. В Северном Азербайджане мощность кимериджа вновь возрастает до 200–210 м.

Титон. Отложения титона в данной полосе претерпевают значительную фациальную изменчивость. В бассейне Малой Лабы титон начинается горизонтом брекчий и брекчированных известняков (35 м). Выше следует толща (630 м) сложенная пачками гипса, ангидрита и каменной соли. Разрез титонских осадков, по М.Лабе, венчается глинами, содержащими прослой мергелей, песчаников и гипса (160 м). Общая мощность титона здесь максимальна – 825 м.

К западу и востоку от М.Лабы пачки каменной соли выпадают из разреза и происходит сокращение мощности образований титона до 300–400 м по Белой и до 100 м по Кубани. Кроме того, в восточном направлении происходит постепенное замещение глин известняками и в районе Кисловодска титон полностью сложен красноватыми доломитизированными известняками (150–160 м). В междуречье Малка–Черек титон имеет двухчленное строение: нижняя часть глинистая, гипсоносная, а верхняя – карбонатная. Мощность титона на указанном отрезке 300–400 м, от Черика до Гехи титон полностью представлен карбонатными образованиями. От Чанты Аргун до Андийское Койсу титон так же, как и в районе Малка–Черек, представлен в нижней части гипсоносными глинами, а в верхней части – известняками и доломитами. Мощность отложений здесь возрастает до 690 м (Шаро–Аргун). Вблизи хребта Лёс титон, так же, как и вся верхняя юра, выклинивается и появляется лишь

в виде останцев в Южном Дагестане, где представлен 70–80 м толщей гипсоносных глин. Титон фаунистически охарактеризован лишь на тех участках, где он выражен карбонатными образованиями. В последнем случае иногда удается подразделить их на подъярусы.

Нижнемеловые отложения содержат многочисленную фауну, позволяющую расчленить их не только на ярусы, но и на подъярусы, а готерив, апт и альб даже на зоны.

Валанжин. Представлен в основном известняками, местами песчанистыми и доломитизированными. Обычно залегает трансгрессивно на породах верхней юры, однако особенно заметно это бывает на тех участках, где титон выражен гипсоносными глинами. Мощность валанжинских осадков сильно изменчива от 10–25 м на западных и восточных участках полосы до 200–290 м в Северной Осетии и Чечено-Ингушетии. В.Л.Егоян (1964) нижнюю часть валанжинских осадков, фаунистически охарактеризованных как берриас, выделяет в виде самостоятельного яруса. В Дагестане, где фауна встречается реже, берриас не отделяется от валанжина.

Готерив. Отложения готеривского яруса представлены на западных участках (Хокодзь–Терек) терригенным комплексом пород – глины, алевролиты, песчаники, реже конгломераты. При этом в восточном направлении среди них появляются прослой мергелей и известняков, которые постепенно увеличиваясь в мощности наряду с песчано-глинистыми породами начинают играть главную роль в строении толщи; в некоторых разрезах (Ванаши–Махи, Гамри–Озень, Уллу-чай) готерив почти полностью сложен известняками. Максимальной мощности готеривские осадки достигают в бассейне р.Асса – 550 м. Обычно же мощность их колеблется от нескольких десятков метров до 200 м. Готеривские отложения фаунистически хорошо охарактеризованы, местами удается установить даже присутствие всех четырех зон этого яруса.

Барремский ярус. Отложения баррема литологически почти не отличаются от готеривских, особенно на

территории Дагестана, где граница между ними обычно проводится условно, поскольку находки аммонитов в этой части разреза весьма редки. В западной части данной моноклиальной полосы баррем подразделяется на два подъяруса, но выделение в них зон далеко не всегда удается. Сложены они в основном терригенными образованиями — песчаниками, алевролитами, глинами и подчиненными им прослоями песчаных известняков-ракушечников. При этом в западной части рассматриваемой полосы преобладающим развитием пользуются песчано-алевролитовые породы. К востоку, наряду с песчаниками в большом количестве присутствуют также глины и, наконец, в восточной части Чечено-Ингушии (Чанты-Аргун) и Северном Дагестане в разрезе баррема основным компонентом являются глины. Далее в центральных и южных районах Дагестана наряду с глинами вновь участвуют алевролиты и песчаники, но при этом нижняя часть разреза почти всегда представлена известняками. Мощность баррема 60-230 м.

Аптский ярус. Отложения апта во всей полосе представлены терригенными породами-глинами, алевролитами и песчаниками. Характерной особенностью аптских осадков является преимущественно глауконитовый состав алевро-песчаных пород и наличие известковистых конкреций и септарий.

На западном участке (от р.Белой до Б.Зеленчука) осадки апта представлены лишь верхним подъярусом. На отрезке Белая-Губс в основании верхнего апта залегает пласт конгломерата (брахиоподовый горизонт, Егоян, 1964), в котором наряду с верхнеаптской фауной встречаются переотложенные нижнеаптские аммониты и барремские брахиоподы. Мощность верхнего апта здесь достигает нескольких десятков метров.

В бассейне Зеленчука появляется и нижний апт, сложенный преимущественно алевролитами мощностью 40 м. Восточнее, вплоть до Южного Дагестана апт представлен обоими подъярусами. Литологический облик отложений во всей полосе более или менее однообразен, изменяется лишь

количественное соотношение песчано-глинистых пород. Максимальных мощностей (300–460 м) достигает Аптский ярус в центральном и южном районах Известнякового нагорья Дагестана (сс. Дарада и Акуша), минимальные же мощности (55–80 м) наблюдаются на крайних участках полосы (Белая-Зеленчук на западе и р. Цмур-чай на юго-востоке). Обычно наиболее часто встречаемая мощность апта составляет 130–160 м.

От Касумкента к югу на территории Дагестана аптские отложения отсутствуют и появляются в Шахдагской зоне в Северном Азербайджане, где они почти не отличаются от вышеописанных.

Альбский ярус. Альбские отложения так же, как и аптские, представлены терригенным комплексом пород - песчаниками, алевролитами и глинами с включением конкреций известковистых пород. При этом нижняя часть разреза альба, которая соответствует нижнему подъярису, сложена преимущественно песчаниками и алевролитами, а верхняя, относящаяся к среднему и верхнему альбу, представлена в основном глинами. Среди последних в Дагестане не редки прослои алевролитистых мергелей. Осадки альба довольно богаты ископаемой фауной, которая позволяет не только отделить их от подстилающих и перекрывающих отложений, но и установить в разрезе подъярусы и отдельные зоны.

На значительной территории устанавливается разрыв между средним и верхним альбом. С этим горизонтом часто связаны проявления желваковых фосфоритов, которые фиксируются также и среди отложений аптского яруса. Мощность альбских отложений обычно варьирует в пределах 100–200 м. Но на отдельных участках мощность осадков увеличивается до 250–265 м (Асса, Дарада) или сокращается до 10–35 м (Южный Дагестан).

Верхнемеловые отложения литологически выражены известняками, иногда в той или иной степени глинистыми (в Дагестане) и мергелями. Исключение составляют отложения сеноманского яруса, в строении которого главную роль играют терригенные образования.

Сеноманский ярус на западных участках рассматриваемой полосы (Хокодзь-Уруп) сложен глауконитовыми в большей или меньшей степени известковистыми песчаниками с прослоями алевритистых мергелей. Восточнее (Кубань Терек) в разрезе сеномана появляются также и песчанистые известняки. При этом в районе р.Фиэгдон, а также у с.Ниж.Кобань сеноман отсутствует, а по рр.Хеу и Шалушке из разреза выпадают нижние горизонты сеномана. Наконец, в восточной части Чечено-Ингушетии и Дагестане сеноман сложен полностью известняками и мергелями, изредка песчанистыми (глауконитовыми). Мощность сеноманских осадков в западной и центральной частях полосы (Хокодзь-Асса) незначительная (до 12 м). К востоку намечается постепенное нарастание мощности от 20 м по р.Учихой до 100 м в центральной части Известнякового нагорья Дагестана (Урма, Бутри). К юго-востоку мощность сеномана вновь сокращается и в Южном Дагестане она составляет не более 20-25 м (Уллу-чай, Цмур-чай).

Туронский ярус разделяется на два фациально различных комплекса - нижний, тесно связанный с сеноманом и верхний, примыкающий к коньку. Нижний комплекс, отвечающий нижнему турону, сложен в Минералозодском районе и Кабарде известковистыми песчаниками с прослоями известняков и мергелей. В восточных районах нижний турон складывается преимущественно известняками и мергелями. Нижнетуронские отложения имеют небольшую мощность (от 1-2 до 10-12 м) и на многих участках срезаются трансгрессивным верхним туроном, в связи с чем нижнетуронские осадки сохранены лишь в ряде пунктов (рр.Тегинь, Дарья, Хсу, Дорбун-Золка, район Нальчика, рр.Аргун, Басс, Алистанжи и центральные районы Дагестана).

Верхний турон повсеместно сложен только лишь известняками и подчиненными им прослоями мергелей. Мергели присутствуют главным образом в Дагестане, где вообще верхнемеловые известняки являются относительно глинистыми. Следует отметить, что в районе Дарьинской возвышенности и на Джинальском хребте верхний турон содер-

жит 6–7 м пачку мелоподобных известняков. Мощность верхнего турона местами не превышает 10 м, но большей частью изменяется в пределах 15–25 м. Верхний турон максимальной мощности (80–100 м) достигает по рр.Басс, Алистанжи и в районе с.Алсаига (Дагестан). В Южном Дагестане мощность его вновь резко сокращается и по р.Цмурчай не превышает 1,5–2 м.

Коньякский ярус тесно связан с верхним туроном и литологически не отличим от него. Он также представлен известняками, в районе Лабы, Зеленчука и Джинальском хребте содержащими пачки мелоподобных известняков, а в Дагестане – глинами с прослоями мергелей. Мощность коньякских осадков на западных участках 10–25 м, за исключением р.Кубань, где они имеют мощность до 40 м. Наибольшие мощности этих осадков наблюдаются на р.Басс и центральных участках Дагестана (80–90 м). В Северном и Южном Дагестане мощность коньякских осадков обычно составляет 26–40 м.

Сантонские отложения литологически мало отличается от пород коньяка и верхнего турона. Однако розовая окраска, часто наблюдаемая в известняках верхнего турона и коньяка (Дагестан), в сантоне исчезает. Исключения составляют долины рр.Жемтала, Хазнидон и Урух, где верхи сантонских осадков также окрашены в розовые и краснобурые тона. При этом в нижней части разреза сантона по р.Урух выделяется 10 м пачка мергелей с включением беспорядочно ориентированных обломков и глыб известняков коньякского яруса, залегающая на верхнем туроне.

Мощность отложений сантонского яруса обычно изменяется в пределах 30–60 м, хотя имеются случаи сокращения мощности до 10–15 м (на западных участках) и возрастания – до 100–150 м (на центральных участках Известнякового нагорья Дагестана).

На отрезке Хоходзь–Ходзь сантон не установлен. Он здесь либо отсутствует, либо же выражен маломощной пачкой известняков, охватывающей также верхний турон и коньяк. В бассейнах Ардона и Фиагодона сантон, так же,

как и турон-коньяк, отсутствует.

Кампанский ярус сложен светлыми известняками, часто мергелистыми и мелоподобными. Мощность их изменяется в широких пределах от 20-25 м к западу от Кубани до 180-200 м в долине Кубани и на склонах Джинальского хребта. К востоку мощность их вновь сокращается и по р. Урух составляет 35-40 м, после чего в Чечне и Дагестане мощность кампана возрастает и достигает максимальных величин в Известняковом нагорье Дагестана (300-400 м).

Маастрихтский ярус сложен известняками и мергелями, но местами он характеризуется значительной изменчивостью литологического состава, особенно в нижней части разреза. На крайнем западном участке, где верхнемеловые отложения пользуются ограниченным и прерывистым развитием, маастрихт вместе с кампаном сложен 15-17 м пачкой глауконитовых известняков с прослойками зеленого мергеля. На отрезке Хэдзь-Малая Лаба нижний маастрихт отсутствует и на кампане несогласно залегает 15-20 м пачка известковистых песчаников, выше переходящих в сильнопесчанистые известняки. От р.Б.Лаба до р.Дарья маастрихт сложен преимущественно известняками. Мощность его в этом направлении быстро увеличивается от 20-25 м (Б. Лаба) до 140-150 м по Кубани и 170 м по Куме. К востоку вплоть до р.Аргун маастрихт, представленный также известняками, местами мелоподобными, имеет мощность от 50-60 до 120 м. Лишь в бассейне фиагдон мощность их сокращается до 25-30 м. По Чанты-Аргун и Шаро-Аргон мощность маастрихта возрастает до 200 м. Здесь он сложен известняками с прослоями мергелей. Аналогичное строение имеет маастрихтский ярус в Дагестане, но мощность его здесь увеличивается до 350-400 м (р.Басс, Рубас-чай). Несколько меньшую мощность имеет маастрихт по р.Ансалте, где среди известняков имеется много обломков и глыб известняков кампана, сантона и даже коньяка.

Датский ярус пользуется несколько более ограниченным распространением. На западе отложения, относимые к датскому ярусу, фиксируются по р.Белой, а также в ме-

ждуречье Фарс и Губе, где они выражены известковистыми глауконитовыми песчаниками мощностью в несколько метров, залегающими на размытой поверхности коньяка, а местами (р. Фарс) — на апте. Затем отложения датского яруса появляются на правом берегу Большой Лябы, откуда они почти непрерывно прослеживаются до Южного Дагестана включительно. На всем этом интервале датские отложения представлены известняками и мергелями. Мощность датских отложений меняется в широких пределах — от нескольких метров до 130 м. При этом наибольшие мощности (60–130 м) отмечаются в Дагестане (Ансалта, Рубасчай).

Палеоцен-эоценовые отложения на северном склоне Большого Кавказа от междуречья Пшеха-Белая до Южного Дагестана и Северного Азербайджана включительно выражены преимущественно глинисто-мергельными породами. Последние слабо охарактеризованы макрофауной, но весьма богаты фораминиферами, благодаря которым палеоцен-эоценовые осадки, выделенные под названием фораминиферовых слоев, подразделены на ряд литолого-стратиграфических свит.

От бассейна р. Белой до Подкумка включительно разрез палеоцен-эоцена является наиболее полным и выдержанным. Здесь палеоцен представлен тремя свитами: нижней — эльбурганской свитой серых и зеленоватых мергелей и частично известковистых глин мощностью 150–200 м. Низы свиты несколько опесчанены, а в основании имеются мелкие линзы рыхлого песчаника. Средняя свита горячего ключа, трансгрессивно залегающая на эльбурганской, сложена темными некарбонатными глинами; лишь в средней части свиты имеется пачка рыхлых песчаников мощностью от 20 до 60 м. Общая мощность свиты колеблется в пределах 130–250 м. Верхняя свита палеоцена — абазинская — согласно залегает на свите горячего ключа. Ее слагают мягкие серые мергели и глины с кремнистыми конкрециями; часты прослой опок. Мощность свиты 20–25 м. По микрофауне породы эльбурганской свиты отвечают нижнему палеоцену, а свита горячего ключа и абазинской — верхнему палеоцену.

Эоцен начинается черкесской (зеленой) свитой,

залегающей трансгрессивно на абазинской свите. В чизах ее выделяется горизонт зеленоватых песчано-мергелистых пород с кремнистыми конкрециями. Выше следует горизонт зеленых и голубоватых мергелей и известковистых глин, а в верхах появляется горизонт белых мергелей. Общая мощность свиты 100–170 м.

По фауне фораминифер нижние два горизонта черкесской свиты соответствуют нижнему и среднему эоцену, а верхний горизонт — относится к верхнему эоцену. Горизонт белых мергелей (40–60 м) некоторые исследователи выделяют в качестве самостоятельной керестинской свиты (Шуцкая, 1960).

Керестинская свита покрывается кумской (или бурой) свитой. Это толща темных и буровато-серых битуминизированных мергелей с чешуями рыб. Мощность ее 60–100 м. Венчается эоцен белоглинской (или белой) свитой, сложенной мергелями, в верхней части глинистыми, относимыми к верхам верхнего эоцена. Общая мощность белоглинской свиты претерпевает резкие колебания от 70 до 200 м, что обусловлено олигоценовой трансгрессией.

В междуречье Малки и Баксана отложения палеоцена и нижнего и среднего эоцена выпадают из разреза. В районе Нальчика горизонты палеогена вновь появляются. При этом мощность их 50–70 м и они выражены в нижней преобладающей части (40–55 м) мергелями и глинами нижнего палеоцена (аналоги эльбурганской свиты), а верхняя часть толщи мощностью 10–12 м сложена чередованием мягких и плотных кремнистых монтмориллонитовых глин (нальчикинов). Это так называемая свита флоридиновых глин (нальчикский горизонт) верхнего палеоцена, являющаяся стратиграфическим аналогом свит горячего ключа и абазинской. Эоцен в нальчикском районе такой же, как в кубанском разрезе, но мощность его здесь не превышает 150–200 м (керестинская, кумская и белоглинская свиты).

В Северной Осетии, Чечено-Ингушетии и Северном Дагестане палеоген начинается чередованием зеленых и красно-бурых мергелей. Мощность этой пестроцветной

толщи 70–90 м и залегает она согласно на датских образованиях. В ней обнаружена микрофауна, характерная для нижнего палеоцена, верхнего палеоцена и нижнего эоцена.

В Южном Дагестане и Азербайджанской части северного склона Большого Кавказа пестроцветные мергели замещены сероцветными неслоистыми оскольчатыми мергелями, трансгрессивно залегающими на верхнемеловых образованиях. В основании сероцветной толщи имеется базальный конгломерат с переотложенной верхнемеловой фауной. По данным некоторых исследователей в разрезе по р. Уллу-чай нижняя преобладающая часть палеоцена отсутствует и сероцветная свита охватывает лишь верхи палеоцена и низы эоцена (Дробышев, 1951). Мощность сероцветной толщи до 165 м; пестроцветная или сероцветная толщи во всей восточной части северного склона Большого Кавказа перекрываются мергельно-известняковой толщей мощностью от 40–50 м на северо-западе до 100 м на юго-востоке (Южный Дагестан и Северный Азербайджан).

Мергельно-известняковая толща по фораминиферам сопоставляется с верхней частью черкесской и керестинской свит. Следовательно, она охватывает верхи среднего и низы верхнего эоцена. Еще выше следуют бурые битуминозные мергели кумской свиты (до 35 м) и, наконец, разрез палеогена восточной части северного склона венчается толщей, представленной светлыми мергелями и известняками мощностью до 60 м. Это аналог белоглинской свиты. Эти породы в Дагестане и Азербайджане перекрываются хадумскими слоями, относимыми уже к олигоцену Предкавказья.

В тектоническом отношении рассматриваемая область не является сложной. Особенно простой тектоника представляется от р. Белой до р. Асса, где породы залегают моноклиinally с падением в северных румбах под небольшим углом и лишь местами (бассейн Терека) слои осложнены пологой складчатостью. Относительно сложным является тектоническое строение известнякового нагорья Дагестана, в пределах которого наблюдается развитие ряда кру-

пных, но пологих складок, в связи с чем меловые образования прослеживаются в виде нескольких отдельных, иногда довольно широких полос, приуроченных к определенным складчатым структурам. Простираение складок имеет общекавказское направление. В крайне восточной части северного крыла Большого Кавказа отложения верхней юры, мела и палеоцен-эоцена вновь обладают моноклиналим залеганием с падением слоев в северо-восточных румбах (полоса от р. Гамри-Озень до Чирах-чай).

**Полезные ископаемые.** Рассматриваемая полоса исключительно богата месторождениями нерудного минерального сырья. Здесь развиты месторождения и проявления гипса, алебастра, каменной соли и доломита, приуроченные к отложениям верхней юры. Турон-сеноонские и отчасти палеоцен-эоценовые образования вмещают крупные промышленные залежи карбонатного сырья, пригодного для производства вяжущих материалов, естественного строительного, возможно, стенового (пильного) камня, флюсового материала и т.д. Довольно многочисленны проявления фосфоритов, приуроченные к осадкам апта и альба. Кроме того, заслуживает внимания свита флоридиновых глин (нальчикины) верхнего палеоцена Нальчикского района. Угленосные отложения аалена залегают на небольшой глубине в антиклинальных структурах Известнякового нагорья Дагестана. Последние по геологическим соображениям могут оказаться перспективными. Наконец, судя по тому, что в районе с. Карабудахента из меловых осадков получена нефть, то эти осадки вполне могут оказаться нефтеносными в соответствующих структурах Известнякового нагорья Дагестана.

**Основные задачи и требования к геологическому картированию.** Из вышеизложенного видно, что стратиграфия верхнеюрских, меловых и палеоцен-эоценовых осадков рассматриваемого района разработана довольно детально. Особенно это относится к верхнеюрским и меловым образованиям, среди которых выделены ярусы, подъярусы и в от-

дельных случаях даже зоны.

Несмотря на это, проведение границ между отдельными подразделениями местами затруднено. В частности, в западном участке района (Белая-Уруп) оксфорд трудно отделить от келловея без фауны, поскольку они литологически сходны. Также трудно провести границу между кимериджем и оксфордом от р.Баксан до Черека включительно, поскольку здесь эти ярусы сложены почти одинаковыми карбонатными образованиями. По тем же причинам трудно отделить кимеридж от титона в междуречье Черек-Фиагдон, а также в бассейне Ассы.

Еще сложнее обстоит дело со стратиграфическим расчленением верхнего мела и палеоцен-эоцена, которые почти полностью сложены литологически однообразными известняково-мергелистыми породами. Естественно, что в таких условиях единственным способом подразделения осадков является палеонтологический метод. Кстати, фауна в этих образованиях встречается и следует лишь уделить должное внимание ее поискам. Наряду с макрофауной необходимо изучать и микрофауну, которая часто позволяет стратифицировать внешне немые толщи. Особенно важное значение приобретает микрофауна при стратификации меловых и палеогеновых осадков.

Значительно способствуют стратиграфическому расчленению осадков горизонты размыва и перерыва в осадконакоплении. Некоторые из них обладают региональным развитием и четко ограничены во времени, что придает им стратиграфическое значение.

Речь идет о прецелловейском размыве, благодаря которому верхняя юра повсеместно трансгрессивно и несогласно налегает на различные горизонты средней юры и более древние образования. Имеется в виду и предтитонский размыв, который хотя и не повсеместно заметен, но фиксируется во многих отдаленных друг от друга пунктах района. Кроме того, во многих местах установлены перерывы между сеноманом и альбом, а также в туроне. В последнем случае мы имеем дело с региональным размывом

или перерывом в осадконакоплении на границе нижнего и верхнего турона. Так, нижний турон в большинстве разрезов Северного Кавказа, в том числе и Дагестана, отсутствует, хотя несогласие или прочие признаки трансгрессивного залегания не замечены. Тем не менее установлено, что залегающие над сеноманом осадки в низах содержат верхнетуронскую фауну. Наконец, следует отметить наличие предпигоценового регионального размыва, обусловившего повсеместное трансгрессивное налегание с угловыми и стратиграфическими несогласиями на размытой поверхности фораминиферных слоев и более древних образований.

Местами наблюдаются предверхнекелловейский размыв и перерывы локального распространения. Предкимериджский размыв хорошо проявляющийся по р. Андийское Койсу и несколько слабее наблюдается в районе Урух-Ардон; предверхнетитонский размыв - Ардон, Фиагдон; предверхнеальбский размыв - Уллу-чай; предверхнемаастрихтский размыв - Южный Дагестан и др.

Большое значение приобретает аэрофотосъемка, поскольку снимки хорошо дешифрируются и отражают последовательность чередования карбонатно-терригенных толщ неокома и их смену карбонатными образованиями верхнего мела. Литологический состав пород находит отражение и в рельефе; известняки верхней юры и верхнего мела выражены на общем фоне бровками, характеризующимися резкими очертаниями, а песчано-глинистые породы апта и альба образуют рельеф с округлыми, мягкими формами.

Для изучения глубинного строения необходимо проведение картировочного бурения в сочетании с геофизическими работами (сейсмометрия, гравиметрия). Последние, главным образом следует сосредоточить на участках, прилегающих с севера, северо-востока и востока к Известняковому нагорью Дагестана, где имеется возможность выявления нефтегазоносных структур. При этом скважины в области Известнякового нагорья Дагестана следует бурить до глубины 1500-1800 м, что позволит вскрыть нижнеааленские отложения и определить степень их угленосности. Бурение на каменный уголь следует сосредоточить в районах эрозионных окон, где мощность послеоаленского покрова является минимальной.

При изучении карбонатных толщ необходимо иметь в виду возможность выявления крупных месторождений доломита (верхняя юра), цементного сырья (мергели, известняки) и естественных строительных камней как стеновых, так и бутовых. В этой связи следует проводить соответствующий комплекс поисково-опробовательных работ. Не менее важным является наличие в верхней части верхней юры залежей каменной соли (Лаба), ангидрита и гипса, которые следует искать во всех местах развития лагунных фаций титона и, быть может, кимериджа.

Исходя из всего вышеизложенного, основные задачи и требования к геологическому картированию рассматриваемой области сводятся к следующему:

1. Расчленение изучаемых осадков на отдельные ярусы и подъярусы литологические горизонты и определение их стратиграфического объема.

Наиболее детальные литолого-петрографические и микрофаунистические исследования должны быть проведены в верхнемеловых и палеоцен-эоценовых осадках, которые в целом характеризуются более или менее однообразным литологическим составом.

2. Установление характера переходов между стратиграфическими подразделениями. Особое внимание уделить явлениям размыва, поскольку некоторые из них имеют региональное значение и будучи приурочены к определенным стратиграфическим уровням способствуют расчленению толщ. Следует определить степень размыва пород, наличие перетолженного материала в трансгрессивных слоях, площадь распространения, плоскости размыва и т.д. При этом наиболее важным является установление характера перехода от сеномана к турону и от верхнего мела к палеогену. Эти границы, как уже отмечалось, неясно выражены и часто проведены условно, в то время, как между ними часто устанавливается стратиграфическое несогласие.

3. Установление структурно-тектонических особенностей картируемых участков. Особенно тщательные наблюдения для этого следует провести от бассейна Терека до

Известнякового нагорья Дагестана включительно, поскольку именно в отмеченной полосе проявляется складчатость (от Терека к западу вплоть до Белой, а также в Южном Дагестане от р.Гамри-Озень к юго-востоку изучаемая полоса представляет строго выраженную моноклиналную структуру). Структурно-тектоническое изучение, помимо поверхностных наблюдений, должно основываться на данных геофизических работ и бурения. Значительную помощь при этом в складчатых областях окажет аэросъемка.

Западные участки района, расположенные в пределах Адигейского и Кисловодского выступов, должны быть изучены до палеозойского субстрата, для чего здесь необходимо проведение значительного объема геофизических работ и бурения. Восточнее (от бассейна Терек до Дагестана включительно), по мере резкого возрастания мощности ниже- и среднеюрских отложений, достичь палеозойский субстрат трудно. Его можно лишь изучить геофизическими методами. Что же касается выявления глубинного строения восточных участков с необходимой детальностью, то это возможно лишь до глубины 1500-2000 м, что от р. Терека до р.Аргун приблизительно отвечает подошве осадков байоса, а в Известняковом нагорье Дагестана - угленосной свите аалена.

4. Выявление участков, перспективных для постановки поисковоразведочных работ на каменную соль, гипс, строительные материалы и т.д. В области развития меловых карбонатных пород Дагестана и прилегающих участках третичных предгорий (полоса развития палеоцен-эоцена) особое внимание уделить выявлению структур, благоприятных для постановки опорного бурения на нефть и газ. Для этого в данной области следует провести значительный объем геофизических работ (сейсмометрия, гравиметрия) и картировочного бурения. Следует также иметь в виду возможную угленосность ааленских отложений, погруженных под меловыми образованиями Центрального Дагестана на глубину от нескольких сотен метров в антиклинальных структурах до 1500-2500 м в синклинальных. Для выявления угленосных

осадков также следует провести геофизические работы в сочетании с бурением скважин.

## 7. РАЙОН РАЗВИТИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Описываемый район занимает северо-восточную часть Малого Кавказа. Им охватывается незначительная площадь Южной Грузии (район Храмского и Локского массивов), северная (Алавердский, Иджеванский и др. районы) и южная (Кафанский и др. районы) Армения и большая территория Азербайджана — Кедабекский, Дашкесан-Чирагидзорский, Муровдагский и другие районы. Он является самым перспективным по выявлению полезных ископаемых, особенно рудных месторождений и со своей стороны, подразделяется на четыре подрайона: а) Храмско-Алавердско-Кедабекский и Кафанский; б) Арзаканский; в) Нахичеванский; г) Южнозангезурский.

### 7а. ХРАМСКО-АЛАВЕРДСКО-КЕДАБЕКСКИЙ и КАФАНСКИЙ ПОДРАЙОНЫ

Данный подрайон относится к высокогорной зоне Малого Кавказа. Он представляет собой типичную горную область, состоящую из цепи средне- и высокогорных складчатых хребтов (Локско-Сомхитский, Гугарский хребты; водоразделы между рр. Джагас, Агстев, Ахум и др.; водораздельные хребты и отроги Муровдага и Шахдага), а также нагорий, разрезанных многочисленными глубокими ущельями и оврагами с абсолютными отметками 1900-3800 м. Система Малого Кавказа погружается в юго-восточном и северо-восточном направлениях, с чем связано понижение абсолютных отметок хребтов в сторону рр. Аракс и Куры. С севера система окаймляется неширокой полосой низкогорного рельефа, переходящего в слабоволнистую равнину, со слабым наклоном к р.Куре.

Южная часть подрайона (Кафанская область) является непосредственным продолжением Локско-Кедабекской полосы, от которой она отделена плиоценовыми отложениями. Здесь хребты, сложенные мезозойскими отложениями, быстро понижаются в сторону р.Аракс. Северный склон хребта характеризуется сглаженным рельефом и покрыт густым лесом, а южный – крутой, труднодоступный, лишен растительности, а местами и почвенного слоя.

В целом рельеф горный, расчлененный, иногда непроходимый (особенно в высокогорной части). Большая часть территории залесена и пересекается редкой сетью шоссе-ных и грунтовых дорог. Проходимость и дешифрируемость на большей части территории плохая, частично средняя.

#### Г е о л о г и ч е с к о е    с т р о е н и е .

Подрайон сложен в основном юрскими и меловыми образованиями. Однако здесь на размытых частях более приподнятых участков под юрскими, иногда верхнемеловыми образованиями, вскрываются палеозойские и докембрийские образования. В Грузии к ним относятся Храмский и Локский кристаллические массивы, вскрытые реками Храми, Локи и Поладаури (правые притоки р.Машавера). В Армении относительно крупный выход палеозойских пород отмечается на северном склоне Мургузского хребта, в верхнем течении р.Ахум, а более мелкие – в некоторых местах Нагорного Карабаха, из которых более значительным является выход по р.Асрикчаю (Азербайджанская ССР).

Храмский кристаллический массив сложен разновозрастными интрузивами различного состава. Среди них самыми древними являются кварцевые диорит-гнейсы, представленные в юго-восточной части массива; они сопоставляются с аналогичными докембрийскими и нижнепалеозойскими породами Большого Кавказа. Кварцевые диорит-гнейсы прорываются серыми крупнозернистыми биотитовыми гранитоидами, более широко развитыми на западной периферии массива. Эти породы в свою очередь прорываются сначала мелко- и крупнозернистыми габброидами, а затем – лейкократовыми гранитоидами. Их относят к нижнему и среднему

палеозою (Казахшвили; 1937; Заридзе, 1947 и др.). Указанные интрузивные образования несогласно перекрываются вулканогенно-осадочной и мергелисто-песчанистой толщей верхнего палеозоя; возраст ее устанавливается флорой (П.Д.Гамкредидзе, М.Д.Узнадзе и др.) и фауной (Н.И.Схиртладзе).

В Локском кристаллическом массиве известны выходы кристаллических сланцев, иногда содержащих графит. Их возраст условно считается докембрийским и нижнепалеозойским (Грушевой, 1933; Габуня, Гамкредидзе, 1933 и др.). Они прорываются гранитоидами, габброидами и дайками изверженных пород герцинского возраста. Породы Локского массива и перекрывающие их юрские образования прорваны среднеюрской Перпенджанской гранитоидной интрузией, обнажающейся в северо-восточной части массива (К.Е. Габуня, П.Д.Гамкредидзе и др.)

В бассейне р.Ахум и по р.Асрикчай древние породы обнажаются в виде окон в ядре антиклинали и имеют видимую мощность около 400-500 м (р.Ахум). Они представлены кварцево-хлоритово-серицитовыми сланцами с примесью графита, с прослоями кварцево-сланцевых сланцев и напоминают палеозойские кристаллические сланцы Западного и Центрального Кавказа.

К ниже- и среднеюрским отложениям относятся мощные вулканогенно-осадочные толщи, обнажающиеся в районе Локского и Храмского массивов, откуда они протягиваются до левобережья р.Аракс.

На Локском массиве лейасовые отложения представлены палеонтологически охарактеризованными кварцевыми песчаниками, кварцитами, слюдястыми песчаниками и сланцами, а байосские - вулканогенно-осадочными образованиями. В верхней части вулканогенной толщи, где преобладают туфогенные песчаники, некоторыми исследователями допускается присутствие батских осадков. На периферии же Храмского массива юрские образования представлены лишь сланцево-кварцитовыми породами верхнего лейаса; среднеюрские толщи отсутствуют.

В Азербайджане ниже- и среднеюрские осадочные и вулканогенно-осадочные образования подразделяются на три толщи: 1) нижнюю вулканогенную, 2) толщу кварцевых порфиров и 3) верхнюю вулканогенную, о возрасте которых имеются разноречивые мнения. В Армении, по данным И.Р.Азаряна и В.Т.Акопяна (1964), нижеюрские отложения, представленные глинистыми сланцами и песчаниками, имеют ограниченное развитие. Фаунистически они не охарактеризованы и условно датируются тоар-ааленом на основании их сопоставления с аналогичными разрезами Азербайджана.

К нижнему байосу в Армении относят "нижнюю" вулканогенную свиту. Она представлена плагиоклазовыми и авгитовыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками общей мощностью 1000-2000 м. Возраст свиты определяется на основании ее стратиграфического положения. Она трансгрессивно залегает над осадками тоар-аалена и перекрывается свитой кварцевых порфиров верхнего байоса, широко развитой в Алавердском районе и переходящей в Азербайджан. Свита сложена кварцевыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками мощностью 600 м. Возраст свиты кварцевых порфиров устанавливается фаунистически в Кафанском районе. К верхнему байосу относятся и вышележащие вулканогенные образования, в верхней части которых встречаются эффузивы кислого состава и их пирокластолиты. Мощность толщи 1200 м. Батские отложения согласно залегают на породах верхнего байоса и представлены туфогенными и аркозовыми песчаниками, углистыми сланцами, с потоками авгитовых порфиров общей мощностью 120 м.

Таким образом, в Армении "нижняя" вулканогенная свита относится к нижнему байосу, свита кварцевых порфиров - к верхнему байосу, а "верхняя" вулканогенная свита - к верхнему байосу и бату.

В Азербайджане К.Н.Паффенгольц "нижнюю" вулканогенную толщу считает лейасовой, толщу кварцевых порфиров - верхнелейасозой, а "верхнюю" вулканогенную тол-

щу — доггером. Ш.А.Азизбеков первую относит к лейасу; толщу кварцевых порфиров датирует нижним и средним байосом, а "верхнюю" вулканогенную толщу, в верхней части которой содержится большое количество туфогенных песчаников и сланцев — верхним байосом и батом.

Верхнеюрские отложения обнажаются в Алавердском рудном районе, на Иджеванском хребте, в бассейнах рек Дебед, Агстев, Ахум, в бассейнах рек Вохчи, Воротан, а также в районе Заглик, Шуша, в бассейне р.Тертер и других местах. Они трансгрессивно залегают на более древних образованиях и представлены мощным комплексом вулканогенно-осадочных пород; в них выделяются все ярусы от келловоя до титона включительно.

Келловейские отложения песчаниками, глинистыми сланцами с отдельными пачками порфиритов мощностью 100–300 и более метров. Возраст установлен фаунистически. Нижнеоксфордские осадки представлены как вулканогенными (туфопесчаники, туфоконгломераты и др.) образованиями с прослоями известковистых песчаников, так и глинисто-песчано-сланцевой толщей мощностью до 400–500 м. Местами осадки келловоя отсутствуют и оксфордские образования лежат трансгрессивно на породах верхнего байоса. Верхнеоксфордские (лузитанские) и кимериджские отложения выделяются фаунистически. Представлены они порфиритами, туфобрекчиями и туфоконгломератами с прослоями и линзами зернистых и коралловых известняков, реже доломитов мощностью от 200 до 2000 м. В Азербайджане и в Армении кимеридж знаменуется усилением вулканической активности и образованием алунитовой толщи Загликского района.

Титонские отложения в Северной Армении отсутствуют и здесь осадки кимериджа перекрываются меловыми отложениями. В бассейнах рек Тавуш, Вохчи и Воротан титонские отложения представлены порфиритами, туфоконгломератами и туфобрекчиями с линзами известняков, согласными лежащими на вулканогенной толще кимериджа. Выше они постепенно переходят в аналогичные образования нижнего неокома. В других местах (р.Иджеванчай в Азербайджане)

данные осадки несогласно залегают на разных горизонтах юрских отложений; представлены толщей массивных, кристаллических известняков, а также пестроцветной осадочно-туфогенной свитой (40-50 м), к которой приурочены залежи гипса (сел.Монашид).

Нижненеокомские отложения распространены лишь в Зангезурской области в бассейнах рек Вохчи, Цав и Воротан; они начинаются тапасар-кызылдашской свитой порфиритов и вулканогенно-обломочных пород с прослоями и крупными линзами зоогенно-обломочных известняков мощностью 200-250 м. Фауна указывает на титон-валанжинский возраст свиты, но не дает ее верхней стратиграфической границы.

Артаманская вулканогенная свита неокома, сложенная агломератовыми туфами, туфобрекчиями и порфиритами мощностью 350-400 м, выделяется также в Иджеванском районе. Она по своему стратиграфическому положению условно параллелизируется с тапасар-кызылдашской свитой.

Более высокие горизонты осадков неокома представлены зейвинской свитой, выделяющейся в районе с.Зейва, в бассейне р.Геранчай и в Зангезуре. Эта свита в нижней части сложена туфогенными песчаниками (40 м), а в верхней - грубослоистыми известняками ургонской фации (210 м). Она местами трансгрессивно перекрывает среднеюрские туфогенные отложения (с.Зейва), а местами (с.Арцваник-Арм.ССР) залегают над вулканогенными отложениями титонваланжина. По стратиграфическому положению ее относят к верхнему валанжину-баррему, но фаунистически доказано лишь присутствие баррема. Определение возраста зейвинской свиты позволит уточнить верхнюю границу тапасар-кызылдашской свиты.

Над отложениями зейвинской свиты в Зангезуре согласно залегают осадки нижнего апта, представленные серыми мергелями с прослоями туфогенных песчаников и известняков. Осадки охарактеризованы фауной. Их мощность до 100 м. Выше залегают образования верхнего апта мощ-

ностью 300 м, трансгрессивно перекрывающие отложения нижнего апта и баррема, представленные вулканогенными отложениями, перемежающимися с известковыми песчаниками, мергелями и известняками, содержащими фауну верхнего апта.

В Азербайджане аптские отложения имеют ограниченное распространение, встречаясь в Кедабекском районе в виде останца, мощностью 25 м, залегающего на среднеюрской вулканогенной толще. Они сложены гравелитами и грубозернистыми песчаниками с прослоями глинистых песчаников, туфопесчаников и известняков; по совокупности фауны их считают верхний апт-нижнеальбскими.

Альбские отложения представлены песчано-глинистыми, мергелистыми и туфогенными породами мощностью 70-80, иногда 100-125 м. В Иджеванском районе они залегают трансгрессивно на более древних, преимущественно юрских отложениях. Фаунистически в них выделяется верхний и средний альб. Осадки альба распространяются до границы Северной Армении с Грузией, а в последней они не выделяются, что следует уточнить.

Верхнемеловые отложения имеют большее распространение в полосе Тетри-Цкаро-Болниси и в районе Марнеули Южной Грузии. В юго-восточном направлении данная полоса прослеживается в Ноемберянском и Иджеванском районах Армении, в Казахском и Таузском районах Азербайджана; далее после перерыва она вновь появляется в Шамхорском районе, охватывая периферическую часть Нагорного Карабаха.

Все ярусы верхнего мела установлены в серии вулканогенных и осадочных пород с резко изменчивыми фациями и мощностями. Однако их выделение не всегда представляется возможным, в связи с чем они в различных районах подразделяются неодинаково. В Южной Грузии осадки верхнего мела делятся на три свиты: вулканогенно-карбонатную (сеноман), вулканогенную (турон-нижний кампан) и карбонатную (верхний кампан-дат). Они, со своей стороны, делятся на подсвиты.

Сеноманские отложения в районе Локского кристаллического массива залегают трансгрессивно и делятся на подсвиты: вулканогенно-карбонатную нижнего сеномана и вулканогенную верхнего сеномана. В районе Храмского кристаллического массива вулканогенно-карбонатная свита охватывает весь сеноман и частично нижний турон. Вулканогенная свита турон-нижнего кампана делится на 4 подсвиты: 1) слоистые хлоритизированные туфы и туфопесчаники нижнего турона - 150-500 м; 2) альбитофировые и кварцево-порфириновые хлоритизированные туфы и туфобрекчии с редкими прослоями известняков верхнего турона - 600 м; 3) те же породы коньяк-сантона - 1500-2000 м; 4) авгитовые и лабрадоровые порфириты и их пирокластиты нижнего кампана - 100-600 м. Все выделенные подсвиты охарактеризованы фауной.

Карбонатная свита верхний кампан-датского ярусов имеет мощность 120-300 м и содержит богатую фауну кампанского, маастрихтского и датского ярусов.

В Армении сеноманские отложения обнажаются в северных районах и прослеживаются восточнее на территории Азербайджана. В Иджеванском районе и к востоку от него в Азербайджане фаунистически охарактеризованные сеноманские отложения представлены туфогенно-обломочными песчаниками и конгломератами, а также известковистыми песчаниками, алевролитами. Они трансгрессивно залегают на подстилающих отложениях и трансгрессивно же перекрываются отложениями турона и сенона. В Иджеванском районе их мощность достигает 300 м, а в бассейне р. Тертер - 600 м. Местами в связи с трансгрессией верхнего турона их мощность сокращается до 30 м.

Туронские отложения пользуются более широким распространением. В Иджеванском районе они выражены преимущественно известковистыми песчаниками с линзами рудистовых песчаников и базальными конгломератами в основании. Их мощность достигает нескольких десятков метров. На Ширакском хребте они не отделены от коньякских,

слагаются песчаниками, алевролитами и глинами с линзами туфов, а выше по разрезу — известковистыми песчаниками мощностью 800–1000 м.

В Азербайджане указанные отложения по литологическому составу и фаунистически подразделяются на нижний и верхний турон. К первому относится вулканогенно-осадочная толща, а ко второму — осадочная — карбонатно-терригенная с подчиненным вулканогенным материалом. Местами (Кировабадский район) встречаются покровы порфириров и иногда мощность осадков увеличивается до 1000–1200 м. Здесь К.Н. Паффенгольцем выделяется три горизонта туфов. Переход между осадками сеномана и турона согласный, а местами отложения турона трансгрессивно залегают на сеноманских и альбских.

Верхнетуронская трансгрессия отмечена в Иджеванском, Ханларском и Шушинском районах. В ряде мест (на склоне г. Эльвар и др.) верхнетуронские осадки согласно продолжают вулканогенные породы нижнего турона.

Коньякские отложения в Армении сложены песчано-глинистыми и вулканогенными образованиями основного состава, трансгрессивно залегающими на более древних породах. Их мощность более 400 м. В Азербайджане они представлены мергелями с прослоями туфогенных песчаников, местами (на горе Китахдаг) бентонитовых глин (гиляби) мощностью 150 м.

Сантонские отложения в восточной части Севано-Ширакской зоны выражены преимущественно вулканогенно-обломочными и песчано-глинистыми породами, согласно залегающими на коньякских образованиях. Сходными осадками представлены они и в Иджеванском районе, однако здесь верхний сантон слагается известняками. Их мощность меняется от 50–300 (в Иджеванском районе) до 700 м (северо-восточное побережье оз. Севан).

В Азербайджане, в районах Карягино, Мартуни и в среднем течении р. Тертер, как и в Армении, нижний сантон выделяется в толще верхнемеловых вулканогенных пород мощностью 700 м. В других же районах

они представлены в основном карбонатной фацией.

Верхнесантонские отложения представлены туффопесчаниками, песчанистыми известняками и во многих местах трансгрессивно залегают на неровной поверхности нижнетуронских (с.Верхн. Татлу), сеноманских (Мардакерт) и других осадках. Кампанские и маастрихтские отложения представлены известняково-мергелистыми литофациями. Мощность первых 120-300 м, а вторых - 100-150 м. Все они охарактеризованы фаунистически.

Датские отложения отмечаются в междуречье Кюракчая и Ганджачая, представлены известняками, охарактеризованы микрофаунистически и согласно переходят в палеоценовые отложения. Эоценовые отложения встречаются лишь местами, представлены вулканогенно-осадочными образованиями.

В Ноемберянском районе некоторыми исследователями отмечаются образования караганского горизонта, сбрасывающие небольшой останец, залегающий на размытой поверхности сеноманских пород. Но последующие наблюдения (Нацхوماшвили, 1969) позволяют их отнести к мелу.

Описываемые выше породы, местами покрыты вулканогенными образованиями плиоцена и четвертичными аллювизально-делювиальными отложениями. Последние характеризуются небольшими мощностями и не являются предметом специального изучения.

В данном подрайоне известны гранитоидные, габброидные и ультраосновные интрузии, прорывающие осадки юры и мела. Они обнаруживают четко выраженную полифазность. Наиболее крупной является преолигоценная фаза, с которой геологи Армении связывают внедрение ультраосновных пород офиолитового пояса и образование наиболее крупных гранитоидных интрузий, играющих важную роль в металлогении области; в контактовых ореолах интрузивов развиты скарново-роговиковые метасоматиты. Офиолитовый пояс считается наложенным на юрскую геоантиклиналь. Здесь под осадками верхнего мела подразумевается наличие палеозойского комплекса пород.

По данным же геологов Азербайджана породы

офиолитовой толщи прорываются ультраосновными интрузиями до маастрихта, а осадки верхов мела трансгрессивно перекрывают их; крупные же массивы гранитоидов относятся к более молодым фазам магматизма (к палеогену).

Офиолитовая толща в пределах Армении, возможно, наложена на юрскую геоантиклиналь, но в Азербайджане они скорее всего залегают на юрском основании, поскольку осевая линия юрской геоантиклинали, по видимому, погружалась в восточном направлении.

Офиолитовая толща распространена на значительной площади около 2700 км<sup>2</sup> в пределах юго-восточного крыла крупного Карабахского антиклинория. По литологическому составу и наличию полезных ископаемых данная полоса резко отличается от синхронных с ней осадков других частей указанного антиклинория, в связи с чем требования к картам крупномасштабной геологической съемки и направление поисков здесь должно быть различным.

Тектонически описанный подрайон представляет сложный антиклинорий, охватывающий Сомхитско-Карабахскую зону и, частично, зону восточного погружения Малого Кавказа (по К.Н. Паффенгольцу), а также Кафанскую зону. В этом сложном антиклинории, сложенном вулканогенными породами юры и верхнего мела и прорываемыми их гранодиоритами и габброидами, наблюдаются многочисленные прогибы и поднятия, пересеченные разрывами разного направления.

В северо-западной части на территории Грузии выделяются два крупных поднятия – Храмский и Локский массивы. Между ними располагается широкий Ягледжский прогиб. На территории Армении выделяется Алавердское антиклинальное поднятие, сложенное в сводовой части отложениями юры. Оно протягивается от горы Качалдаг на востоке до горы Чатындаг на западе и далее поворачивая на северо-запад заканчивается периклинально у Качачкутского медноколчеданного проявления. В пределах антиклинория выделяется ряд брахиструктур второго порядка. Кроме того, здесь на южном склоне

горы Лелвар и на площадях Алаверди-Шамлугского и Ахталского рудных полей, отмечаются разрывы, играющие важную роль в рудообразовании.

К юго-востоку от Алавердского антиклинория на территории Азербайджана выделяются: Шамхорский антиклинорий, Дашкёсан-Кялазский синклинорий, Муровдагский антиклинорий и Карабахский антиклинорий. Дашкесанский синклинорий, со своей стороны, как и другие крупные единицы, осложнен внутренними поднятиями. В северном направлении эти структуры погружаются под интенсивно дислоцированные толщи неогена и палеогена Куринской депрессии. Погружение складок наблюдается также к юго-востоку у р.Аракс, что выявляется по периклинальному залеганию известняков нижнего и верхнего мела. Складки пересекаются разрывами разного направления, обусловленными глыбовыми движениями кристаллического субстрата. В юрских породах (нижний структурный ярус) складчатые структуры имеют северо-западное простирание, а в меловых (верхний структурный ярус) — близмеридиональное.

По данным К.Н.Паффенгольца, отложения южного края Сомхитско-Карабахской зоны, образующие крупную моноклираль, сложенную вулканогенной юрой, надвинуты на интенсивно дислоцированные породы верхнего мела и палеогена; плоскость надвига круто падает на северо-восток. Надвиг наблюдается в бассейнах рек Калакентчай и Шамхор-чай; к востоку он через Муровдагский и Карабагский хребты прослежен до р.Аракс; в западном направлении — от бассейна р.Шамхор разрыв продолжается до реки Агстев (Акстафу), где он переходит в сброс и с перерывами следует до южной окраины Ахалкалакского нагорья. На этом отрезке параллельно разрыву на юге появляется ряд второстепенных сбросов.

Некоторые исследователи, отрицая наличие здесь единого надвига, допускают существование лишь изолированных, кулисообразно замещающихся разрывов, приуроченных к крыльям кулисообразно расположенных поднятий Сомхитско-Карабахской зоны. Данный вопрос может быть решен после детального исследования обла-

сти геофизическими методами.

Отмеченный надвиг играет роль границы офиолитовой зоны, сложенной мощными вулканогенно-осадочными толщами верхнего мела и эоцена, собранными в ряд крупных складок (иногда изоклинальных), осложненных разрывами и прорванными многочисленными интрузивами оснрвных и ультраосновных пород. Эти геосинклинальные отложения обладают большими мощностями.

В Кафанском районе юрские отложения слагают Кафанскую антиклиналь северо-западного простирания. Они нарушены многочисленными разрывами незначительной амплитуды. Северо-восточное крыло антиклинали осложнено мелкими складками.

**Полезные ископаемые.** Рассматриваемый подрайон на Кавказе является одним из наиболее перспективных на различные полезные ископаемые.

К древним кристаллическим породам (Локский, Храмский и др. массивы) приурочено оруденение золота, проявления колчеданных и полиметаллических руд, молибдена и барита. Золото встречается в кварцитах и, по-видимому, представлено также в виде вкрапленников в измененных гранитоидах.

Колчеданные и полиметаллические руды образуют жилы в кристаллическом массиве ( у с.Джандар и Камышло в Локском кристаллическом массиве, на южной периферии Храмского массива у с.Гомарети), а также гнезда и вкрапленники. Проявление молибденита отмечается в Храмском кристаллическом массиве у с.Мамуласопели в виде тонких прожилок и гнезд среди древних гранитоидов.

С юрскими образованиями связываются медноколчеданные и полиметаллические (Дамлут, Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кедабек, Асрик-чай, Мехманис и др.), баритовые (Поладаурское, Килисинское, Човдарское, Шамхорское, Чайкендское, Тонашенское, Биттибулакское), железные, иногда с марганцем, кобальтом, титаном (Дашкесанское, Алабашлинское, Даврвадагское, Чардахлин-

ское), алунитовые (Заглигское, Кироваканское) и другие месторождения и рудопроявления.

С меловыми – железорудные месторождения (Поладаурское), железо–марганцевые (Самшвилдо, Иджеван, Ханлар), медно–колчеданные и медно–полиметаллические (Болнисское, Цители–Сопельское, Асрикчайское), ртутные (Таузское, Шамхорское, Болнисское). Кроме того, в полосе развития офиолитовой толщи верхнего мела встречаются проявления хрома, платины и наложенные – золота, ртути. Среди последних более крупными являются Агетакское, Шорбулахское и Левское.

Медноколчеданные, меднополиметаллические, баритовые и ртутные оруденения контролируются стратиграфо–литологическими и структурными факторами в сочетании с магматическими.

Колчеданные месторождения пространственно приурочены к Дебедачайской антиклинали. На западном и юго–западном крыльях последней расположено Алавердское рудное поле, на Северном–Шамхорское месторождение, на северо–восточном – Ахталское, а на северо–западном – Килисинское баритовое месторождение. Они приурочены главным образом к разрывным нарушениям, среди которых выделяют зоны отслаивания, расланцевания, дробления и крутопадающие трещины.

Шамлугское колчеданное месторождение приурочено к кератофирам и их брекчиям Алаверди–Шамлугской толщи. Промышленные руды локализуются в кератофирах и подстилающих их пирокластических породах андезито–дацитового состава. Основная масса рудных тел представлена пластообразными и штокообразными телами, залегающими в верхней части кератофиров. Медно–колчеданные и медно–цинковые жиллообразные тела и зоны прожилково–вкрапленных руд расположены в средних и нижних частях кератофирового горизонта и в туфах.

Литологический контроль оруденения слабо выражен на Алавердском месторождении, где линзообразные и пластообразные рудные тела приурочены к кератофировому горизонту, расчлененному на блоки разрывами.

Дашкесанское железорудное месторождение относится к скарновому типу. Рудные залежи располагаются в верхнеюрской карбонатной толще, прорванной интрузией габбро-диорита. Алабашлинское гематитовое месторождение относится к метасоматическому типу. Рудные тела залегают в среднеюрских туфогенных породах вблизи тектонических нарушений, образуя пластообразные залежи.

К юрским образованиям подрайона приурочены также Кафанское медное и Шаумянское полиметаллическое месторождения и ряд других перспективных полиметаллических (Халадж), медных (Ордаклинское, Шикахохское) и золоторудных (Веджнаварское) месторождений. В этой Кафанской группе выделяется три рудных района (Твалчрелидзе, 1961): Кафанский и Цавский на территории Армении и Минджеванский в Азербайджане.

В Кафанском районе месторождения приурочены к разрывным нарушениям свода брахиантиклинали, сложенной юрскими толщами, прорванными штоками гранитоидов, альбитофиоров и кварцевых порфиров. Кроме меди, здесь практический интерес представляют золото, серебро, теллур, германий, а в отдельных участках — свинец и цинк.

Цавский район расположен среди верхнеюрских вулканогенно-осадочных пород, прорванных Цавским гранитоидным интрузивом предсеноманского возраста. Вкрапленное оруденение халькопирита и пирита устанавливается в экзоконтактовом ореоле интрузива среди порфиров и туфов. В западном контакте интрузива с карбонатными породами девона развита полоса скарнов с магнетитовым оруденением (Шишкарское месторождение). Среди гидротермально измененных порфиров устанавливаются пиритизированные и окварцованные участки с высоким содержанием золота. В Миндживанском районе известны небольшие жилы кварца с галенитом и сфалеритом, в которых местами обнаруживаются богатые скопления самородного золота. Шаумянское полиметаллическое (свинец, цинк, медь) месторождение жильного и вкрапленного типа залегает в юрских вулканогенно-осадочных породах.

Рудные проявления, приуроченные к меловым отложениям Кафанского района, не представляют практического интереса. Данное обстоятельство, по-видимому, объясняется отсутствием среди меловых отложений гранитоидных интрузий. Лишь в Зангезурском районе в неоконских вулканогенных породах отмечается наличие небольших медно-колчеданных рудопоявлений гидротермального происхождения.

В Азербайджане ртутное оруденение локализуется в зонах дробления в верхнемеловых известняках и вулканогенно-осадочных породах Шамхорского, Таузского и других районов, а также в офиолитовой толще.

В Грузии к верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще приурочены гематитовые, железо-марганцевые, медно-колчеданные и баритовые месторождения Болнисского и Тетрицкаройского районов. Они залегают в туфах вблизи прорывающих их гипабиссальных кислых интрузий. Рудные залежи имеют пластообразную, жилкообразную и штокверковую формы.

Таким образом, рудные месторождения подрайона контролируются элементами стратиграфии, тектоники и литологии, а также магматизма.

К нерудным полезным ископаемым подрайона относятся доломиты, бентонитовые глины и строительные материалы (мраморы, известняки, туфы, песчаники, кварцевые порфиры, гипс, пески, кирпично-черепичные глины). С карбонатными породами оксфорд-кимериджа связаны проявления исландского шпата. Кварцевые порфиры байоса (Кафанский район) содержат включения интрателлурического кварца, который может явиться сырьем для стекольной промышленности.

К измененным туфам вулканогенно-осадочной толщи верхнего мела (турон-нижний кампан) в Тетрицкаройском районе Грузии, а также в районе Казах в Азербайджане приурочен морденит (50-80%), заслуживающий большой практический интерес (Р.Л.Шубладзе, З.М.Гордезиани, А.С.Михайлов).

Известны и минеральные источники. В Идже-

ванском районе имеются углекислые гидрокарбонатно-кальциевые воды араратского типа, которые связаны с юрскими образованиями Прикуринского артезианского бассейна. Выходы минеральных вод хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого типа (анкаванский тип) имеются в Кафанском районе, где они приурочены к Кафанскому артезианскому бассейну.

Как видно из вышеизложенного, данный подрайон является высокоперспективным, в связи с чем постановка здесь крупномасштабных комплексных геолого-съемочных и тематических исследований является первоочередной задачей.

**Основные задачи и требования к съемке.** Изложенный выше материал показывает, что подразделение отдельных толщ и перспективная оценка полезных ископаемых районов требуют дальнейшей доработки. Образования древних кристаллических массивов подразделены на отдельные фазы магматизма, но в них слабо изучены взаимоотношения между этими фазами и последовательность их проявления. Не достаточно обоснованы рудообразующие процессы, слабо изучена геохимия. Поэтому в кристаллических массивах следует более детально изучить форму отдельных разновозрастных интрузивных тел, их состав, взаимоотношение с вмещающими породами, абсолютный возраст различных фаз, сопоставить отдельные кристаллические массивы с другими областями Кавказа; изучить процессы дифференциации, ассимиляции и автотоматоза; установить связь интрузивных и субвулканических образований.

Биостратиграфическое и литологическое расчленение вулканогенно-осадочных толщ юры и мела затрудняется скудными находками фауны и резким фаціальным изменением их по простиранию. Так, вулканогенно-осадочные образования юры Южной Грузии датируются байосом и предположительно выделяется бат в морской фации, тогда как в Армении на продолжении данной толщи фаунистически установлены, помимо байоса и бата, осад-

ки всех ярусов верхней юры. В Грузии ааленский ярус включается в состав лейаса, а в Армении его объединяют с нижебайосскими образованиями.

В связи с этим геологам Армении, Грузии и Азербайджана следует выработать общую схему подразделения указанных осадков. Поскольку вулканогенно-осадочные толщи обладают изменчивым составом, а находки фауны здесь редки, часто отсутствует слоистость, подразделение их не всегда возможно. Поэтому до постановки геолого-съемочных работ необходимо провести здесь тематические исследования или опытно-методические работы для выработки схемы подразделения по всей полосе развития юрских осадков.

При этом, кроме биостратиграфического метода, (с учетом тектоники) следует также применить метод петрологии и геохимии, а в ряде мест — горные выработки и скважины. Установленные коррелятивные горизонты позволят успешно проводить геолого-съемочные работы в целях решения задач по выявлению перспективных рудоносных площадей.

При крупномасштабном (1:50 000) картировании необходимо по-ярусно подразделить осадки нижней и средней юры; подразделить вулканогенно-осадочную толщу байоса, обладающую мощностью до 2000 м, где это возможно, на 4 литологических комплекса пород.

Верхнеюрские осадки подразделить на ярусы и подъярусы. Выделить литологические комплексы пород мощностью не более 200 м каждый. В местах развития карбонатных осадков верхнего мела выделить сеноман, нижний турон, верхний турон-нижний коньяк, верхний коньяк, сантон, кампан, маастрихт, дат. В вулканогенно-осадочной толще сеноман-коньяка (Грузия и Армения) или верхний коньяк-нижнего сантона (Азербайджан) выделить литологические комплексы пород мощностью не более 300 м каждый. Пачки и пласты пород, благоприятные для метасоматического замещения, особенно вблизи рудоносных интрузий и в тектонически благоприятных участках, а также возможных экранизирующих поверхно-

стей, необходимо выделить на карте независимо от их мощностей (более 3 м).

При крупномасштабной геологической съемке должны быть решены не совсем ясные вопросы геологии, как например, стратиграфический объем лейасовых образований в Алавердском и Шамхорском районах в вулканогенной фации; возможное присутствие верхнего альба в низах толщи принимаемой за сеноман, слагающей полосу Садахло-Ходжорни, возраст артаншинской свиты; нижний возрастной предел зайванской свиты; возможное наличие осадков миоцена в Ноемберянском районе; возраст ультраосновных пород, секущих осадки верхнего мела в южной полосе Нагорного Карабаха и другие.

В целях обоснования лейасового возраста вулканогенно-осадочной толщи Алавердского и Шамхорского районов целесообразно провести профильное бурение в местах предполагаемого замещения вулканогенных образований лейаса осадочными породами и в местах перекрытых среднеюрскими образованиями. Остальные вопросы можно решить в процессе детальных литолого-палеонтологических исследований с применением горных работ.

В районах развития юрских и меловых вулканогенных образований следует изучить жерловые фации с целью выделения палеовулканов, которые могут контролировать рудные месторождения.

Одновременно с крупномасштабной геологической съемкой в пределах перспективных участков, следует проводить большой объем поисков. В частности, в районах Кировабада, Шамхора, Алаверди и Болниси поисковые работы необходимо вести в масштабе 1:10 000 с детальным изучением рудоконтролирующих складчатых и разрывных структур. В некоторых наиболее перспективных местах полосы развития офиолитовой толщи целесообразна постановка комплексных геолого-съемочных работ в масштабе 1:25 000, обязательно сопровождаемая их геохимическими, металлогеническими, петрологическими и геолого-структурными исследованиями.

Наряду с методами геофизики, предусмотрен-

ными инструкцией (1968), считаем необходимым проведение высокоточной гравиметрической съемки в масштабе 1:50 000 (сечение изолиний отчетных карт – через 0,5 мгл). Это даст возможность более детально изучить структурно-тектонические особенности и состав интрузивов.

Необходима постановка и аэромагнитной съемки с применением новой аппаратуры. Она обеспечит точность съемки в  $\pm 15-20$  гамм, что даст возможность детализировать работы по локализации аномалий и изучению слабоинтенсивных полей.

На участках развития осадочных полезных ископаемых (бентонитовые глины, туфы и др.) следует: 1) изучить литологию и фации продуктивных отложений с составлением литолого-фациальных карт; 2) более подробно описать продуктивные толщи, вмещающие породы и определить их стратиграфическое положение. Поскольку признаки ртутного оруденения и золота наблюдаются в вулканогенно-осадочных и известняковых толщах юры и верхнего мела, необходимо применять шлиховое опробование и геохимические методы поисков на площади развития этих пород.

При изучении медно-колчеданного и полиметаллического оруденения важное значение имеет выявление ореолов рассеяния меди, золота и других металлов, для чего нужно провести металлометрическое опробование и применить методы геофизики по вызванной поляризации.

В связи с тем, что в Тетришкарройском и Казахском районах в пелитовых туфах вулканогенно-осадочной толщи турона – нижнего кампана обнаружены цеолиты (морденит и др.) в местах ее развития и в других районах, где развита синхроничная толща (Кутаисский, Болнисский, Ноемберянский, Иджеванский, Шамхорский и др.), необходимо проведение детальных исследований с целью выявления цеолитсодержащих пород.

В связи с тем, что подрайон относится к труднодешифрируемым, необходимо провести аэрофотосъемки масштаба 1:8 500, а местами – 1:17 000. Большое внимание должно быть уделено выявлению систем трещин и

зон дробления, благоприятных для рудонакопления методами аэросъемок.

## 76. АРЗАКАНСКИЙ ПОДРАЙОН

Описываемый подрайон занимает незначительную площадь. Он находится в области развития средневысотных гор, эродированных кристаллических массивов и пересекается долиной реки Мармарак (правый приток р. Раздан). Своими структурно-фациальными особенностями он резко отличается от смежных участков, что позволяет выделить его в отдельный подрайон.

В геологическом строении принимают участие самые древние породы Армении. Они выступают из-под верхнемеловых и палеогеновых образований, слагая Арзаканский и Апаранский массивы и подразделяются на 4 свиты.

1. Арзаканская свита представлена кварцево-сланцевыми сланцами, частично графитизированными (в верхах свиты). Породы интенсивно мигматизированы и прорываются интрузивами нижнепалеозойского комплекса. Мощность свиты 300–500 м, возраст условно рифейский.

2. Бжнуяльская свита согласно залегает на арзаканской и связана с ней постепенным переходом. Она представлена различными фациально изменчивыми разновидностями хлоритовых и глинисто-графитовых парасланцев мощностью 300–400 м. В юго-восточной части Арзаканского массива широко развиты глинисто-графитовые сланцы с линзами доломитов, известняков, а также мелкими линзами гематита и магнетита. В северо-западной части Апаранского массива преобладают глинисто-графитовые сланцы. Возраст свиты нижнекембрийский, поскольку она параллелизуется с филлитами Дзирульского массива.

3. Дзораглухская свита согласно залегает на бжнуяльской; сложена амфиболитами и роговообманковыми сланцами. В Арзаканском массиве линзы мрамора имеют наибольшее распространение. Мощность свиты 600–1000 м, возраст определяется условно как средний кембрий по ее согласному залеганию на бжнуяльской свите

нижнего кембрия.

4. Агверанская свита располагается непосредственно над дзораглухской; в ее основании отмечаются конгломераты, указывающие на перерыв между свитами. Сложена метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями, состоящими из диабазовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий с линзами мрамора и роговиков. Мощность свиты 800 м; она прорвана гранодиоритами и кварцевыми диоритами, а также многочисленными диабазовыми дайками. Свита резко отличается от подстилающих пород и условно относится к ордовику.

Докембрийско-палеозойские образования несогласно перекрываются меловыми толщами, а выше развиты осадки эоцена.

Разрез меловых осадков начинается толщей грубообломочных конгломератов, кварцево-полевошпатовых мелкогалечных конгломератов, туфоконгломератов, туфобрекчий, туфопесчаников, песчаников, известковистых песчаников и частично глин турон-коньяка мощностью 250 м. Эти отложения перекрываются свитой слоистых мергелистых известняков верхнего сенона, которые во многих районах имеют в своем основании базальный конгломерат и прослой разнообразных порфиритовых и витрофировых туфов. В долине р.Раздан свита верхнего сенона налегает с конгломератами в основании непосредственно на эо-палеозойскую метаморфическую толщу. По сравнению с другими областями Армении, в данном подрайоне (на правом берегу р.Раздан) верхнемеловые отложения характеризуются небольшими мощностями.

На отложениях верхнего мела залегают вулканогенно-осадочные образования эоцена, описанные ниже (район 8). Еще выше несогласно горизонтально залегают рыхлые конгломераты и гравелиты. Далее следуют пачки серых глин и мергелей с прослоями желтых известняков. Общая мощность свиты не превышает 40 - 50 м. Ее возраст одними исследователями определяется как мэотический (Богачев, Габриелян, (1964), а другие относят ее к понтскому ярусу (В.Б.Колесников и Б.П.Жижченко).

Подрайон характеризуется многоярусным строением. Нижним ярусом является докембрийско-палеозойский; простирание складок в нем соответствует антикавказскому направлению.

Наблюдаются довольно крутые складки, сложенные разрывами антикавказского и субмеридионального простираний. На нижний структурный ярус в Арзаканском массиве наложен меловой, выше - палеогеновый, а затем - плиоценовый структурные ярусы. Складки мелового и палеогенового структурных ярусов имеют антикавказское простирание; они относительно крутые, асимметричные, местами опрокинуты на юг. Плиоценовый структурный ярус характеризуется наличием пологих волнообразных складок, наложенных на нижние структурные ярусы.

**Полезные ископаемые.** В метаморфическом комплексе эопалеозоя встречаются залежи белых, розово-белых и розовых мраморов, а также доломитов, представляющих промышленный интерес. Мощность залежей от нескольких до 130 м (бассейн р. Далар, правого притока р. Раздан).

Среди рудных ископаемых некоторый интерес представляют гематит-магнетитовые руды (в окрестностях селений Атарбакян, Мармарак и Арзакан). Маломощные рудные пласты и линзы приурочены к бжнуяльской свите. Они имеют полосчатую, отчасти массивную, текстуру и по отдельным выходам прослеживаются на несколько километров. С актинолитовыми сланцами Арзаканского массива связано месторождение рутила.

В вулканогенно-осадочных породах верхнего мела на контакте с массивом гранитоидов залегает Разданское скарново-магнетитовое месторождение со значительными запасами. Проявления ртути встречаются в известняках верхнего мела.

В подрайоне известны хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды анкаванского типа. Они связаны с Севанским артезианским бассейном в районе гор. Раздан

и пос. Анкаван и вытекают из метаморфических сланцев палеозоя и докембрия. Выходы минеральных вод приурочены к разлому.

Основные задачи и требования к съемке. К основным задачам крупномасштабной геологической съемки здесь относятся выяснение перспектив: 1) железорудного и титанового (рутилового) оруденения в палеозой-докембрийской верхнемеловой толщах; 2) ртутного оруденения в известняках верхнего мела; 3) минеральных вод, связанных с арзаканским комплексом пород. Полезные ископаемые залегают в различных структурных ярусах и их поиски следовало бы вести по-ярусно. Однако в связи с наличием крутых складок в нижних ярусах и резким погружением последних под плиоценовый структурный ярус, железорудные залежи могут оказаться недоступными для промышленного освоения. Поэтому по-ярусное изучение подрайона крупномасштабной геологической съемкой и поисками не является целесообразным.

В связи с наличием перспектив на различные полезные ископаемые необходимо изучение глубинного строения подрайона с применением новых, высокоточных методов гравиметрии, а также вертикального электрозондирования. Подрайон относится к труднодешифрируемым и поэтому для оконтуривания свит на карте необходимо применить аэрофотоснимки масштаба 1:8 500. Одновременно здесь целесообразно применить аэрофототелодолитные снимки, поскольку условия рельефа благоприятны.

Для оценки ртутного оруденения необходимо провести шлиховое опробование и геохимические исследования. Одновременно с этим следует осуществить массовые поиски урана путем постановки гамма-съемки в районах развития домезозойских образований. На геологических картах должны быть выделены все четыре свиты арзаканского комплекса метаморфизованных пород, а также рудоносные горизонты. Подразделение меловых образований целесообразно провести аналогично первому подрайону описываемого района.

## 7в. НАХИЧЕВАНСКИЙ (ШАРУРО-НЕГРАМСКИЙ) ПОДРАЙОН

Описываемым подрайоном охватывается западная часть Нахичеванской АССР и южная часть Вединского района Армянской ССР. В орографическом отношении он представляет типичную горную область, где выделяются средние, частично низкие, интенсивно расчлененные горные массивы на складчатом верхнемеловом и триас-палеозойском субстрате. Хребты с более высокими отметками выступают в северной части области (Урцский хребет); в юго-западном направлении они постепенно понижаются и круто обрываются к Араратской равнине.

В зависимости от литологического строения субстрата, подрайон характеризуется разными типами рельефа. На отложениях девона, сложенных тонкослоистыми песчаниками, известняками и глинами, выделяются оголенные горы с относительно пологими склонами; карбоновые и триасовые отложения (известняки, доломиты) слагают гребни и обрывы, образуя осыпи у подножий гор. Большая часть подрайона лишена лесного покрова и обнаженность хорошая. Он пересекается редкой сетью шоссеиных и грунтовых дорог; много выючных и пешеходных троп. Проходимость и дешифрируемость аэрофотоматериалов средняя.

**Геологическое строение.** Подрайон сложен в основном палеозойскими и мезозойскими толщами. Встречаются также эоцен-миоценовые образования. Из палеозойских представлены породы девона, карбона и перми, распространенные в юго-западной части Армении и Нахичеванской АССР. Осадки силура неизвестны. Предполагают, что к силуру относится толща черных слюдистых и графитоносных сланцев мощностью 1500 м, вскрытая скважиной под известняками эйфельского яруса у границы Нахичеванской АССР.

Отложения нижнего девона в данном подрайоне неизвестны и разрез начинается со среднего девона. Последние обнажаются в ядре Догна-Велидагской и других

антиклиналей и представлены коралловыми известняками, доломитами, глинисто-серицитовыми сланцами и песчанистыми сланцами мощностью 600-700 м. На основании богатой фауны они подразделяются на эйфельский и живетский ярусы.

Верхнедевонские отложения согласно следуют за среднедевонскими. Они представлены чередующимися слоями черных глинистых сланцев, песчаников, кварцитов и известняков. Фаунистически в них выделяются франкский и фаменский ярусы, в свою очередь подразделяющиеся на нижний и верхний подъярусы. Общая мощность осадков верхнего девона около 700 м.

Отложения карбона известны в пределах Нахичеванского антиклинория (бассейн р. Арпа) и согласно сменяют отложения франкского яруса. Здесь выделяются этренский, турнейский и визейский ярусы, представленные песчано-глинисто-карбонатной фацией. Известняки отличаются от девонских слоистостью и они частично битуминозные. Мощность толщи 250-650 м. Отложения среднего и верхнего карбона отсутствуют.

Отложения пермской системы распространены в пределах того же Нахичеванского антиклинория (хребты Урц, Кармир-Сахка, среднее течение р. Арпа и Джульфийское ущелье). Указанные осадки со скрытым, а иногда с явно угловым несогласием залегают на различных горизонтах осадков карбона и девона. Ввиду скудной фауны они расчленяются на нижний и верхний отделы.

Нижний отдел представлен свитой толсто- и среднеслоистых, реже тонкослоистых серых битуминозных известняков с конкрециями и стяжениями кремня. Верхний отдел в низах сложен серыми битуминозными мшанковыми известняками, а в верхах - чередованием углистых песчанистых известняков, мергелей и мергелистых известняков.

Отложения перми имеют мощность от 70 до 150, а местами - более 400 м. Мощность осадков увеличивается в направлении от бассейна р. Арпа к бассейну р. Веди. В этом направлении увеличивается количе -

ство песчано-глинистых осадков.

Триасовые отложения в Армении обнажаются по рекам Веди и Джагри, но более крупные их выходы находятся на территории Нахичеванской АССР в районе Айюцзорского хребта и города Джульфа. В указанных местах они согласно залегают на осадках перми, представлены всеми тремя отделами — нижним, средним, верхним и образуют единые складки, разорванные многочисленными сбросами, взбросами и надвигами, преимущественно северо-западного простирания.

Нижнетриасовые отложения представлены зеленовато-серыми и красными известняками максимальной мощностью 300 м. Выше следуют среднеслоистые известняки, условно относимые к среднему триасу, поскольку в районе Джерманиси они постепенно переходят в терригенно-угленосные породы. Мощность свиты 150–200 м.

К верхнему триасу в пределах Армении относится терригенно-угленосная толща (Джерманиси). Не исключена возможность, что самая нижняя часть толщи является среднетриасовой. Мощность осадков верхнего триаса 500–700 м. В Нахичеванской АССР к верхнему триасу условно относится мощная толща доломитов.

Перекрывающими образованиями осадков триаса в Армении и северной части Нахичеванской АССР являются конгломераты нижнего турона и отчасти вулканогенные образования миоплиоцена. В Джульфинском ущелье триасовые известняки несогласно перекрываются мощной (около 200 м) толщей эффузивных пород, по-видимому, лейаса. Последняя сменяется вулканогенной толщей средней юры. Юрские отложения в данном подрайоне имеют незначительное развитие.

Нижнемеловые отложения констатированы только у сел. Азнабюрт. Здесь в мульде синклинали над среднеюрскими породами трансгрессивно залегают толща песчаников и известняков с аммонитами плохой сохранности, принимаемая за верхний альб. Мощность ее 80–100 м.

Верхнемеловые отложения представлены серией вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Сеноманские осадки, представленные чередованием известковистых сланцев, песчаников и мергелей в районе с.Ауш, залегают на известняках триаса и датированы на основании флоры. Туронские отложения по фаунистическим и литологическим признакам делятся на два горизонта: нижний - вулканогенно-осадочный (около 500 м) и верхний - преимущественно осадочный (140-150 м). Коньяк-маастрихтские осадки мощностью 300-500 м представлены толщей мергелей и известняков с прослоями туфогенных песчаников и туфобрекчий в низах свиты, а датские - аргиллитами, известняками и песчаниками (до 350 м).

Тектоника подрайона довольно сложная. В полосе развития палеозойских и триасовых отложений нижнего структурного яруса выделяют ряд складок антикавказского простирания. Они местами опрокинуты к северу, а местами к югу; осложнены сбросами, взбросами и надвигами. Вдоль надвигов палеозойские образования надвинуты местами (в районе с.Яйджи) на эоценовые. Нижне-среднеюрский и верхнемеловой структурные ярусы представлены на локальных площадях подрайона. Складки здесь короткие, довольно крутые (30-45°) и несколько асимметричные.

**Полезные ископаемые** Из полезных ископаемых, связанных со средне- и верхнепалеозойскими отложениями промышленный интерес представляют кварциты в верхнедевонских и нижнекарбонных отложениях, мраморизованные известняки и мраморы в отложениях среднего и верхнего девона, пиробитуминозные сланцы в отложениях перми, фосфориты, залегающие в осадках фаменского яруса и карбона (южный склон Урцского хребта). Все они занимают определенные стратиграфические горизонты и имеют большие перспективы. Кроме того, палеозойский комплекс Нахичеванского подрайона перспективен по выявлению бокситов.

Из рудных месторождений с палеозойскими образованиями связываются полиметаллические проявления,

К пермским карбонатным образованиям приурочены медные и свинцово-цинковые прожилки Данзигского рудопроявления, а к осадкам девона — Гюмушлугского месторождения. С отложениями верхнего триаса связаны месторождения каменного угля (Джерманисское месторождение).

**Основные задачи и требования к съемке.** Основными задачами крупномасштабной геологической съемки в данном подрайоне следует считать проведение перспективной оценки известных здесь медно-полиметаллических, кварцитовых, мраморных месторождений в осадках палеозоя (девон-пермь), триасового каменноугольного месторождения и проведения поисков для обнаружения новых месторождений, в особенности нефти и газа, которые могут быть выявлены, скорее всего, в районах развития древних разрывов, перекрытых более молодыми непроницаемыми образованиями.

Для решения указанных задач необходимо выявление соответствующих структур, определяющих пространственное их обособление, что является наиболее важным в составлении прогнозных карт. С этой целью необходимо здесь провести глубинное изучение структур с помощью геофизики и параметрических скважин. Ввиду пересеченности рельефа нельзя ставить сейсмические исследования в объеме, достаточном для составления крупномасштабных карт и приходится удовлетвориться проведением гравиметрических работ с применением магнитно-теллурического метода, а местами — параметрических скважин. Другие методы геофизики могут быть осуществлены для поисков рудных залежей при сочетании методов геохимии, шлихового опробования и гамма съемки. В целях картирования эффузивных лав и известняков здесь большой эффект могут дать фототеодолитные снимки ввиду резкого контраста в составе отдельных толщ и пересеченности рельефа.

К геологическим картам необходимо предъявить требования по-ярусного расчленения палеозойских и мезозойских образований, за исключением нижнего и

среднего триаса.

## 7г. ЮЖНОЗАНГЕЗУРСКИЙ ПОДРАЙОН

Этим подрайоном охватывается крупный Мегри-Ордубадский (Зангезурский) массив гранитоидов и в нем выделяется область средневысотных и высоких (до 3500 м) расчлененных гор. Вследствие устойчивости пород рельеф характеризуется весьма резкими формами, широким развитием пикообразных и гребневидных вершин с огромными скоплениями обломочного материала, главным образом на склонах и у подножия гор. Наблюдаются реликты и ледникового рельефа — троговые долины, кары и ледниковые озера. Среднегорный рельеф выделяется в южной части подрайона. Здесь также преобладают гребни и крутые склоны с огромными осыпями у подножий гор. Образования почв почти не происходит, создаются условия для гравитационного перемещения материала.

**Геологическое строение.** Описываемый подрайон слагается палеозойскими отложениями и гранитоидами Мегри-Ордубадского массива. Первые обнажаются в осевой полосе Зангезурского антиклинория и содержат осадки среднего и верхнего девона. Кроме того, здесь условно выделяют отложения докембрия. Гранитоидами занята наибольшая часть подрайона; на небольших участках указанные образования перекрыты палеогеновыми и плиоценовыми отложениями.

Девонские отложения Зангезура представлены сложным комплексом порфиритов, туфоконгломератов, хлорит-эпидот-амфиболовых сланцев, известняков, кварцитов и глинистых сланцев. На востоке вдоль регионального Хуступ-Гератахского взброса с амплитудой 1500 м они контактируют с вулканогенной толщей юры Кафанской тектонической зоны, а на западе и юго-западе на Капуджухском и Мегринском хребтах прорываются гранитоидами. Местами последние содержат крупные ксенолиты вулканогенных, метаморфических и карбонатных пород. По простиранию в северном направлении девонская толща на северном склоне Баргушетского хребта круто по-

гружается под эоценовые вулканогенные образования, Девонский возраст указанной толщи обоснован фаунистически.

В районе с.Алдар на контакте с сиенит-диоритами и щелочными породами, слагающими Мегринский хребет, обнажается толща метаморфических сланцев (амфиболовые сланцы, роговики). К.Н.Паффенгольц их условно относит к кембрию и докембрию; В.Г.Грушевой их рассматривает как контактово-метаморфические образования. А.Г.Асланян подтверждает это мнение, учитывая, что аналогичные амфиболовые сланцы близкие по составу к девонским порфиритам развиты в девонских отложениях соседних районов. По его мнению, тектонические условия района исключают возможность выхода древнего субстрата в ущелье р.Аракс, ввиду погружения в этом направлении осей складчатых структур, сложенных осадками среднего палеозоя и мезозоя.

В подрайоне выделяется крупный Зангезурский антиклинорий, в осевой части которого выходят отложения девона. В восточной части подрайона к западу от Кафанской антиклинали на хребте между рр.Мегри и Цав проходит зона крупных разломов, из которых один имеет характер надвига (взброса) с большой амплитудой; в результате этого нарушения породы девона надвинуты на вулканогенные образования юры и известняки мела.

**Полезные ископаемые.** Из полезных ископаемых, приуроченных к интрузивным породам Мегри-Ордубадского массива развиты молибденовые, медно-молибденовые, медные и железные месторождения, имеющие промышленный интерес. Первые представлены отработанным месторождением Парагачайским и проявлениями Гекгюндурским, Фахладаринским, Гызгяминчухурским, Алчалыхским и др. Кварц-молибденитовые жилы залегают в краевых фациях различных гранитоидов. Вдоль жил часто наблюдаются зеркала скольжения дорудных и интарудных подвижек. Иногда молибденит встречается в хлоритизированных рудных зонах.

К медно-молибденовым месторождениям относятся Каджаранское, Агаракское, Дастакертское и прояс-

вления: Вардениское, Бугалярское, Айгедзорское, Мичи-мантское и другие; к медным – Джиндаринское, а к железорудным – Сваранцское. Все они контролируются палеогеновыми гранитоидами и крупными разрывами.

На Каджаранском медно-молибденовом месторождении, по данным С.С.Мкртчяна (1958), вмещающими породами являются интрузивы двух основных фаз Мегри-Ордубадского массива – монзониты и более молодые порфировидные гранодиориты, между которыми проходит крупный Добакланский надвиг северо-западного простирания.

Основные задачи и требования к геологическим картам. В связи с большой перспективностью подрайона на разнообразные эндогенные месторождения, он геологически хорошо изучен. Несмотря на это, степень изученности подрайона согласно новым требованиям по организации и производству крупномасштабных геолого-съёмочных работ (1968) недостаточна. В частности, при расчленении кристаллических пород Мегри-Ордубадского массива на фазы не выделены отдельные их фации, не всегда изучены контактовые полосы между интрузивами различных фаз и не везде ясно их соотношение с осадочными толщами. Степень расчлененности осадочных толщ не отвечает масштабу крупномасштабной съёмки, мало изучены глубинные структуры, не всегда выявлена связь оруденения с составом пород, формами тектоники и т.д.

Поскольку требуется выделить перспективные площади за пределами известных месторождений, то следует более детально изучить геологию, петрологию интрузивов и околорудных измененных зон, структурные особенности в том объеме, который предусматривается для кристаллических и осадочных пород Локско-Алавердско-Кедабекского подрайона. Кроме того, оледует проводить здесь более детальное изучение метаморфических сланцев (в районе с.Алдар) и уточнить их возраст. Одновременно в данном подрайоне считаем целесообразным постановку геолого-съёмочных работ в масштабе 1:25000; в противном случае трудно обосновать выделение рудонесных структур, особенно глубинных в этом весьма пер-

спективном районе.

## 8. РАЙОН РАЗВИТИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Палеогеновые, частично меловые ( в основном верхнемеловые) образования пользуются весьма широким распространением в отдельных обширных складчатых областях Малого Кавказа. Кроме географического местоположения, они, в некоторой степени, различаются характером геологического строения и размещением полезных ископаемых. В связи с этим, мы сочли целесообразным выделить в них подрайоны:

- а) Аджаро-Триалетский,
- б) Локский и Ширакско-Севанский,
- в) Ереванско-Ордубадский и
- г) Тальшский.

### 8а. Аджаро- ТРИАЛЕТСКИЙ ПОДРАЙОН

Аджаро-Триалетский подрайон охватывает одноименный хребет, представляя высокогорную и среднегорную область. В гребневой части хребта на высоте 1500-2000 м выделяется ландшафт среднегорных хребтов с частым и глубоким поперечным расчленением. В наиболее возвышенных участках (выше 2500 м) наблюдаются следы вюрмского оледенения (карры). В северном предгорьи и восточном окончании хребта на высотах 600-1000 м рельеф легкодоступный, низкогорный, эрозийный с поперечным и продольным расчленением. Долины, в зависимости от литологии и тектоники, разнообразны каньонообразные в вулканогенных образованиях среднего эоцена, широкие в синклиналиях, У-образные (поперечные долины).

Восточная часть хребта покрыта местами мелким лесом, обнаженность и дешифрируемость хорошая. В западной части района дешифрируемость средняя, часто трудная; здесь необходимо применение аэрофотоснимков

в крупном масштабе.

Геологическое строение. Данный подрайон сложен верхнемеловыми и палеогеновыми вулканогенно-осадочными, карбонатными и терригенными, иногда гипсоносными образованиями; местами, на локальных площадях (районы Боржоми, Бакуриани, Ахалцихе), указанные образования перекрываются андезито-базальтовыми лавами. Все эти отложения смяты в веерообразную систему складок, осложненных надвигами и взбросами, ориентированными с юга на север. Складки часто опрокинуты на север — в сторону Грузинской глыбы и на юг.

Меловые образования Аджаро-Триалетской полосы не везде подразделяются на ярусы. Наиболее древними являются отложения альба, обнажающиеся в Хведуретском ущелье в своде антиклинальной складки, а также в ущельях рр.Тедзами и Дзама, правых притоков р.Куры. Они представлены чередованием туфоконгломератов, туфобрекчий, туфов, туфопесчаников, глин и мергелей. Иногда встречаются покровы порфиритов и глыбы мергелистых известняков с аптской фауной (ущелье р.Хведурети). Общая мощность альбских отложений 280–320 м. Указанные осадки по простиранию часто претерпевают фациальное изменение.

Выше по разрезу широко развиты мощные образования верхнего мела. Нижняя часть осадков представлена вулканогенной толщей. Данные образования встречаются во многих местах Аджаро-Триалетского хребта (главным образом в сводах антиклиналей) и датируются сеноманом и нижним туроном по положению в разрезе — между датированными толщами альба и верхнего турона (Гамкрелидзе, 1952 и др.); иногда (Тедзамское ущелье) верхняя часть вулканогенной толщи фациально замещается розовыми мергелистыми известняками нижнего турона. В других районах, наоборот, вулканогенная толща верхнего мела поднимается до коньякского, даже до кампанского ярусов и, таким образом, возраст данных образований в различных местах указанного региона является различным. Соответственно, общая мощность верхнемеловой вулканогенной толщи

меняется в пределах 1200–2000 м в среднем.

Верхняя часть верхнемеловых образований представлена мергелисто-известняковой и пестроцветной мергелисто-глинисто-песчанистой фациями. Здесь местами выделяют: 1) серые и розовые известняки, часто мергелистые, с прослоями вулканогенных пород, турон-коньякского ярусов мощностью 150–350 м; 2) мергелистые известняки, часто литографского типа, сантон-кампана, местами (Горисджвари) несогласно через базальный конгломерат, а местами согласно, залегающие на нижележащих отложениях; мощность их 25–100 м; 3) чередование известняков литографского типа, мелоподобных известняков и мергелей маастрихтского яруса, трудно отделяемых от нижележащих кампанских известняков; 4) пестроцветные глины и мергели датского яруса, захватывающие иногда низы палеоцена–50–60 м.

Осадки верхнего палеоцена в восточной части Аджаро-Триалетского хребта согласно, местами несогласно, залегают на разных горизонтах пестроцветной свиты датского яруса и низов палеоцена, иногда вплоть до маастрихта. Представлены во флишевой фации и сложены ритмично чередующимися глинисто-мергелистыми и песчанистыми породами. Выше залегают аналогичного литологического состава породы нижнего эоцена, в которых местами (ущелье р. Гана и др.) встречаются известняки. В связи с почти однообразным литологическим составом и редкой фауной подразделение осадков палеоцена и нижнего эоцена во флишевой фации не представляется возможным и они выделяются вместе.

Во многих местах в отложениях палеоцена–нижнего эоцена присутствуют также вулканогенно-осадочные породы андезито-дацитового, трахитового и базальтового состава. Наибольшим распространением они пользуются в западной (Гурия, Аджария) части Аджаро-Триалетского хребта, где они почти полностью замещают породы флишевой фации и представлены в основном трахитами и их пирокластолитами мощностью более 1500 м. В восточной части Аджаро-Триалетского хребта более мощные осадки вулкано-

генно-осадочных пород (400–500 м) имеются в ущелье р. Алгети, однако они здесь характеризуются андезито-дацитовым составом. В других районах (Боржомский) эффузивные породы андезитового и базальтового состава встречаются в виде маломощных пачек, а также секущих жил.

Среднеэоценовые образования трансгрессивно залегают на осадках палеоцена–нижнего эоцена. Представлены преимущественно вулканогенно-осадочной фацией; местами в них чередуются пласты и пачки известняков, мергелей и аргиллитов. Мощность свиты достигает в восточной части 300–800 м, иногда до 3000 м, а на западе (Гурия, Аджария) она возрастает до 4000–6000 м.

Среднеэоценовую толщу по литологическим особенностям подразделяют на две или три свиты, состав которых резко меняется по простиранию. Если на востоке Аджаро-Триалетского хребта вулканогенно-осадочная толща характеризуется средним составом (андезиты, порфириты, их пирокластолиты), то на западе, в особенности в Гурии и Аджарии, наряду с ними распространены трахиандезиты, трахиты, кератофиры и их пирокластолиты.

Некоторые исследователи большую мощность вулканогенно-осадочной толщи на западе по ряду косвенных данных объясняют замещением данной фацией флишевых осадков палеоцена–нижнего эоцена. Более того, они предполагают также, что низы вулканогенно-осадочной толщи захватывают часть осадков верхнего мела, представленных здесь исключительно вулканогенной фацией, допуская между последними и палеогеном перерыв (В.Я. Эдилашвили). Если эти предположения будут подтверждены дальнейшими исследованиями, то данные отложения увяжутся с меловыми образованиями Турции, приходящими впритык с осадками палеогена Аджарии.

Верхнеэоценовые образования местами трансгрессивно, а местами согласно залегают на вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена. Они слагаются песчано-глинистыми, часто туфогенными и гипсоносными, иногда мергелистыми образованиями и представлены во многих ме-

стах сланцеватыми глинами майкопской фации. В данном случае их отделение от подобных пород олигоцена — нижнего миоцена удается лишь по фауне нуммулитов. Общая мощность 1000–1500 м.

Олигоценые образования пользуются ограниченным развитием. Они известны в Ахалцихской депрессии, в Бакурьянской синклинали и в Притбилисском районе; представлены глинами и глинистыми, часто гипсоносными песчаниками майкопского типа. В Ахалцихской депрессии к осадкам олигоцена приурочены пласты лигнита (лигнитоносная свита); выше выделяют пестроцветную свиту, представленную переработанным материалом годердзской вулканогенной толщи (Хучуа и др., 1948).

**Полезные ископаемые.** Из полезных ископаемых наиболее перспективными здесь являются минеральные воды; кроме того, данный подрайон заслуживает большого интереса в отношении возможности выявления нефти и газа. К осадкам палеоцена—нижнего эоцена приурочены знаменитые минеральные источники гор. Боржоми, с палеогеновыми образованиями связаны минеральные воды Саирме, Зваре, Горисджвари, термальные источники Тбилиси и района Ахалцихе, циркулирующие по трещинам разновозрастных палеогеновых толщ.

Выходы горючего газа в Притбилисском районе приурочены к сводам антиклиналей, сложенных верхнемеловыми и нижнепалеогеновыми образованиями, погруженными на глубину 2000–4000 м. Большинство исследователей предполагает, что указанные образования включают мощные гранулярные горизонты, залегающие между газонепроницаемыми глинистыми сланцами, что позволяет связывать газовые коллекторы со складчатыми структурами, могущими иметь большое площадное распространение и тем самым большие перспективы. Другие исследователи в данном подрайоне не видят мощных коллекторов для скопления горючего газа, которые могут иметь крупное промышленное значение. При этом выходы горючего газа они связывают с различными трещиноватыми породами, прилегающими к тектоническим

нарушениям. Наши наблюдения подтверждают второе мнение: в районе развития осадков верхнего мела и палеогена нет пород, обладающих высокими коллекторскими свойствами, достаточными для обеспечения промышленных скоплений горючего газа. Выходы последнего, по-видимому, связаны с плотными трещиноватыми породами.

В подрайоне известны залежи бурого угля (Ахалцихское месторождение), а также бентонитовых глин вблизи Ахалцихе, Аскана, Ванискеди, приуроченных к вулканогенно-осадочным толщам палеогена.

Из месторождений эндогенного типа известны медноколчеданные, полиметаллические, марганцево-гематитовые, проявления золота и другие. Марганцево-гематитовые залежи имеют стратиграфо-литологический контроль и встречаются в нижнем горизонте осадков нижнего эоцена (с. Богви и др.) в виде пластообразных тел. Все остальные оруденения представлены в виде жил в толщах палеогена, расположенных в экзоконтакте гранитоидов и габбродиоритов Аджарии, Гурии, района горы Арджеван и Зекарского перевала.

В северо-восточной части Аджаро-Триалетского хребта (сс. Хведурети, Дзегви) в вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена обнаружены цеолитсодержащие туфы, обладающие большими мощностями при содержании клиноптилолита 70-80% (Г.В. Гвахария, Н.И., Схиртладзе и др.).

## 86. ЛОКСКИЙ И ШИРАКСКО-СЕВАНСКИЙ ПОДРАЙОН

К юго-востоку от Аджаро-Триалетского подрайона располагается Локский и Севано-Ширакский подрайон. Им охватывается небольшая часть Южной Грузии (Локи, Ормашени и др.), Лелварский, Базумский, Памбакский, частично Севанский (северо-западная часть) хребты Армении, а также небольшая территория Юго-Западного Азербайджана. Большая часть подрайона высокогорная, главные вершины превышают 2500-3000 м. Между высокими хребтами распо-

лагаются Лорийское плато на севере, а на юге — Памбакская котловина, сложенные четвертичными аллювиально-делювиально-пролювиальными отложениями. Обнаженность и дешифрируемость средняя и хорошая; могут быть применены аэрофотоснимки масштаба 1:17 000 — 1:20 000.

**Геологическое строение.** Подрайон слагается палеогеновыми вулканогенно-осадочными образованиями, местами прорванными интрузивами. В локальных местах выступают дислоцированные осадки юры и верхнего мела, представляющие субстрат палеогеновых образований. Юрские отложения занимают небольшую площадь, выступая в бассейне р. Памбак, где представлены нормально-осадочными и вулканогенными толщами.

Меловые образования обнажаются преимущественно в сводах антиклиналей. Они начинаются толщей грубообломочных конгломератов, известняков, песчаников, частично глин турон-коньякского яруса мощностью 250 м. В центральной части Памбакского хребта к данным осадкам принадлежат и туфогенные породы. Выше они трансгрессивно перекрываются свитой мергелистых известняков верхнего сенона (сантон-маастрихт).

Датские и нижнепалеоценовые осадки имеют весьма ограниченное распространение и выступают в сводовых частях некоторых антиклинальных структур. Они известны в районе Ширакского хребта, где наблюдается постепенный переход маастрихтских известняков в датские и нижнепалеоценовые отложения. При этом здесь по восходящему разрезу наблюдается возрастание количества терригенного и туфогенного материала. Они выделены на основании форминифер и их мощность не превышает 20–25 м. Верхнепалеоценовые отложения здесь отсутствуют.

Осадки нижнего эоцена имеют более широкое распространение. Они местами согласно сменяют подстилающие отложения палеоцена, а в ряде случаев трансгрессивно перекрывают более древние породы. Представлены песчано-аргиллито-алевритовой, известняковой и вулканогенной фациями. Мощность меняется в пределах 200–600 м. Данную свиту местами подразделяют на нижнюю туфоконгломерато-

вую (200 м) и верхнюю – порфиритовую (до 400 м).

Нижнеэоценовые образования в вулканогенно-осадочной фации условно выделяются также в районе Локского хребта (сс. Узунлар-Ягдан-Сарчапет), однако на северном его склоне трансгрессия начинается со среднего эоцена.

Среднеэоценовые образования в Севано-Ширакском синклинории пользуются наибольшим распространением. Они залегают трансгрессивно и сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Их подразделяют на две фациальные группы: 1) группа слоистых туфогенных образований флишевого типа – Ширакская свита (по О.А. Саркисяну) и 2) группа различного состава вулканогенных образований (кировкаканская свита). На Базумском хребте данные образования подразделяются на три свиты, представленные вулканогенно-осадочной фациями.

На Памбакском и Локском хребтах среднеэоценовая толща представлена чередованием разнообразных порфиритов альбитофиров, кератофиров, их туфов и туфобрекчий (кировкаканская свита). Их делят на две подсвиты: нижнюю тандзутскую и верхнюю – собственно кироваканскую. Общая мощность 1000–1500 м. В основании разреза среднего эоцена залегает свита темно-серых, плотных песчаных известняков, максимальная мощность которой в Севанском хребте достигает 100 м (севанская свита).

Верхнеэоценовые образования залегают трансгрессивно на различных горизонтах осадков среднего эоцена и представлены в основном разнообразными вулканогенными породами. На Памбакском хребте они выделены под названием памбакской свиты. Нижняя ее часть, по О.А. Саркисяну (1959, 1961), сложена базальными конгломератами, залегающими на осадках среднего эоцена. Выше следуют вулканогенные породы преимущественно андезитового состава – туфы и туфоконгломераты, перемежающиеся с плотными андезитами. Верхняя часть представлена трахиандезитами, трахидацитами и их пирокластолитами. Мощность свиты около 1 км; она синхронизируется А.А. Габриэляном (1964) с

вулканогенными образованиями района Дилижана, нижняя часть которой, содержит прослой известняков и на основании фауны относится к переходным слоям между средним и верхним эоценом; выше она перекрывается осадками олигоцена.

Олигоцен–нижнемиоценовые отложения имеют ограниченное распространение. Они сохранились в принадвиговых структурах в долине р.Агстев (в окрестностях гор. Дилижан) и в бассейне р.Памбак (в синклинии между Базумским и Ширакским хребтами) и представлены песчано-глинистыми и угленосными отложениями. В районе Дилижан в свите встречаются пирокластические породы, свидетельствующие о вулканогенной активности того времени; здесь она известна под названием дилижанской свиты мощностью 600 м. В ней выделены две подсвиты: 1) нижняя, представленная чередованием листоватых песчанистых глин с прослоями горючих сланцев, напоминает майкопскую свиту и на основании фауны и флоры относится к нижнему (?) и среднему олигоцену, 2) верхняя – угленосная, состоит из чередования туфопесчаников и глин с отдельными прослоями бурого угля; относится к верхнему олигоцену – нижнему миоцену и сопоставляется с красноцветной лигнитовой и пестроцветной свитами Ахалцихского бассейна.

Описанные палеогеновые образования в некоторых местах перекрываются андезито–базальтовой толщей акчагыл–апшерона и прорваны кислыми и щелочными интрузиями.

Тектонически рассматриваемый подрайон расположен в Севанском тектоническом поясе Малого Кавказа и именуется Присеванской мегасинклинальной зоной. Складчатые структуры имеют линейный характер (субширотный) и прослеживаются непрерывно на десятки, а иногда и сотни километров. На северо–западе намечается Лорийский синклинорий, сложенный пологоскладчатыми эоценовыми, частично миоплиоценовыми отложениями. К югу от нее располагается Аглаганский антиклинорий, сложенный верхнеюрскими и верхнемеловыми отложениями. Последние надвинуты на эоценовые и верхнеолигоценые образования с

амплитудой перемещения более 1 км (Асланян, 1958); имеются здесь и другие надвиги.

Южнее Аглаганского антиклинория находится Ширакский антиклинорий (вернее крупная антиклиналь), сложенный сенонскими и эоценовыми отложениями. Он прослеживается от р.Ахурян почти до Севана (110 км). Между указанными антиклинориями располагается Чичханский синклинорий, сложенный эоценовыми, частично олигоценовыми отложениями.

Подрайоном охватывается южное крыло Иджеванско-Мургузского антиклинория и Дилижанско-Красносельский синклинорий. У курорта Дилижан верхнеолигоценовые образования погружены по тектонической линии на 500 м. Все указанные крупные единицы структур осложнены мелкими складками, часто обладающими крутыми крыльями и сопровождающимися разрывами.

**Полезные ископаемые.** В Локском и Ширакско-Севанском подрайонах встречаются рудные и нерудные полезные ископаемые. С меловыми породами, прорванными габбро-перидотитовыми интрузиями, связаны месторождения антимонит-реальгар-аурипигмента (Амасийское месторождение) и медно-никелевые проявления. Отмечаются перспективы на золото.

С эоценовым комплексом пород связано проявление киновари, медноколчеданные, часто с гематитом, и полиметаллические месторождения (Чхнарское рудное поле, Привольникская группа, Джараер), месторождения железа (Моллакишлак, Дебахли) и др. С верхним эоценоолигоценовым комплексом связаны месторождения агата (Шахназарское, Калининское), небольшие месторождения медно-мышьяковых (Медзор), медно-молибденовых руд.

Из нерудных с палеогеновыми образованиями связаны проявления бурого угля (Шамут), горючих сланцев, бентонитовых глин, разных строительных материалов. К туфам дилижанской свиты приурочен морденит с содержанием 80% и более, что представляет практический интерес (Р.Д.Леквинадзе, В.В.Гогиберидзе, Р.Л.Шубладзе). Кроме того, в

данном подрайоне известны выходы нефелиновых сиенитов, пригодных для добычи алюминиевого сырья. Встречаются многочисленные выходы минеральных вод. Из них следует отметить спитакские, дилижанские углекислые источники, приуроченные к Памбакскому артезианскому бассейну. Первые относятся к араратскому типу вод (гидрокарбонатно-кальциевые). Воды приурочены к водоносным верхнемеловым отложениям, образующим крупный синклинальный прогиб. Они залегают под слабопроницаемыми образованиями среднего эоцена и перекрываются озерно-речными образованиями.

Дилижанское месторождение минеральных вод приурочено к карбонатным и флишевым образованиям, смятым в антиклинальную складку. Дилижанский тип относится к гидрокарбонатно-натриевым водам, близким по составу к боржомским.

По аналогии с Аджаро-Триалетским, данный подрайон может являться перспективным в отношении выявления горючего газа, возможно, нефти.

#### 8в) ЕХЕГНАДЗОРСКО-ОРДУБАДСКИЙ ПОДРАЙОН

В описываемый подрайон входят складчатые горы Армении, расположенные к югу от оз.Севан и охватывающие восточную часть Нахичеванской АССР Азербайджана. По характеру рельефа здесь выделяется зона высокогорного рельефа, средних и низких гор. К первой относятся высокие сильно расчлененные горы, приуроченные к водораздельной части Зангезурского и Даралагезского хребтов (2800-3100 м), сложенных вулканогенными образованиями палеогена - туфобрекчии и покровы лав андезитового состава, их склоны покрыты растительностью. В высокогорной части хребта отмечаются следы древнего оледенения (троговые долины, морены), а в низовьях рек - накопление мощных флювиогляциальных осадков. На остальной части территории развит средне- и низкогорный, интенсивно расчленен-

ный мягкий рельеф на верхнемеловом осадочном и средне-эоценовом вулканогенно-осадочном субстрате.

На юге зона средних и низких гор смыкается с равнинами левобережья р.Аракс. Проходимость подрайона средняя и хорошая. Дешифрируемость аэрофотоснимков средняя и плохая, а в местах распространения интрузивов - хорошая.

**Геологическое строение.** Данный подрайон представлен почти аналогичным комплексом пород, что и предыдущий, но здесь под отложениями мела местами обнажаются карбоновые отложения. Альбские осадки, представленные свитой глинистых и мергелистых песчаников с конгломератами в основании мощностью 200м, трансгрессивно залегают на отложениях палеозоя.

Верхнемеловые отложения залегают трансгрессивно и начинаются толщей песчаников, глин, конгломератов и зоогенно-обломочных известняков турона, местами с эффузивами мощностью 150-200 м. Выше следуют отложения коньякского яруса, представленные песчано-глинистыми и вулканогенными образованиями; самые верхи осадков данного яруса слагаются известково-мергелистыми отложениями. Мощность толщи 80-100 м. Коньякское время характеризуется интенсивной активностью эффузивного магматизма. Эффузивы имеют основной состав (р.Веди и др.). Местами коньякские отложения залегают трансгрессивно на подстилающих породах. Сантонские отложения представлены известняками и мергелями мощностью около 100-150 м. Кампанские отложения слагаются известняками, мергелями, реже песчаниками и сланцами мощностью 120-200 м; последние иногда залегают трансгрессивно. Выше представлены песчаные известняки, известняки и мергели, переслаивающиеся с маломощными пластами конгломератов маастрихта мощностью менее 100 м.

Датские отложения известны в нижнем течении р.Веди и сложены флишеподобным чередованием известковистых песчано-глинистых пород, местами с конгломератами и охарактеризованы фораминиферами. В

Ордубадском районе к этому ярусу относят условно флишевую толщу, расположенную между известняками сенона и мергелями и туфогенной свитой, содержащими смешанную дат-палеоценовую микрофауну. Меловые отложения трансгрессивно перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями палеогена.

Палеогеновые отложения представлены: 1) известняками (с базальным конгломератом) нижнего эоцена; 2) вулканогенно-осадочными образованиями среднего эоцена. В западной части подрайона - в бассейне р.Азат среднеэоценовые отложения представлены глинисто-песчанисто-туфогенным флишем мощностью 1000 м. Далее к востоку, в бассейне р.Веди и в западной части Айодзорского синклинория они трансгрессивно налегают на меловые и палеозойские породы и подразделяются на две свиты: нижнюю - известковистую (уртская свита) мощностью 60 м и верхнюю - песчано-глинистую, флишеидную (чиманджендская свита) мощностью 300-400 м. Возраст установлен фаунистически. Восточнее в районе Ехегнадзор среднеэоценовые отложения выражены туфогенной фацией (аналогично свите Севано-ширакской зоны) мощностью около 2 км; 3) трансгрессивными образованиями верхнего эоцена подразделяемыми на три свиты: нижнюю - песчано-конгломератовую и известняковую (100-400 м), среднюю песчано-глинистую (450 м) и верхнюю конгломератовую туфогенного происхождения (250 м). Последняя относится к регрессивным образованиям и сохранена лишь в некоторых мульдах синклиналей; 4) песчано-глинистыми и вулканогенными породами олигоцена.

В Приереванском районе олигоценовые отложения представлены шорахпюрской свитой мощностью около 1000-1200 м. Свита сложена морскими песчано-глинистыми отложениями с линзами рифовых известняков, содержит богатую фауну нижнего и среднего олигоцена и подразделяется на три подсвиты. Выше несогласно залегает красноватая молассовая свита рыхлых песчаников, конгломератов и гипсоносных глин озерно-континентального происхождения мощностью 700 м. Их возраст условно определяется как

верхний олигоцен-нижний миоцен. К олигоцену относится также мощная вулканогенная толща Варденисского хребта.

В Нахичеванской АССР олигоценовые отложения имеют большое распространение и подразделяются на три свиты: нижняя представлена красновато-бурым туфобрекчиями с подчиненными прослоями туфопесчаников и туфоконгломератов мощностью 430 м; средняя - голубовато-зелеными туфоконгломератами и туфогравелитами мощностью 220 м; верхняя - как и нижняя, вследствие сильного ожелезнения имеет красно-бурый цвет; представлена туфоконгломератами и туфопесчаниками мощностью 250 м. Общая мощность осадков олигоцена около 900 м. На северной периферии Неграмского плато средняя свита отсутствует и верхняя свита трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, налегает на более древние отложения.

Доолигоценовые породы во многих местах прорываются верхнеэоценовыми интрузиями. Здесь выделяется несколько групп интрузивов: Джермукский (сиенит-диориты, кварцевые монциты и габброиды), Гюмушханский (монциты, габбро, эссекситы, прорванные жилами эффузивных пород), Каялинский (гранодиориты, габбро, габбро-монциты). Встречаются также субинтрузивные кварц-порфиры, габбро-порфиры, трахиты, а также эффузивы (андезиты, базальты, андезитодациты и др.).

Четвертичные образования пользуются небольшим развитием и представлены аллювиальными, делювиальными, пролювиальными, озерными и речными отложениями.

В подрайоне выделяется ряд антиклинальных и синклиналильных складок в основном субширотного простирания. Они осложнены мелкой складчатостью и разрывами часто большой амплитуды. Углы падения слоев разные: в синклиналях пологие ( $10-20^\circ$ , иногда до  $40^\circ$ ), а в антиклиналях - более крутые.

Полезные ископаемые в данном подрайоне пользуются значительным развитием и связаны в основном с палеогеновыми толщами. Из них среднеэоценовые отложения в целом являются перспективными

В отношении свинца и цинка, золота, молибдена, мышьяка, агата. Поэтому расчленение среднеэоценовых отложений по составу и возрасту является одной из первоочередных задач.

Из полезных ископаемых следует отметить Проши-Бердское, Каялуйское медно-молибденовые, Эрданнинское, Вернашеское, Газминское, Чирахлинское, Гюмушханское, Башкендское, Насарвазское, Агдарихское полиметаллические, Азатекское и Дарридагское сурьма-мышьяковые месторождения и рудопоявления; некоторые из них являются перспективными. Имеются также проявления золота (Данакертское и др.), редких элементов, марганца (р.Арпа). Данные месторождения контролируются зонами разломов и внедрениями кислых интрузивов, наличие которых предполагается на глубине.

Большой интерес представляют минеральные источники. Достаточно отметить знаменитую Джермуксую воду и Орбатехский борсодержащий источник, воды которого циркулируют по трещинам в определенных стратиграфических горизонтах палеогеновых свит.

Данный подрайон является перспективным на нефть и газ на участках, сложенных верхами мела-палеоцена, затронутых разрывными дислокациями, поскольку в аналогичных геологических условиях выявлен горючий газ в Притбилисском районе.

## 8г) ТАЛЫШСКИЙ ПОДРАЙОН

Данная область охватывает Талышскую (Ленкоранскую) горную систему. С востока она ограничивается Ленкоранской низменностью, с севера и северо-востока - Муганской степью, на юге почти примыкает к системе Эльбруса (через перевал Агмечет), а на северо-западе отделена от Малого Кавказа депрессией р.Аракс.

В Талышской горной области выделяется система трех продольных хребтов. Южный является водораздельным и именуется Талышским, а северный известен под на-

званием Алашар-Буроварского. Наличие наряду с продольными хребтами и гребнями также и поперечных, взаимно пересекающихся хребтов, создает весьма сложный рельеф типа решетчатого горнодолинного ландшафта с многочисленными узкими долинами и котловинами. Все речные долины Тальша являются эрозионными и приурочены к тектоническим разломам. Реки бедны террасами, что свидетельствует о сравнительно молодом характере морфологии хребта. На склонах долин отмечается аллювиальный плащ.

В данной горной системе в зависимости от литологического состава пород выделяются четыре зоны: 1) Главный водораздел (зона резко расчлененных гор) с абсолютными отметками 2000–2500 м на палеогеновом осадочно-вулканогенном субстрате; 2) низкие горы (зона центральной депрессии) с отметками 800–1200 м на пологоскладчатом осадочном олигоценно-миоценовом субстрате; 3) низкие и средние горы (Алашар-Буроварский хребет) на сложно-складчатом осадочно-вулканогенном палеогеновом субстрате, отметки высот колеблются от 800–1250 м (более возвышенные места) до 600–697 м (пониженные участки); 4) слабо расчлененные предгория на сложноскладчатом осадочном, в основном неогеновом, субстрате. Мощность четвертичных отложений здесь превосходит 400 м.

Большая часть территории залесена. Пройденность средняя; обнаженность на возвышенных местах удовлетворительная, а в прогибах плохая. Дешифрируемость аэрофотоснимков средняя, местами хорошая. Для дешифрирования могут быть применены снимки масштаба 1:17 000–1:20 000.

Геологическое строение. Подрайон сложен палеогеновыми, частично миоценовыми (нижний и низы среднего миоцена) образованиями, лишь в одном пункте, на крайнем юго-востоке, обнажаются известняки верхнего сенона.

Палеоценовые отложения здесь обнажаются на территории Астаринского района. К ним относятся аргиллитовая и вулканогенно-осадочная толщи мощностью выше

1600 м; осадки палеоцена подразделяют на три горизонта:

- нижний - алевро-туффитовый горизонт мощностью 5000 м,
- средний - алевролитовый горизонт мощностью 540-560 м,
- верхний - туфопесчаниковый горизонт 320-380 м.

Свита охарактеризована фауной; однако не исключено, что верхи ее окажутся несколько моложе палеоцена. Отложения эоцена трансгрессивно залегают на палеоценовых; подразделяются на три части и отличаются полнотой и огромной мощностью осадков.

Осадки нижнего эоцена представлены базальтами и андезитами, их туфами, лавобрекчиями и туфоконгломератами. Видимая мощность свиты 1600-2000 м. Мощность отдельных покровов базальта не превышает 35-40 м. Всего на долю базальтов и их брекчий приходится 150-200 м. Остальная часть свиты представлена туфами и туфобрекчиями. Осадки среднего эоцена слагаются серией туфопесчаников, песчаников и глинистых сланцев мощностью 500-600 м; на основании фауны их считают лютетскими. Верхнеэоценовые образования мощностью до 1000 м представлены толщей анальцимовых андезитов, их туфов и туфобрекчий.

Вулканогенные образования палеоцена-эоцена прорваны габброидами и ультраосновными интрузиями. Олигоцен-низы среднего миоцена представлены майкопской серией. В нижней ее части выделяется хадумский горизонт, а верхняя часть по литологическим признакам делится на пять подсвит и горизонтов:

- первая глинистая подсвита имеет мощность 225-560 м
- подсвита песчано-глинистого чередования - 250-540 "
- первый песчаный горизонт - 180-490 "
- вторая глинистая подсвита - 170-460 "
- второй песчаный горизонт - 200-600 "

Максимальная мощность (2650 м) наблюдается в центральной депрессионной зоне, а к северу и к югу уменьшается; в зоне Алашар-Буловарского хребта мощность 1025 м. Выше залегают отложения тарханского, чокракского, караганского, конкского горизонтов и сарматского яруса. Тарханский горизонт мощностью 25-30 м представлен карбо-

натными глинами с прослоями песчанистых глин. Чокракский (150–200 м), караганский (120–140 м), конкский (70–80 м), горизонты представлены глинисто-песчанистыми фациями. Сарматский ярус, слагаемый глинами, песчаниками, конгломератами, мергелями, известняками, подразделяют на нижний (200 м), средний (450 м) и верхний (120 м) подъярусы.

В тектоническом отношении данный подрайон представляет крупный Тальшский мегантиклинорий, в строении которого участвуют три крупные структуры: Бураварский антиклинорий на севере и Астаринский на юге, а между ними – Ярдymiшский синклинорий. Все они простираются в северо-западном направлении и осложнены разрывами.

О геотектоническом положении Тальшской зоны существовали разные мнения. Одни исследователи считали ее продолжением складок Карабаха, другие – продолжением Аджарид; некоторые рассматривали ее как продолжение тектонической зоны бассейна р. Иори, т.е. ответвлением Главного Кавказского хребта.

Из полезных ископаемых наибольший интерес заслуживают титаномагнетитовые пески побережья Каспийского моря. Кроме того, здесь известны проявления меди, исландского шпата, железа и барита среди вулканогенно-осадочных пород. Известны также разнообразные строительные материалы (глины, туфы) и выходы минеральных источников. Однако подрайон не опоскован и перспективы его неясны.

Таким образом, выделенные на Малом Кавказе подрайоны развития палеогеновых, частично верхнемеловых, интенсивно складчатых образований имеют почти зональное расположение среди пологоскладчатых субширотного простираания поясов. Их геологическое строение, степень расчлененности толщ и закономерности размещения в них полезных ископаемых лишь в некоторой степени отличаются друг от друга.

Основные задачи и требования к геологическим кар-

т а м. По перспективности в выделенных подрайонах на первом месте стоят минеральные источники различного типа, нефть и горючий газ. Затем месторождения и проявления медноколчеданных руд, золота, ртути, свинца и цинка, а также ряд нерудных (агат, глины бентонитовые) и строительных материалов.

В связи с тем, что минеральные источники по выделенным подрайонам приурочены к различным толщам палеогена, оценка их перспективности должна быть произведена в каждом подрайоне и участке самостоятельно. Здесь первым долгом следует учесть структурноморфологические условия района, по которым определяется пространственное обособление водоносных горизонтов, а затем провести их изучение. Например, для перспективной оценки Боржомского района необходимо изучить, помимо песчаников, также контакты между жилами изверженных пород и сланцево-мергелистыми образованиями палеоцен-нижнего эоцена, обнаженными в размытом своде Боржомской антиклинали. Основным методом их следует считать бурение (с применением аэрофотосъемков и геофизики) вдоль простираения водоносных горизонтов в соответствующих структурах.

С использованием этих методов исследования нужно провести перспективную оценку минеральных вод и других участков по выделенным подрайонам. Здесь более детально следует изучить толщи, с которыми связаны их выходы: среднеэоценовые вулканогенно-осадочные толщи Тбилисского и Джермукского районов, по трещинам которых циркулируют минеральные воды, песчаники верхнего эоцена Горийского района и т.д.

Нефть и горючий газ в рассматриваемых подрайонах, по-видимому, могут быть выявлены лишь на локальных площадях в плотных трещиноватых породах мела и палеоцена, прилегающих к различного типа нарушениям, перекрытым газонепроницаемыми сланцами и аргиллитами, поскольку указанные породы не содержат мощных песчаных коллекторов для скопления горючего газа, представляющего большой промышленный интерес. Это частично до-

казывается пробуренными скважинами в Притбилисском районе, где мощные промышленные проявления горючего газа по наблюдениям некоторых исследователей (в том числе и нашим) связаны с плотными трещиноватыми породами, залегающими на глубине более 2500 м.

Исходя из отмеченных соображений основной задачей перед крупномасштабной геологической съемкой в описываемых подрайонах является детальное изучение глубинных структур с выявлением их морфологии, с целью выделения конкретных мест для заложения глубоких поисковых скважин. Для решения данной задачи здесь следует сделать основной упор на широкое внедрение методов геофизики. Необходимо составлять региональные продольные и поперечные сейсмические профили (КМПВ), проводить гравиметрическую съемку с применением магнитно-теллурического метода. В предгорных легкопроходимых участках необходимо внедрить МОВ, который обеспечит выявление конкретных структур. Но в местах развития узких и крутых складок, осложненных разрывами (северные склоны Аджаро-Триалетского хребта, Шираки-Севанский) и только постановка МОВ не может самостоятельно решать поставленную задачу ввиду сложности получаемого геофизического материала. В этом случае параллельно следует ставить и профильное бурение с каротажем.

Не менее важным считаем также выяснение перспективности и других полезных ископаемых. В связи с тем, что признаки золота и ртутного оруденения приурочиваются к эоценовым, вулканогенно-осадочным образованиям, необходимо широко применить методы шлихового опробования и геохимического исследования. С целью же изучения медноколчеданного и полиметаллического оруденений нужно пользоваться методами металлометрии (выявления ореолов рассеяния меди, золота и др.) и методами вызванной поляризации.

Ввиду того, что агатовые месторождения приурочены к различным стратиграфическим горизонтам (к среднему эоцену в Грузии, верхнему эоцену в Армении) следует детально изучить соответствующие горизонты, в осо-

бенности, прилегающие к тектоническим нарушениям, учитывая, что к вулканогенно-осадочным толщам эоцена и олигоцена в районах с.Дзегви (Грузия) и Дилижана (Армения), приурочены цеолитсодержащие туфы. В указанных местах, а также в других районах, где развиты синхроничные вулканогенные породы, следует провести детальные исследования на морденит и другие цеолиты.

К геологическим картам следует предъявить следующие требования. В связи с большим развитием вулканогенно-осадочных и флишевого типа толщ при скудных находках фауны, перекрытых иногда покровными образованиями, нельзя проводить по-ярусное или подъярусное расчленение всех толщ, что требуется инструкцией. На данном этапе стратиграфической их изученности осуществление данной задачи требует проведения тематических работ.

В настоящее время в процессе геологической съемки считаем возможным несколько усовершенствовать имеющиеся стратиграфические схемы. В частности, меловые образования в Аджаро-Триалетском подрайоне могут быть подразделены на альб, сеноман-нижний турон (с выделением литологических комплексов по возможности не более 300 м каждый), верхний турон - нижний коньяк, верхний коньяк-сантон, кампан, маастрихт, дат-низы палеоцена. Палеогеновые же осадки в восточной части Аджаро-Триалетского хребта нужно подразделить на верхний палеоцен, нижний эоцен (ипрский ярус), средний эоцен (подразделением на 3-4 литологических комплекса пород), верхний эоцен (с выделением литологических комплексов мощностью не более 250 м каждый), нижний олигоцен (хадумский горизонт), верхний олигоцен (рупельский и хатский).

В западной части Аджаро-Триалетского хребта (Аджария, Гурия), где палеоцен-эоценовые образования представлены мощной серией вулканогенно-осадочных толщ кислого состава, могут быть выделены лишь палеоцен-нижний эоцен, средний эоцен с подразделением их на комплексы пород по возможности не более 500 м каждый. В Ахалцихской депрессии имеется возможность выделить более про-

бные литологические горизонты в осадках верхнего эоцена-олигоцена. Здесь, после верхнеэоценовых песчаников и сланцев должны быть выделены следующие горизонты: глины и песчаники (горизонт каратубани), нижние песчаники, угольная толща, верхние песчаники и пестроцветная свита.

В Локском и Ширакском-Севанском, а также Ехегнадзорско-Ордубадском подрайонах осадки верхнего мела нужно подразделить на сеноман, верхний турон-нижний коньяк, верхний коньяк-сантон, кампан-маастрихт. Выше подлежат выделению осадки дат-нижнего палеоцена, нижнего (лютетский, оверзский), среднего, верхнего эоцена, нижнего олигоцена и верхнего олигоцен-нижнего миоцена. В осадках среднего эоцена необходимо выделить три литологических комплекса пород.

В местах распространения осадков олигоцена вулканогенной фации (Нахичеванская АССР, Дилижанский район) нужно выделить 2-3 литологических комплекса пород не более 300-400 м каждый.

Следует обратить внимание на развитие в Локском и Ширакско-Севанском подрайоне андезито-дацитовую и трахитовую толщи. В данном подрайоне следует обратить особое внимание установлению нижнего возрастного предела вулканогенной толщи. Как известно, нижние горизонты указанной толщи в пределах Аджарии и Гурии могут быть датированы верхним мелом, как это делается в Турции. В связи с этим необходимо установить геохимические, петрографические и другие признаки, отличающие верхнемеловые и палеогеновые вулканогенно-осадочные толщи западной части Аджаро-Триалетского хребта (Гурия, Аджария). Для указанных целей необходимо составление послойных разрезов с учетом тектонических структур и с применением аэрофотоснимков крупного масштаба.

Вулканогенная свита по стратиграфическому положению и по аналогии с датированной в Дилижанском районе свитой относится к верхнему эоцену. Однако не исключено, что она синхронична трахитовой свите западной части Аджаро-Триалетского хребта (Гурия, Аджария), возраст .

которой фаунистически устанавливается как средний эоцен. В связи с этим необходимо проведение тематических исследований с целью прослеживания вулканогенных образований Памбакского хребта по простиранию с составлением по-слойных разрезов и со сбором фауны, что может уточнить стратиграфическое положение указанной вулканогенно-осадочной толщи (памбакская свита).

Для выяснения взаимоотношений и фациальных переходов вулканогенных и осадочных толщ верхнего эоцена-нижнего олигоцена следует в Дилижанском и Амасийском районах провести профильное бурение. Считают, что бандеванская свита олигоцена является аналогом дилижанской, что следует доказать.

В Тальшском подрайоне в палеоцене, нижнем эоцене, среднем эоцене, верхнем эоцене, олигоцене должны быть выделены литологические комплексы не менее чем: в палеоцене - 3 (нижняя алевротуффитовая, алевритовая, туффопесчаниковая), в нижнем эоцене - 3, в среднем эоцене - 2, в верхнем эоцене - 3, в олигоцене - низах нижнего миоцена - 5.

В осадках среднего миоцена необходимо выделить тарханский (гельвет), чокракский, караганский и конкский (тортон) горизонты; сарматский ярус подразделить на нижний, средний и верхний подъярусы.

Кроме того, в данном районе следует изучить жерловые фации палеогеновых вулканогенно-осадочных толщ для выделения палеовулканов.

Одновременно считаем необходимым выяснение буровыми скважинами состава субстрата под верхнемеловыми образованиями в выделенных подрайонах Малого Кавказа для создания опорной коррелятивной схемы физических свойств пород для правильной интерпретации полученных геофизических аномалий с целью изучения глубинного геологического строения и выделения нефтегазоносных структур. С другой стороны, скважины, пробуренные на Аджаро-Триалетском хребте позволят решить неясный вопрос о глубине эрозионного среза подверхнемелового субстрата. С этой целью

считаем целесообразным заложить скважины в трех местах: в районах выходов верхнемеловых осадков близ сс.Ховле и Гумбати соответственно Каспского и Цалкинского районов и в Боржомском районе во флишевых породах палеоцена-нижнего эоцена.

В остальных подрайонах Малого Кавказа - Ширакско-Севанском, Ехегнадзорско-Ордубадском, Талышском, считаем достаточным заложить в первых двух подрайонах по две скважины, а в третьем - одну скважину в верхнемеловых или палеоцен-нижнеэоценовых свитах. Указанные скважины позволят решить также некоторые проблемы гидрогеологии и нефтегазоносности данных районов.

#### 9. РАЙОН РАЗВИТИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО НЕОГЕНОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ (МОЛАССЫ) и ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КАВКАЗА

Район охватывает низкогорные и равнинные области Кавказа и подразделяется на три подрайона: а) Предкавказье, б) Закавказская межгорная депрессия и в) Депрессия среднего течения р.Аракс.

##### 9а) П Р Е Д К А В К А З Ь Е

Предкавказье представляет обширную равнину, протягивающуюся в виде широкой (200-300км) полосы вдоль северного склона Большого Кавказа от Азовского моря до Каспийского. Северная граница Предкавказья совпадает с линией, проходящей по низовью Дона, реке Маныч, озеру Маныч-Гудило и нижнему течению р.Кума. На юге Предкавказская равнина переходит в предгорья Кавказа.

Предкавказье морфологически делится на три крупные основные орографические провинции, охватывающие соответственно его западную, центральную и восточную части. Это Азово-Кубанская и Терско-Кумская низменности и разделяющая их Ставропольская возвышенность. Азово-Кубанская низменность (Западное Предкавказье) представляет низкую, почти плоскую, слабо наклоненную к северо-западу ак-

кумулятивную равнину. Большая часть ее поверхности расположена ниже отметки 100 м и лишь в юго-восточной части она полого поднимается до 200 м, постепенно переходя в западный склон Ставропольской возвышенности.

Ставропольская возвышенность (Центральное Предкавказье) в общем представляет плато, полого снижающееся к северо-западу, северу и северо-востоку. В южной наиболее приподнятой части Ставропольской возвышенности высотные отметки колеблются в пределах 500-700 м. Здесь же имеются отдельные возвышенности, среди которых наивысшей является г.Стрижамент (832 м). К югу плато обрывается довольно крутым уступом и отделяется от северных предгорий Кавказа узкой продольной ложбиной, которая в западной части принадлежит бассейну р.Кубань, а в восточной - бассейну р.Кумы.

Терско-Кумская низменность (Восточное Предкавказье), так же как Азово-Кубанская, представляет аккумулятивную равнину. Плоская поверхность ее полого наклонена к востоку и большая часть расположена ниже отметки 100 м, восточная окраина - ниже нуля. К западу, по мере приближения к Ставропольской возвышенности, высота местности постепенно возрастает до 200-250 м. Большая часть этой низменности характеризуется засушливым климатом. Ручейки, стекающие со Ставропольского плато быстро теряются в западной части Терско-Кумской низменности. Здесь протекают только рр.Кума и Терек, причем воды первой почти не достигают Каспийского моря.

В междуречье Терека и Кумы разбросаны соляные озера, солончаки, крупные массивы песков. Несколько иной является южная часть Терско-Кубанской низменности, расположенная к югу от р.Терек. Последняя в целом представляет наклоненную к северу аккумулятивную равнину, поверхность которой осложняется наличием двух невысоких широтных хребтов простирающихся параллельно друг другу между рр.Тереком и Сунжей. Северный из них - Терский хребет достигает высоты 703 м, а южный - Сунженский хребет - 926 м. Эти хребты отделяются друг от друга продоль-

ной долиной р.Алханчурт. Кроме того, южная часть Терско-Кумской низменности относительно более испещрена системой правых притоков р.Терек, а также р.Сулак.

Наконец, в южной, наиболее приподнятой части Ставропольской возвышенности, расположенной в Минераловодском районе, имеются резко выделяющиеся на фоне равнины уединенные горы. Среди этих гор наиболее крупными являются Бештау (1400 м), Джуца (1201 м), Змейка (994 м), Машук (993 м) и Верблюд (896 м).

Таким образом, Предкавказье характеризуется равнинным, местами холмистым, весьма слабопересеченным рельефом, обуславливающим легкую проходимость и доступность. Исключение составляют отдельные площади в междуречье Терека и Кумы, а также в низовьях Кубани и Приазовья, в пределах которых имеются озера, солончаки и заболоченные участки, лишенные дорог.

**Геологическое строение.** Значительно преобладающая часть Предкавказья покрыта мощным комплексом четвертичных образований. Обнажения до четвертичных осадков здесь, и в особенности в пределах Западного и Восточного Предкавказья, чрезвычайно редки. Они обычно вскрываются в полосе северных предгорий Кавказа, центральных участках Ставропольской возвышенности и в районе Терского и Сунженского хребтов, где представлены неогеновыми и отчасти верхнепалеогеновыми образованиями. Эти осадки часто перекрыты современными рыхлыми образованиями и задернованы. Единственным в Предкавказье выходом более древних образований является Минераловодский район, где верхнемеловые и палеоцен-эоценовые осадки вместе с более поздними вулканогенными породами участвуют в строении горных вершин (Бештау, Машук, Змейка).

На территории Предкавказья развиты и более древние образования, но они залегают на глубине, где вскрыты на многих участках скважинами. В частности установлено, что Предкавказье представляет молодую эпигерцинскую платформу. Ее складчатое основание сложено породами докембрия (?), палеозоя и отчасти нижнего мезозоя (триас);

а осадочный чехол—слабодислоцированными осадками мезозоя и кайнозоя. При этом осадочный чехол местами начинается юрскими, а местами нижнемеловыми осадками, хотя в последнее время установлено, что верхняя пермь и триас местами относятся к покровному комплексу.

Присутствие докембрия в складчатом фундаменте выявлено лишь в Западном Предкавказье (районы Ейска, Кушевской, Тихорецка, Кропоткина, Невинномысска). Здесь он представлен гранитами, гранито-гнейсами, гнейсами, амфиболитами и различными кристаллическими и филлитовыми сланцами. Возможно, что последние охватывают также и нижний палеозой.

Вместе с этим установлено, что складчатый фундамент Предкавказья слагается повсеместно породами среднего и верхнего палеозоя (девон, карбон, пермь). В Западном Предкавказье к ним присоединяются образования триаса. Девонские отложения хотя еще фаунистически нигде не установлены, но их присутствие предполагается по литологическому сходству пород с девоюскими образованиями Большого Кавказа и Донбасса, вскрытых скважинами (Дубинский, 1960). Что касается карбоновых, пермских и триасовых отложений, то они, помимо литологического сходства с аналогичными образованиями Передового хребта, в ряде скважин охарактеризованы микрофауной.

В Центральном Предкавказье и северной части Западного Предкавказья юрские отложения отсутствуют. Бурением эти осадки установлены в южной части Западного Предкавказья, где северная граница их распространения прослеживается от южной части Ейского полуострова к излучине р. Кубань у Кропоткина. Отсюда эта линия сворачивает к югу в район Кисловодска и, затем, огибая с востока Минеральные Воды, следует на север вдоль восточного края современного Ставропольского плато, протягиваясь далее в северо-восточном направлении в сторону Астрахани.

В южной части Западного Предкавказья скважинами вскрыты ниже- и среднеюрские осадки, мощность которых колеблется от 240–480 м на Майкопской площади до 1000 м и более на Армавирской площади (неполная мощность)

Судя по фауне, обнаруженной в керновом материале, здесь устанавливается присутствие тоарского, ааленского и байос-батского ярусов. Почти весь разрез ниже- и среднеюрских осадков представлен однообразной толщей аргиллитов с прослоями алевролитов, песчаников и алевролитистых и глинистых мергелей.

В Восточном Предкавказье ниже- и среднеюрские отложения охватывают значительные площади. В частности, они вскрыты скважинами почти во всей Затеречной области и низовьях Кумы, между Ставропольской возвышенностью и Каспийским морем, а также на побережье последнего (Дузлак, Берикей, Даг, Огни). Представлены они песчаниками, алевролитами и аргиллитами и по литологическим признакам напоминают ааленские, байосские и батские осадки северо-восточной части Центрального Дагестана. Более того, ааленские отложения здесь также угленосны. Однако к югу от Терека и в районе среднего и нижнего течения р. Сулак ниже- и среднеюрские отложения отсутствуют. Что касается верхнеюрских осадков, то они развиты лишь в северо-восточной части Восточного Предкавказья. Здесь бурением вскрыты лишь образования келловей и оксфорда, представленные в нижней части известняками, доломитами, известковистыми песчаниками (келловей) и в верхней части мергелями. Мощность их здесь достигает 130-140 м. Возраст установлен по микрофауне.

Нижний мел распространен в Предкавказье почти повсеместно, но максимальным развитием пользуются его верхние ярусы - апт и особенно альб. Исключение составляет небольшой участок, расположенный к северу от Ставрополя, на котором нижнемеловые осадки отсутствуют. Наиболее полные разрезы нижнего мела имеются в Восточном Предкавказье; в Прикумской и Промысловской областях он начинается с готерива или баррема. Литологически и фаунистически нижнемеловые отложения Предкавказья сходны с таковыми центральной части северного склона Кавказа. В готериве-барреме развиты глины, рыхлые песчаники и известняки. Апт-альб сложен глинами и рыхлы-

ми алевролитами и песчаниками. Эти песчаноалевролитовые породы в Ейско-Березанской зоне вмещают крупные залежи газа, а в Прикумском районе — нефти.

Верхнемеловые отложения также пользуются повсеместным развитием и представлены полными разрезами. Только в пределах центральной части Ставропольского свода, а также в Каневско-Березанской и Прикумской зонах поднятий наблюдается выпадение из разреза отдельных ярусов и сокращение мощности верхнемеловых осадков от 800 м в Ейском прогибе до 30 м в центральной части Ставропольского свода. Верхнемеловые осадки литологически почти не отличаются от таковых северного склона Кавказа и довольно хорошо стратифицируются по фауне.

**Отложения палеоцен-эоцена.** На южных площадях эти осадки обнаруживают сходство с разрезами прилегающих участков северного склона Большого Кавказа. На более северных площадях Азово-Кубанской низменности и Ставропольской низменности глинисто-мергелистые отложения палеоцена и нижнего эоцена замещены толщей рыхлых песчаников и алевролитов. Мощность этих осадков в ставропольской возвышенности и северо-восточной части Азово-Кубанской низменности колеблется от 600 до 850 м. К западу мощность палеоцен-среднего эоцена постепенно уменьшается и в северо-западной части низменности указанные осадки выклиниваются. Что касается среднего и верхнего эоцена, то они в этих разрезах сохраняют мергелисто-глинистый облик и в них выделяются соответственные аналоги черкесской, керестинской, кумской и белоглинской свит. Мощность среднего и верхнего эоцена на Ставропольской возвышенности и северо-восточной части Западного Предкавказья 150-200 м. К западу она уменьшается до 100-120 м.

На территории Восточного Предкавказья отложения палеоцен-эоцена, залегающие под покровом более молодых осадков также развиты повсеместно, но здесь они целиком выражены маломощной (100-150 м) толщей мергелисто-глинистых пород. Несколько повышается их мощность (до 300-350 м)

в равнинной полосе, протягивающейся вдоль побережья Каспийского моря от Махачкалы к югу.

Древнейшими образованиями, обнажающимися в равнинных областях Предкавказья, являются породы майкопской серии. Последние несогласно налегают на осадки эоцена, а местами — на размытой поверхности более древних образований. В Западном Предкавказье майкопские отложения обычно подразделяют на нижний, средний и верхний отделы. Нижний отдел, — хадумский горизонт, — который по фауне отвечает нижнему олигоцену, отличается от вышележащей надхадумской толщи майкопа большей карбонатностью пород. Мощность хадумского горизонта 250–350 м. Некоторые исследователи хадумский горизонт не включают в состав майкопской серии. Средний майкоп часто трансгрессивен и с глубоким размывом залегает на породах хадумского горизонта или на более древних осадках. На самых южных участках Западного Предкавказья средний майкоп сложен грубообломочными образованиями — конгломератами и песчаниками. В районе Лабы к этим песчаникам приурочены проявления марганцевой руды. В северном направлении грубообломочные породы замещаются глинами с прослоями алевролитов и спонголитов. Мощность среднемайкопских осадков от 200–300 на юге до 600–700 м на севере. Верхний майкоп выражен толщей глин мощностью 300–400 м.

В Центральном Предкавказье надхадумская часть майкопской серии подразделена снизу вверх на ряд свит: 1) баталпашинская свита, сложенная глинами с прослоями и линзами кремнистых сидеритов (150–160 м), 2) септариевая свита — глины с известняковистыми септариями (25–50 м), 3) зеленчукская свита — глины с прослоями песчаников (100–170 м), 4) караджалгинская свита — глины с караваеобразными конкрециями сидеритов и прослоями бентонитовых глин (100 м), 5) ольгинская свита — глины с многочисленной фауной пелеципод, гастропод (170–200 м), 6) ритцевская свита — глины с конкрециями сидерита и доломита (300 м). Общая мощность майкопских осадков в

Центральном Предкавказье 800-1000 м. В Ставрополье наблюдается значительное опесчанивание глин.

В Восточном Предкавказье, Дагестане и Северном Азербайджане разрез майкопа исключительно глинистый. Мощность его здесь обычно колеблется от 350 до 500-600 м, а в Терско-Кумском и Кусаро-Дивичинском прогибах достигает 1200-1500 м. Здесь эти осадки снизу вверх делятся на следующие единицы: хадумский горизонт и муцидикало-миатлинская свита, относимые к нижнему майкопу (нижний и средний олигоцен), свита Рики и зураманкентская свита, относимые к верхнему майкопу (верхний олигоцен и нижний миоцен).

Среднемиоценовые отложения также широко распространены в Предкавказье и подразделяются на тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты. Тарханский горизонт сложен глинами и подчиненными им прослоями мергелей. Мощность от нескольких метров до 30 м. Эти осадки повсеместно начинаются характерным пластом бурого мергеля мощностью порядка 1 м, содержащим фауну тортонского яруса. Этот пласт является хорошим маркирующим горизонтом.

Чокракский горизонт в южной полосе Предкавказья и Дагестана сложен глинами с подчиненными им прослоями рыхлых песчаников. В восточном направлении роль песчаников увеличивается и они образуют довольно мощные пачки. Местами (Дагестан, Северная Осетия) некоторые разновидности песчаников пригодны в качестве стекольного сырья. Иногда встречаются и формовочные пески. В северной полосе Предкавказья в чокракском горизонте появляются прослой мелководных мшанковых известняков и мергелей. Мощность чокракских осадков изменяется от 20-30 м до 700-800 м. При этом наиболее мощными эти осадки являются в бассейнах нижнего течения рр. Сулак и Кубани (400-800 м). В северной части Предкавказья мощность их не превышает 100 м. Содержат многочисленную фауну спириалисов.

Караганский горизонт в южной части Западного Предкавказья сложен глинами с прослоями мергелей и

известняков (мелководных). На остальных участках карбонатные породы отсутствуют и караганский горизонт представлен глинами и рыхлыми песчаниками (пески), чем он весьма схож с чокракскими отложениями. Однако караганские слои богаты фауной спаниодонтелл. Мощность горизонта от 30-до 400 м. При этом наибольшие мощности наблюдаются в Западной Кубани, в бассейне среднего течения Куры и на Дагестанском побережье Каспийского моря.

Конкский горизонт в основном выражен глинами и подчиненными им прослоями мергелей. Местами наблюдаются также прослой рыхлых песчаников и мергелей. Мощность конкских осадков 10-75 м.

Верхний миоцен Предкавказья представлен сарматским и эоцическим ярусами. Сарматский ярус пользуется широким развитием на территории Предкавказья. Литологически и фаунистически он подразделен на три подъяруса.

Нижний сармат на Тамани представлен глубоководными глинами, содержащими прослой доломитизированных мергелей. К востоку вплоть до Центрального Предкавказья в разрезе нижнего сармата появляются прослой известняков, песков, песчаников, а в Восточном Предкавказье и Дагестане вновь господствуют относительно глубоководные глинистые фации. Мощность нижнего сармата изменяется от 100 до 250-300 м.

Средний сармат в Западном и Центральном Предкавказье представлен в нижней части глубоководными глинами с прослоями мергелей, а в верхней - более мелководными песчанистыми глинами с прослоями песков, мшанковых известняков и ракушечников. Мощность среднего сармата здесь варьирует от нескольких десятков метров до 300-400 м. В бассейне р. Камбилеевка в составе среднего сармата появляются конгломераты, а восточнее вновь развиты глубоководные глины. В Дагестане среди глин появляются прослой и пачки песков и песчаников, приобретающие на юго-восточных участках господствующее значение. Мощность среднего сармата в Черных горах 400-

600 м, Терском и Сунженском хребтах – 100–200 м, в Дагестане – от 200 м на севере до 400–500 м на юге.

Верхний сармат. В Западном Предкавказье верхний сармат выражен глубоководными глинистыми и мелководными, прибрежными отложениями вплоть до песчаников и конгломератов (Майкопский район) мощностью от 50–60 до 250 м. В бассейне р. Калаус (Ставрополье) верхний сармат представлен в нижней части песчаниками и глинами с прослоями конгломератов, а в верхней – ракушечниками мощностью 60–100 м. К северу и востоку от Ставрополя мощность верхнего сармата сокращается до 20–25 м. К юго-востоку вновь развиты мелководные осадки, песчаники, гравелиты мощностью до 100–300 м. В Черных горах Восточного Предкавказья к верхнему сармату относится грозненская свита сланцеватых глин, перекрытая 450–650 м толщей песчаников и глин с мощными пачками конгломератов. Севернее, в районе Терского и Сунженского хребтов в низах наблюдаются глины, а вверху – чередование глин, песчаников и известняков–ракушечников мощностью 200–400 м. Аналогичный разрез верхнего сармата имеется в Северном Дагестане, где его мощность возрастает до 800–1000 м.

Мэотический ярус. На Тамане осадки мэотиса представлены глинами с прослоями песков, ракушечников и диатомитов /150–200 м/. В Западном Предкавказье осадки мэотиса сложены зоогенными известняками и глинами с прослоями песков, алевролитов и местами конгломератов. Мощность 100–350 м. Восточнее в районе майкопа, а также в районе Армавира отложения мэотиса представлены лагунно-континентальными осадками /50–60 м/. На северной периферии Ставропольского поднятия мэотические образования представлены мелководно-прибрежными фациями – песками, глинами, ракушечниками мощностью 50–160 м. В Восточном Предкавказье мэотисом датируется мощная /500–1000 м/ континентальная толща, сложенная конгломератами, суглинками, глинами и песками, которые содержат остатки наземной и пресноводной фауны (лысогорская свита). Пред-

полагают, что эти мощные образования охватывают также и осадки понтического яруса.

**Плиоцен.** Осадки, относимые к плиоцену претерпевают настолько сильную фаціальную изменчивость, что порой сопоставление даже близлежащих разрезов затруднительно. Здесь в плиоцене выделяют, понтический, киммерийский и куяльницкий ярусы, таманские слои, "надпонтическую толщу" и скифские слои. В Восточном Предкавказье верхний плиоцен подразделяется на акчагыльский и апшеронский ярусы.

Понтический ярус на Таманском полуострове выражен толщей глин мощностью от 50 до 330 м. В низах имеются прослои ракушечников с фауной новороссийского горизонта, а вверху встречаются формы босфорского горизонта. Восточнее в предгорных районах выражено чередование известняков-ракушечников, песков и конгломератов, а в северной части Западного Предкавказья — глины мощностью от 60-70 м до 400-600 м.

Осадки киммерийского яруса местами залегают трансгрессивно и в большинстве пунктов выражены глинами. В Тамани и прилегающих участках они сложены глинистыми рыхлыми песчаниками, песчанистыми глинами, ракушечниками, нередко железистыми. В них наблюдаются прослои оолитовых бурых железняков, которые образуют в средней части толщи рудный (камышбурунський) горизонт мощностью от 25 до 50 м. Общая мощность яруса от 150-200 м на Тамани, до 400-700 м в более восточных и северных районах Западного Предкавказья.

Куяльницкий ярус распространен только на западных участках Западного Предкавказья (до Краснодара на востоке), где согласно залегают на киммерийских осадках и представлен толщей глин и песков. Мощность от 10-25 м на Тамани до 500 м в низовьях Кубани.

Таманские слои. На Тамани куяльницкие осадки несогласно перекрываются мелководными отложениями ракушечников, песков и глин, иногда с прослоями галечников мощностью до 25 м. По фауне эти слои сопоставляют-

ся с верхним акчагылом Прикаспия.

На большей части Азозо-Кубанской депрессии верхнеплиоценовые отложения выражены надпонтической толщей серо-зеленых и красно-бурых глин, алевролитов и песков, а в южной части впадины — также и галечников мощностью до 500-900 м. В районе Краснодара эта толща мощностью 300-400 м залегает на куяльнике. Верхние горизонты толщи, выделенные в районе Ейска под названием таманских слоев, содержат типичную фауну апшеронского яруса. Разрез верхнего плиоцена заканчивается толщей, сложенной чередованием глин различных цветов с прослоями пестроцветных песков и супесей, галечника и гравия, глинистых мергелей с марганцево-железистыми стяжениями. Мощность этой толщи, известной под названием скифских слоев, не превышает 45 м.

В Центральном Предкавказье осадки плиоцена присутствуют в окраинах Ставропольского поднятия. При этом, понт в морской фации развит на северной периферии поднятия, где он представлен песчано-известковистыми мелководными осадками, залегающими на разных горизонтах сармата мощностью до 20 м. К северу они переходят в мощную толщу глин (200 м). На западном склоне поднятия развиты континентальные красноцветные песчано-глинистые осадки (армавирская свита), которые включают мэотис и понт.

На восточном склоне Ставропольского поднятия и на востоке Минераловодского района на различных горизонтах миоцена и олигоцена залегают пески, песчаники и конгломераты, к востоку сменяющиеся глинами с фауной акчагыльского яруса мощностью от 15 до 80 м.

Акчагыльский ярус залегает трансгрессивно, а в Дагестане — ингрессивно на разных горизонтах неогена, покрывая почти всю площадь Восточного Предкавказья. Севернее Терека акчагыл представлен глинами с прослоями песков. К западу и югу глины замещены ракушечниками, песками, галечниками, а еще дальше, к юго-западу — мощной толщей континентальных конгломератов, галечников, песков и суглинков. Мощность отложений акчагыла в Самурс-

Дивичинском районе 500–800 м, а в районе Сулака и Терска – 300–400 м.

В Восточном Предкавказье выше залегают сходные осадки апшеронского яруса мощностью в южной части Терской впадины 100–200 м, в Терском и Сунженском хребтах – до 500 м. В затеречной равнине их мощность с юга на север возрастает от 300 до 500 м, в Дагестане мощности сокращаются до 50–75 м, а в Кусарском районе, где апшерону отвечает континентальная толща конгломератов, песков и песчаников, мощность возрастает до 1000 м.

К осадкам верхов акчагыла и апшерона примешивается туфогенный материал в виде прослоев пеплов, количество которого возрастает по мере приближения к Центральному Кавказу–Кабарде и Северной Осетии. В западной части Сунженского хребта к верхнему плиоцену относится наблюдаемая здесь туфогенная толща мощностью до 1000 м, сложенная туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, пемзами и другими туфоосадочными породами (свита рухе-дзуар). В низах содержит прослой с морской фауной акчагыла.

Четвертичные отложения в равнинной части Предкавказья пользуются весьма значительным развитием. При этом наиболее обширные площади они охватывают в Азово-Кубанской и Терско-Кумской низменностях, где их мощность достигает 200–300 и более метров. Представлены как континентальными, так и морскими образованиями. Континентальными осадками сложены главным образом речные террасы. Установлено наличие нескольких групп террас, которые отчетливо выделяются на северном склоне Большого Кавказа и предгорьях. В северном направлении эти речные террасы постепенно понижаются, расширяются и сливаются между собой, либо погружаются друг под друга. Отложения речных террас представлены песчано-галечным материалом, который, как правило, покрыт лесовидными суглинками. Мощность последних от нескольких метров в предгорьях до 50–80 м на северных участках. В отложениях древних террас Кубани, расположенных на различных уровнях, встре-

ны остатки костей млекопитающих (мамонта, бизона) и пресноводные моллюски, позволившие выделить группы террас нижнего плейстоцена (миндельского яруса), среднего плейстоцена (рисского яруса), верхнего плейстоцена (вюрмского яруса) и голоцена.

Морские четвертичные отложения в Западном Предкавказье занимают небольшую площадь. Здесь они развиты в Приазовье и низовьях Кубани. Среди них на основании морских моллюсков выделяют снизу вверх: лиманно-морские слои У и IУ абразионных и абразионно-аккумулятивных террас Приазовья (3-7 м палудиновые слои древнеэвксинской террасы Приазовья) - глины, глинистые пески, конгломераты, детритовые известняки и ракушечники, представляющие аналоги чаудинских слоев нижнего плейстоцена; узунларские слои-пески, галечники, детритусовые известняки - до 8 м среднего плейстоцена; карангатские слои - галечники, пески, ракушечники - до 8 м - нижняя часть верхнего плейстоцена; новоэвксинские слои - галечники, пески, ракушечники - до 6 м - верхняя часть верхнего плейстоцена - и древнечерноморские слои - пески, ракушечники голоцена.

В Восточном Предкавказье широко развиты песчано-глинистые отложения нескольких четвертичных трансгрессий Каспийского моря. Западная граница распространения этих осадков тянется от района Махачкалы на северо-запад к восточному концу Маньчской ложбины и далее сворачивает к северу вдоль восточного края Ертеней. В основании морских четвертичных отложений Каспия имеется маломощный горизонт суглилков с остатками пресноводной фауны и флоры (Тюрханская свита верхов плиоцена). Выше следует толща песчанистых глин с морской фауной (бакинский ярус). Мощность толщи от 50 м на севере до 200 м на юге. Она перекрыта толщей серых глин, песков, реже суглилков мощностью от 80 м на севере до 220 м на юге (хазарский ярус). Выше лежат аналогичные осадки, относимые к хвальнскому ярусу верхнего плейстоцена. Мощность их изменяется от нескольких метров на западе до 100 м

на востоке. Эти же осадки прослеживаются и вдоль побережья Каспийского моря от Махачкалы до Апшеронского полуострова, где они залегают в виде маломощных (по 3–7 м) горизонтов на поверхности ряда абразионно-аккумулятивных террас.

В Предкавказье развиты также магматические образования. Имеются в виду гипабиссальные интрузивные и экструзивные тела, прорывающие осадочные породы мела, палеогена и нижнего миоцена в Минераловодском районе. Это тела типа лакколитов, вырисовывающихся на фоне равнины в виде уединенных гор (Бештау, Змейка, Кинжал, Машук, Железная, Джуца и др.). По составу породы, слагающие интрузивы Пятигория, относятся к гранит-порфирам, граносиенит-порфирам и кварцевым сиенит-порфирам, связанным взаимными переходами и характеризующимися высоким содержанием щелочей.

Наконец, в восточной части Предкавказья, в районе Терского прогиба наблюдаются небольшие по мощности слои пирокластических пород (туфопесчаники, туфобрекчии) и маломощные потоки лав андезито-дацитового состава.

В тектоническом отношении Предкавказье характеризуется трехярусным строением. Здесь имеется складчатое основание, сложенное докембрийскими, палеозойскими и раннемезозойскими сильно дислоцированными осадочными, вулканогенными и метаморфическими образованиями и прорывающими их интрузиями, покровный комплекс, сложенный слабо дислоцированными преимущественно осадочными отложениями среднего и верхнего мезозоя и палеоген-неогена и, наконец, четвертичный комплекс осадков.

Платформенная часть Северного Кавказа отличается ясно выраженной структурной расчлененностью древнего фундамента. Выделяющиеся в ней структурные элементы отчетливо отражаются в мезозойском покровном комплексе, несколько слабее фиксируются в палеогеновых осадках и почти совершенно затухают в более молодых слоях.

В Западном Предкавказье комплекс осадков олигоцена, неогена и антропогена в общем образует обшир-

лую Азово-Кубанскую впадину с пологим северным бортом и более крутым южным бортом, местами осложненными складчатостью. На севере впадины кровля майкопа имеет абсолютные отметки менее 100 м, на широте Тихорецка кровля майкопа погружена до 700–800 м ниже уровня, у Краснодара – до 2500 м, несколько западнее в сторону Темрюкского залива опускается до 3000–3200 м.

В северной части Азово-Кубанской впадины в широтном направлении прослеживаются погребенные пологие антиклинальные структуры – Щербиновская, Староминская, Ленинградская и Ново-Покровская, осложненные мелкой дополнительной складчатостью. Южнее следует довольно широкая, но пологая Ейская впадина, вдоль южного борта которой протягивается Каневско-Березанская зона локальных антиклинальных поднятий. Эта зона, протягиваясь сперва в широтном направлении, затем сворачивает на юго-восток и сливается с Усть-Лабинским выступом, ограничивающим с запада Восточно-Кубанский платформенный прогиб. Последний выполнен осадками мезокайнозоя мощностью до 8 км. К югу от Каневско-Березанской зоны антиклиналей располагается Тимашевская ступень, на которой породы чехла погружаются к югу. Тимашевская ступень с юга ограничивается довольно широкой зоной разломов, с которой совпадает Западно-Кубанский краевой прогиб, выполненный мощной толщей мезо-кайнозойских отложений. Фундамент в зоне прогиба опущен на глубину 10–12 км. Западно-Кубанский прогиб отделяет Большой Кавказ от Предкавказской платформы.

К востоку от Азово-Кубанской впадины расположено Ставропольское поднятие, охватывающее почти всю территорию Центрального Предкавказья. Это крупный, осложненный дополнительной складчатостью выступ, на котором породы фундамента занимают наиболее высокое в Предкавказье положение. Самая приподнятая часть фундамента расположена в южной части Ставропольского свода около с.Надзорное (763 м ниже уровня моря). На северных участках – 1625 м, а на самой северной окраине

свода (Кугультинская площадь) – 2007 м.

В пределах Ставропольского свода, особенно в его северной части развиты локальные структуры изометричной формы с пологими крыльями, а структуры южной части свода узкие, вытянутые и имеют относительно крутые крылья. Ставропольский свод отделен от Большого Кавказа узким, высоко приподнятым пологим Беломечетским прогибом. Для него характерна линейная складчатость кавказского простираения. В восточном направлении прогиб замыкается и переходит в западное крыло Минераловодского выступа.

С восточной стороны к Ставропольскому поднятию примыкает Терско-Кумская впадина, охватывающая территорию Восточного Предкавказья. Одним из главных структурно-тектонических элементов Терско-Кумской впадины является расположенная на севере Прикумско-Тюленевская зона локальных антиклинальных поднятий. Она состоит из двух валов – Озек-Суатского и Сухокумского, в пределах которых фундамент погружен на глубину 3400 – 3500 м. К югу от Прикумско-Тюленевской зоны выделяется Терско-Каспийский передовой прогиб, отделяющий восточную часть Предкавказской платформы от восточного сегмента Большого Кавказа. На периферии Терско-Каспийского прогиба фундамент залегает на глубине 4–5 км, а в центре – на глубине 10 км. В пределах прогиба развиты продольные складчатые зоны: Терско-Сунженская, Южно-Дагестанская и Дагестанская зона прибортовых третичных складок (Дагестанский клин).

В Терско-Сунженской зоне выделяются Терский и Сунженский антиклинории, представленные серией параллельно вытянутых антиклиналей. Эти складки в олигоцен-миоценовых слоях имеют острую, нередко веерообразную форму и осложнены разрывами. В Дагестанской зоне прибортовых третичных складок выделяются Восточное и Западное антиклинальные поднятия, имеющие субмеридиональное простираение и состоящие из звеньев брахиантиклинальных структур. Эти структуры, сложенные мезокайнозойскими образованиями, характеризуются коробчатым строением

и их крутые крылья и пологие своды часто нарушены разрывами (взбросы, сбросы, надвиги). Наконец, на крайнем юго-восточном продолжении третичных отложений Дагестана, к востоку от нижнего течения Самура располагается Кусаро-Дивичинский передовой прогиб, осложненный складчатостью и разрывными нарушениями широтного простирания.

**Полезные ископаемые.** Предкавказье богато месторождениями различных полезных ископаемых, главным образом нерудных. В первую очередь это нефть и газ. Известные промышленные нефтегазоносные районы принадлежат к двум крупным провинциям Азово-Кубанской и Терско-Среднекаспийской. Кроме того, выделяется Ставропольский газоносный район.

В пределах Азово-Кубанской впадины одной из основных зон нефтегазонакопления является зона южного борта Западно-Кубанского краевого прогиба. В восточной части этой зоны залежи нефти связаны с песками майкопской серии. В западном направлении диапазон нефтеносности расширяется и, помимо майкопской серии, продуктивными являются также свита горячего ключа верхнего палеогена, выраженная в фации флиша и осадки среднего миоцена (чокрак, караган, конк). Кроме того, в центральной части прогиба имеется крупнейшее на Кубани Анастасиевско-Троицкое месторождение. Нефть и газ здесь образуют сводовые залежи в куполе брахиантиклинали, сложенной песками мзотиса.

Месторождения газа имеются на севере Азово-Кубанской впадины, где они приурочены к Каневско-Березанской зоне поднятий, в которой продуктивными являются альбские пески. Перспективными на нефтегазоносность в Азово-Кубанской области являются зона Адыгейского поднятия (район Майкопа) и Таманский полуостров.

В районе Ставропольского поднятия имеются богатейшие месторождения газа, связанные с песками хадумского горизонта и отчасти нижнего палеогена. На склонах Ставропольского поднятия (Александровка, Прасковья

и др.) имеются залежи нефти в палеогеновых и меловых осадках.

В Восточном Предкавказье крупнейшие месторождения нефти связаны с зоной Терского и Сунженского хребтов, а также с его продолжением в прибрежной полосе Дагестана. Здесь месторождения связаны с чокракско-караганскими осадками (Старо- и Ново-грозненское, Малгобек, Тарки, Избербаш), а также с верхнемеловыми известняками (Карабулак, Ачалуки, Селли). Перспективными являются мезозойские осадки района Датых. Значительная нефтегазоносность установлена на севере Терско-Каспийского прогиба, в частности в зоне Прикумско-Тюленевского поднятия. Здесь залежами нефти богаты среднеюрские и нижнемеловые рыхлые песчаники, а также трещиноватые карбонатные породы нижнего палеогена (Озек-суат, Ачикулак).

Из других полезных ископаемых следует отметить строительные материалы (песок, гравий, щебень, кирпичные и черепичные глины, строительные камни), приуроченные к верхнетретичным и четвертичным отложениям, широко развитым в Предкавказье. Имеются также месторождения стекольных и формовочных песков, связанные с образованиями чокрака и карагана Чечено-Ингушетии и Дагестана. В отложениях Тамани имеются прослой диатомита. Наконец, следует отметить наличие в отложениях киммерийского яруса бурых железняков осадочного генезиса в районе Таманского полуострова (керченский тип), а также россыпных месторождений и проявлений марганца и некоторых редких элементов в олигоцен-нижнемиоценовых осадках, протягивающихся от бассейна Пшиш на западе до бассейнов Ассы и Сунжи на востоке.

Основные задачи и требования к геологическому картированию. Из всего вышеизложенного явствует, что проведение крупномасштабной геологической съемки на большинстве участков Предкавказья сопряжено с большими трудностями. В первую очередь это обуслав-

ливается слабой обнаженностью коренных пород. Имеющиеся отдельные обнажения, как правило, охватывают незначительные изолированные части разрезов лишь верхнетретичных осадков. Что касается неогена и тем более мезозоя, входящего в состав покровного комплекса, то они погружены на различные глубины, часто весьма значительные, и не доступны для наблюдений без применения буровых работ. Еще сложнее обстоит дело с изучением пород складчатого комплекса (фундамента). Следовательно, глубинное по-ярусное (по-этажное) изучение большинства участков Предкавказья с детальностью съемки масштаба 1:50 000 невозможно. Правда, в настоящее время буровыми работами вскрыты почти все комплексы пород, участвующие в строении складчатого субстрата и осадочного чехла, однако сеть буровых скважин редкая и не обеспечивает требуемое количество наблюдений, необходимое для крупномасштабного картирования.

Другим важным фактором, затрудняющим постановку и ведение геологической съемки в масштабе 1:50 000 является слабая разработанность стратиграфической схемы, особенно для осадков, не имеющих выходов на дневную поверхность. По сути дела, пока еще не имеются надежные стратотипные разрезы юрских, меловых и палеоцен-эоценовых осадков Предкавказья, не говоря уже о более древних образованиях, стратификация которых сопряжена с затруднениями даже в открытой полосе Кавказа.

Таким образом, преобладающее большинство участков Предкавказья пока еще не подготовлено для проведения геолого-съемочных работ масштаба 1:50 000 в аспекте современных требований. Постановке крупномасштабной съемки должны предшествовать:

1. Геофизические работы (сейсмометрия, гравиметрия, магнитометрия) с целью уточнения морфологии поверхности и глубины залегания складчатого фундамента, а также выявления структурно-тектонических особенностей его. Эти работы должны проводиться и с целью определения глубин залегания отдельных литолого-стратиграфических комплексов мезо-кайнозойского осадочного чехла, а

также выявления структур, благоприятных для бурения глубоких опорных скважин на нефть и газ.

2. Геологическая съемка территории Предкавказья в масштабе 1:200 000 с картировочным бурением и геофизическим профилированием, которые позволят составить геолого-геофизические профили, отражающие глубинное строение участков и выявить конкретные перспективные нефтегазоносные площади, рекомендуемые для постановки буровых работ.

3. Систематические работы тематического характера по петрографо-минералогическому и палеонтологическому изучению kernового материала буровых скважин Предкавказья с целью выявления литолого-фациальных особенностей и коррелирующих признаков пород, палеонтологического обоснования стратиграфического объема отдельных толщ, сопоставления разрезов скважин и установления стратотипных разрезов. Результаты перечисленных исследований позволят разработать унифицированную стратиграфическую схему юрских, меловых и третичных осадков, вскрываемых буровыми скважинами. Петрографо-минералогическое изучение необходимо проводить в совокупности с физическими методами исследований.

4. Тематические работы по изучению олигоцен-неогеновых отложений, вскрывающихся на дневной поверхности (зона северных предгорий в Западном и Центральном Предкавказье и Дагестане, третичные передовые хребты Северной Осетии и Чечено-Ингушетии и центральные участки Ставропольского свода). Целью работ является выявление литолого-фациальных особенностей олигоцен-неогеновых отложений, палеонтологическое обоснование стратиграфического объема, выделенных литологических комплексов, параллелизация разрезов, составленных по естественным обнажениям с разрезами буровых скважин. В конечном итоге необходимо создать единую стратиграфическую схему, пригодную как для осадков Азово-Черноморского, так и для Каспийского бассейнов.

5. Изучение четвертичных образований Предкавказья с целью установления фациальных типов осадков (морских и континентальных) и их корреляции.

Для выполнения перечисленных работ потребуется весьма длительное время (не менее 20–25 лет), на которое придется отложить постановку крупномасштабных съемок в Предкавказье. Между тем в данной области намечаются отдельные участки, на которых проведение геологической съемки масштаба 1:50 000 является целесообразным и в настоящее время. Имеются в виду участки распространения майкопских отложений, выраженных песчано-алевролитовыми и кремнистыми породами, иногда в значительной степени карбонатизированными и содержащими скопления осадочных руд марганца, а также циркония и некоторых редких элементов (район Лабы и прилегающие участки). В этой связи интерес вызывают также и другие участки развития майкопских осадков, тем более, что в районах Ассы, Аргуна и Южного Ставрополья песчано-алевролитовые и карбонатизированные породы играют значительную роль в строении майкопа.

Следовательно, геологической съемке масштаба 1:50 000 с поисками в ближайшее же время должны быть подвергнуты участки развития майкопских отложений как в полосе северных предгорий Кавказа, так и в Южном Ставрополье. Но следует иметь в виду, что изучение глубинного строения этих участков с детальностью масштаба 1:50 000 возможно лишь до глубины порядка 1000–1200 м, что примерно составляет уровень погружения подошвы олигоцена на участках, прилегающих к естественным выходам этих пород. В таких условиях съемкой будут охвачены верхи фораминиферовых слоев палеоцен-эоцена, майкопская серия, среднемиоценовые осадки (тархан, чокрак, караган, конк) и отчасти сарматский ярус.

Степень обнаженности коренных пород в полосе олигоцен-миоценовых осадков весьма слабая. В связи с этим при картировании следует предусмотреть значительный объем наземных горных работ (шурфы, канавы), а также картировочное бурение до глубины 100–150 м (2–3 скважины). Кроме того, на окраине картируемых листов, т.е. на тех участках, где интересующие нас осадки наиболее погру-

жены, следует пробурить по 1 структурной скважине глубиной до 1500 м для вскрытия полного разреза. Одновременно должны быть составлены геолого-геофизические профили, которые наряду с картировочным и структурным бурением позволят выявить нефтегазоносные структуры. Аэрофотосъемка ввиду развития почти сплошного покрова четвертичных образований не всегда даст эффект, ее следует предусмотреть лишь для некоторых участков Ставрополья и северных предгорий Кавказа.

В процессе картирования по естественным и искусственным обнажениям составляются послойные геолого-литологические разрезы с отбором образцов для петрографо-минералогических и микропалеонтологических исследований. С целью выявления полезных ископаемых (марганца, циркония и других редких элементов) песчаные и карбонатизированные породы майкопской серии должны быть охвачены широкой сетью опробовательских работ. Поскольку обычно с песчаными породами майкопа, чокрака, карагана и конка связаны залежи нейти, то естественно, что они соответственно должны быть изучены.

В соответствии с вышеизложенным, основные задачи и требования к геологическому картированию сводятся к следующему:

1. Выделить на геологической карте и разрезах основные подразделения изучаемых осадков – верхний эоцен, олигоцен–нижний миоцен, средний миоцен и нижняя часть верхнего миоцена.

2. Верхний эоцен, охватывающий верхнюю часть фораминиферовых слоев Предкавказья подразделить по петрографо-литологическим признакам и микрофауне на соответствующие свиты – керестинскую (в Дагестане зеленую), кумскую и белоглинскую (в Дагестане белую). Установить степень наблюдаемого местами размыва фораминиферовых слоев и вообще определить характер перехода от эоцена к олигоцену.

3. Майкопскую серию олигоцен–нижнего миоцена по петрографо-литологическим признакам, а также на основании палеонтологических данных расчленить в соответ-

ствии со схемами, принятыми для западной, центральной и восточной частей северных предгорий Кавказа и Ставрополя. Особое внимание уделить изучению и стратифицированию марганценосного горизонта в бассейне Лабы и смежных участков, а также верхнеолигоценовых осадков районов Асса-Аргун и Южного Ставрополя, в которых следует искать аналогии марганценосного горизонта Лабы.

4. Подразделить среднемиоценовые отложения на тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты. Выявить их литолого-фациальные особенности. Главное внимание обратить на толщи песчаников, как возможные коллекторы нефти. Определить характер переходов как между этими горизонтами, так и от нижнего миоцена в средний, и от среднего миоцена в верхний.

5. Верхнемиоценовые осадки, которые на картируемых участках представлены лишь нижней частью, т.е. сарматским ярусом, должны быть подразделены на подъярусы - нижнесарматский, средне-сарматский и верхнесарматский - с установлением их литолого-петрографических особенностей и взаимоотношений.

6. Составить геофизические профили и на основании их интерпретации с данными бурения скважин определить структурно-тектонические особенности картируемых участков. Особое внимание уделить структурам, благоприятным для нефтегазоносности и определить точки заложения глубоких опорных скважин на нефть и газ.

7. Выявить участки для постановки поисково-разведочных работ на марганец и ряд редких элементов в области развития майкопских отложений.

8. Изучить песчаные отложения чокрак-карагана и конка, которые по аналогии с известными месторождениями Северного Кавказа и Дагестана, возможно, окажутся пригодными для стекольной и металлургической (формовочные пески) промышленности.

## 96) ЗАКАВКАЗСКАЯ МЕЖГОРНАЯ ВПАДИНА

Районом охватывается территория низкогорных и равнинных областей, расположенная между горными со-

оружениями Большого и Малого Кавказа – Колхидская и Карталинская низины, Алазанско–Агричайская равнина, обширная Кура–Араксинская низменность.

Колхидская низина расположена западнее Верхнеимеретинской возвышенности. Рельеф области к Черному морю постепенно понижается в сторону Большого Кавказа и Аджаро–Имеретинского хребта – повышается, часто небольшими уступами. Геоморфологически Колхидская низина неоднородна; в периферических частях вдоль хребтов тянутся холмисто–грядовые предгорья с террасированными склонами, расчлененными неглубокими поперечными долинами. Абсолютные отметки колеблются от 100 до 400 м, а в Приморской аккумулятивной равнине – до 1–100 м.

Карталинская равнина отделяется от Колхидской Верхне–Имеретинской возвышенностью. В ее западной части выделяется слабо наклоненная к югу Тирифонская аккумулятивная равнина, а в восточной – Мухранская. Обе они образовались в синклинальных прогибах и отделены друг от друга Игоэтским поперечным поднятием. В крайних зонах равнин на высоте 400–800 м развит холмистый рельеф на субстрате неогеновых моллас.

К юго–востоку от Карталинской депрессии возвышается Иорское плоскогорье (400–1000 м), сложенное неогеновыми песчано–глинистыми отложениями и частично антропогеновыми аллювиальными галечниками. Восточным продолжением Иорского плоскогорья являются неогеновые предгорья Азербайджана. Вся эта область сильно дислоцирована, претерпела ступенчатое поднятие и попеременно была то областью денудации, то областью аккумуляции.

Севернее неогеновых предгорий лежит Алазанско–Агричайская долина. Ее западная часть находится между Большим Кавказом и Цив–Гомборским хребтом; последний орографически представляет ответвление Большого Кавказа.

Алазанско–Агричайская межгорная долина отделена молодым надвигом от Большого Кавказа и представляет собой синклинальную депрессию, выполненную современными образованиями в гипсометрических пределах 200–700 м.

По краям равнины, особенно на левобережье, развиты молодые делювиально-пролювиальные конусы, большей частью сливающиеся в сплошные шлейфы.

Кура-Араксинская равнина является самой крупной геоморфологической единицей данного подрайона. Она начинается южнее г.Тбилиси и отделена от Карталинской низины восточным окончанием Триалетского хребта. Равнина образовалась в результате погружения палеоген-неогеновых и антропогенных отложений и слияния всех террас системы р.Куры. Геоморфологически в данной области выделяются предгорные и низменные равнины, а также приморские низменности.

Кура-Араксинская равнинная область с северо-востока ограничивается зоной Кобыстана-Западного Апшерона. Геоморфологическое своеобразие этой полосы обусловлено особенностями тектоники, литологии слагающих ее пород и климатом района. В северной части области развиты антиклинали, сложенные верхнемеловыми отложениями. С ними совпадают возвышенные участки, тогда как с синклиналями - пониженные. Южная же часть области отличается от северной сравнительно сглаженными формами рельефа.

Геологическое строение. Данный подрайон слагается в основном неогеновыми и антропогенными образованиями; местами встречаются верхнепалеогеновые (олигоценные) и более древние осадки. Нижнемиоценовые отложения устанавливаются почти во всех частях развития майкопской серии. В верхней части межгорной впадины Грузии по фаунистическим и литолого-фациальным признакам выделяются самостоятельные сакараульский и коцахурский стратиграфические горизонты. Классические их разрезы изучены на южном борту Карталинской депрессии. Здесь сакараульский горизонт представлен песчаниками и алевролитами мощностью 270 м, а коцахурский - слабо карбонатными песчанистыми алевролитами и песчаниками с прослоями глин мощностью 100-350 м. Возраст сакараульского горизонта И.А. Коробков считает бур-

дигальским. Коцахурский же горизонт по фаунистической характеристике Л.Ш.Давиташвили и М.И.Варенцова сопоставляется с онкофоровыми слоями Центральной Европы, относящимися к гельветскому ярусу. Другие же исследователи относят его к бурдигальскому ярусу (Б.П.Жижченко и др.).

Указанные горизонты во многих местах четко не выделяются. Например, в Кахетии с коцахурским горизонтом условно можно сопоставить лишь верхнюю песчано-глинистую толщу свиты кинта, согласно следующей за микрофаунистически охарактеризованными слоями сакараульского горизонта, а также верхнюю глинистую часть майкопа с конкрециями и пропластками сидерита. В разрезе по р.Арагви песчаные образования сакараульского и коцахурского горизонтов фациально замещаются типичными майкопскими глинами.

В Азербайджане с сакараульским горизонтом параллелизуют нижнюю часть верхнего майкопа, содержащую характерную для нижнего миоцена микрофауну. Верхняя же часть верхнего майкопа, где выделяется сидеритовый горизонт, аналогично Кахетии соответствует коцахурскому горизонту (Кобыстан-Шемахинский район, Апшеронский полуостров). Аналогичные зоны выделяются на этом же стратиграфическом уровне в верхнем майкопе в северо-восточных предгорьях Малого Кавказа.

Средний и верхний миоцен. Морские молассовые отложения среднего миоцена в данном подрайоне приурочены главным образом к Грузинской и Азербайджанской глыбам. Ввиду того, что определенные участки этих глыб испытывали дифференциальные вертикальные движения, указанные отложения характеризуются различными мощностями и фациями.

На территории Грузии в отложениях среднего миоцена, содержащих богатую фауну, выделяются тарханский чокракский, караганский, конкский горизонты, а также сарматский и мэотический ярусы. В Азербайджане в связи с наличием своеобразной фации и отсутствием руководящей фауны для осадков среднего миоцена имеются разные стра-

тиграфические схемы.

В Грузии тарханский горизонт выражен карбонатными глинами и песчаниками с прослоями мергелей и представлен в двух фациях. Относительно глубоководная фация выражена преимущественно известняковыми глинами, алевролитами и глинистыми мергелями, содержащими тарханскую фауну. Низы отложений связаны с майкопской свитой постепенным переходом. Мелководная фация тарханского горизонта охарактеризована купными острями. Мощность осадков 10–20, местами до 70 м (Южная Кахетия).

Отложения тарханского горизонта постепенно сменяются чокракскими. Там, где известна чокракская трансгрессия, осадки чокрака, выходя за пределы развития образований тарханского горизонта, лежат на более древних отложениях и начинаются базальными образованиями. Чокракский, караганский и конкский горизонты представлены глинисто-песчанистыми и известковистыми отложениями с прослоями конгломератов. Мощность осадков чокракского горизонта от 10–50 до 120–250 м, караган-конкского от 15–50 до 250–400 м. Более мощные осадки имеются в депрессиях (Гудаутской, Мегрельской, Гурийской). На основании сопоставления разрезов Грузии с другими областями, конкский горизонт относится к верхнему торнтону, а тарханский – к низам этого яруса.

Сарматские отложения в пределах Грузинской глыбы отличаются фациальной изменчивостью, препятствующей выделению отдельных свит и слоев. Богатая фауна позволяет подразделить сарматский ярус на нижний, средний и верхний подъярусы. Осадки нижнего сармата местами (южный борт Карталинской депрессии и др.) согласно налегают на фолладовые слои конкского горизонта, а местами (бассейн р. Лиахви) трансгрессивно перекрывают порфиритовую свиту байоса. Они представлены песчано-глинистыми осадками с прослоями конгломератов, песчаников, известняков или мергелей. Несмотря на такую изменчивость в распределении отдельных типов фаций наблюдается определенная закономерность; от зон максимального погружения прогибов к их периферии резко возрастает роль грубообломочного ма-

териала. Грубозернистые песчаники и конгломераты приурочены к склонам древних возвышенностей; мощность нижнего сармата 100–400 м.

Среднесарматские отложения за исключением нескольких пунктов (сел. Цителицкаро, Гудаутская депрессия) согласно следуют за нижним сарматом. Литологически они представлены глинисто-песчанистыми, известковистыми осадками и конгломератами. В распределении фаций среднесарматских отложений наблюдается такая же закономерность, как и в нижнем сармате. Отмечается лишь обмеление моря, с чем связано более широкое распространение мелководных осадков в верхней части среднего сармата. Во многих прибрежных областях сарматского бассейна в конце среднего сармата наступает континентальный режим и отлагаются пестрые глины континентального характера ( южный борт Карталинской депрессии). Мощность среднесарматских осадков 250–1200 м.

К верхнему сармату относятся морские и континентальные образования. Первые из них охарактеризованы фауной. Они обнажаются в восточных районах: Приморской полосе, Гаре-Кахетии и западной части Эльдари. Они представлены глинисто-песчанистой толщей мощностью 550–700 м. В верхней ее части осадки приобретают континентальный характер. В северном направлении мощность морских осадков сокращается до 200 м, а на южном склоне Цив-Гомборского хребта они постепенно замещаются континентальными глинисто-песчанистыми образованиями с частыми прослоями конгломератов. В Карталинской депрессии нацхорская свита верхнего сармата сложена пресноводно-континентальными глинами и глинистыми песчаниками мощностью 1500–2000 м.

Образования мезотического яруса местами согласно /район мыса Пицунда и др./, а местами трансгрессивно залегают на размытой поверхности верхнего и, большей частью, среднего сармата /правый берег р.Гудаута и др./. Они представлены глинами, песчаниками и конгломератами и какой-либо закономерности в распределении этих фаций не замечается, хотя вдоль северо-восточного края зоны западного погружения наблюдается увеличение изве-

стнякового материала. Конгломераты господствуют в полосе побережья Черного моря. Их мощность меняется от 200-400 м /р.Кодори/ до 1000 м /р.Бзыби/. Также изменчива мощность глинисто-песчанистой фации.

В Западном Азербайджане в междуречье Куры и Иори, вдоль предгорья северного склона Малого Кавказа и на Тальшском хребте, средне- и верхнемиоценовые отложения выражены мелководной глинисто-песчанистой и известковистой фацией с прослоями конгломератов и доломитизированных известняков.

На Апшеронском полуострове миоценовые отложения делятся на две свиты: спириалисовую и диатомитовую. Первая представлена известковистыми глинами с прослоями и конкрециями кремнистых мергелей со спириалисами и рыбьими остатками. В основании этих слоев залегают мергели, которые по своему стратиграфическому положению соответствуют тарханскому горизонту. Диатомовые слои представлены темно-серыми сланцеватыми глинами с остатками рыб. В них встречаются прослои кремнистых мергелей, известняков, доломитов и диатомовых сланцеватых глин с рыбьими остатками. Диатомовые слои подразделяются на 4 литологических горизонта.

В Кобыстане к этой свите относятся песчанистые глины с прослоями песков. Здесь осадки миоцена разделяются на 5 свит (сиенинская - чокрак-тархаң; чикильчайская-караган; байгушкаинская - конк, ахудагская - сармат). Они, со своей стороны, делятся на несколько частей и несмотря на фациальные изменения параллелизуются с аналогичными осадками апшерона.

Мощность отложений чокрак-тарханского горизонта от 20-200 м (Северный Кобыстан) до 240-500 м (Чеилдаг); карагана - от 10-100 до 120-250 м; конкского горизонта - от 25-140 до 145-200 м; сарматского яруса - от 60-250 до 400-800 м (Чеилдаг).

Плиоценовые отложения, в пределах данного подрайона имеют широкое развитие. В Западной Грузии они представлены морскими фациями и тяготеют к бассейну Черного моря, а в Восточной Грузии и в Азербайджане - кон-

тинентальными и морскими фациями, тяготеющими к бассейну Каспийского моря. В Западной Грузии плиоценовые отложения встречаются в Колхидской, Одишской, Самурзаканской и Гудаутской областях. Здесь они подразделяются на понтический, киммерийский, куяльницкий ярусы и гурийский горизонт.

Отложения понтического яруса большей частью с угловым несогласием налегают на мезотические и более древние образования. Вдоль прибрежной полосы Черного моря и в Колхидской низменности они по данным буровых скважин слагаются глинами, песчаниками и конгломератами. В районе Натанеби глинисто-песчанистые образования пойма трансгрессивно перекрывают различные горизонты осадков мезотиса, миоцена и эоцена. Восточнее р.Бзыби они представлены чередованием конгломератов и глин, а в устье р.Келасури—конгломератами с прослойками песчаников и глин. Общая мощность осадков понта 200–220 м.

Отложения киммерийского яруса согласно следуют за понтическими и, в свою очередь, также согласно перекрываются куяльницкими. Занимают меньшую площадь, чем понтические и представлены глинами и песчанистыми глинами с прослоями песчаников и мергелей. Содержат фауну остракод. Мощность осадков киммерия до 500 м.

Отложения куяльницкого яруса занимают еще меньшую площадь, чем киммерийские, представлены песчаниками и глинами. Мощность осадков 90 м, в периферийных же частях уменьшается до 20–50 м.

Гурийский горизонт распространен только в Колхидской низменности и в Гурии. Он с угловым несогласием налегает на образования куяльницкого яруса и сложен глинами, песчанистыми глинами с пропластками песков и конгломератов. Мощность горизонта 60–150 м. Гурийские слои параллелизуют с осадками апшеронского яруса на основании большого сходства их фаун. Они согласно сменяются чаудинскими осадками нижнего антропогена.

Плиоценовые отложения бассейна Каспийского моря Восточной Грузии и Азербайджана имеют более широкое

развитие, чем другие осадки неогена и претерпевают резкие фациальные изменения. Поэтому в различных районах они носят разные названия и возрастные границы.

В Карталинской депрессии образования мио-плиоцена представлены континентальной толщей конгломератов, чередующейся с пачками глин, трудно отделяемой от подстилающих аналогичных отложений верхнего миоцена. Верхняя часть указанных пород характеризуется слабосцементированными конгломератами, широко развитыми в Душетском районе. Аналогичная толща конгломератов и глин представлена в районах Цив-Гомборского хребта и в Гаре-Кахетии. Нижняя ее часть мощностью 1600-1900 м, названная ширакской свитой, отнесена к мэотис-понтю. Верхняя часть свиты слабосцементированными и плохо отсортированными конгломератами, содержащими прослой и пачки песчаников, песков и глин континентального происхождения. Они в юго-восточном направлении замещаются морскими песчано-глинистыми осадками, содержащими акчагыл-апшеронскую фауну. Последние обладают мощностью до 1500-2000 м и почти всегда несогласно залегают на более древних свитах.

В Западном Азербайджане между рр. Кура и Иори, вдоль предгорья Малого Кавказа и на Талыше осадки мэотис-понта выражены сходной мелководной фацией. В других районах Азербайджана они представлены в различных фациях. На Апшеронском полуострове и Кобыстане мэотические образования выражены диатомитовыми песчанистыми глинами местами с прослоями доломитов, известняков и песчаников (320 - 350 м). Выше согласно залегают глины понтического яруса мощностью 130-135 м. Их подразделяют на нижний, средний и верхний горизонты. В Кобыстане в глинах понтического яруса встречаются мощные прослой песчаников и песков, мощность 480 м. В Шемахинском районе понтические отложения выражены известково-глинистыми образованиями с богатой фауной; они трансгрессивно залегают на разных горизонтах палеогена.

Верхний почт Западной Грузии и Азербайджана фаунистически резко отличается, что объясняется полной изоляцией бассейнов. Вследствие этого параллелизация более

молодых отложений затрудняется. Так, в Азербайджане выше понта залегает продуктивная нефтеносная толща среднего плиоцена. Она отличается нефтеносностью, фаціальным обликом и огромной мощностью. Однообразный литологический состав и отсутствие органических остатков затрудняет ее дробное расчленение. Толща сложена глинисто-песчанистыми образованиями, которые на Апшеронском полуострове подразделяются на 3 отдела, в свою очередь, расчлененные на отдельные свиты.

Нижний отдел сложен глинисто-песчанистыми образованиями, имеет мощность выше 600 м и ограничен перерывом от среднего отдела продуктивной толщи. Последний представляет собой толщу средне- и крупнозернистых песчаников мощностью около 2 тыс. м, незаметно переходящих в осадки верхнего отдела, состоящих из песков и глин.

В Прикаспийско-Кубинской зоне в продуктивной толще различают песчано-глинистый и галечниковый фаціальные комплексы. Продуктивная толща Восточного Кобыстана резко отличается от продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Она более глинистая и плохо отсортирована. Мощность ее в Кобыстане 2000-2500 м.

В связи с тем, что продуктивная толща не содержит фауны, ее возраст является предметом постоянной полемики. Одни исследователи считают, что она является фашией понтических и акчагыльских отложений, а другие продуктивную толщу синхронизируют с осадками киммерия или киммерия-куяльника Черноморского бассейна. Между тем, фаунистическое сопоставление продуктивной толщи и образований киммерия-куяльника не удается ввиду континентального характера первой. Следует также иметь в виду, что мощные акчагыль-апшеронские образования (1500 - 2000 м) трудно синхронизировать с маломощными (150 м) гурийскими слоями.

В настоящее время предполагают, что синхроничные продуктивной толще среднего плиоцена осадки отсутствуют в Восточной Грузии и Западном Азербайджане. Однако, по нашему мнению, они могут присутствовать в вер-

хах ширакской свиты (датируемой, как мэотис-понт) или же в низах залегающей выше толщи (принимаемой акчагыл-апшероном), поскольку по данным ряда исследователей (А.И. Джанелидзе и др.) ширакская свита в депрессиях согласно сменяется глинисто-песчанисто-конгломератовой толщей, датируемой акчагыл-апшероном. Эти спорные вопросы требуют уточнения.

На Апшеронском полуострове акчагылские осадки представлены сланцеватыми глинами и мергелями с многочисленными прослоями вулканического пепла мощностью 40-60 м. В Кобыстане акчагылские слои лежат на продуктивной толще без видимого углового несогласия, а местами - на размытой поверхности понтических отложений. Эти последние участвуют в сложении ряда складок и выражены глинисто-песчанистой фацией и ракушечниковыми детритусовыми известняками. Первые согласно залегают на подстилающих породах в синклиналиных впадинах, а вторые, занимая более высокие гипсометрические отметки, являются трансгрессивными. В Центральном и Южном Кобыстане осадки имеют мощность 100 м и аналогичны апшеронским.

В полосе Южного предгорья Большого Кавказа - в Шемахинском районе - акчагылские отложения также представлены двумя фациями глинисто-песчанистой и известняковой. Здесь в западном направлении они сменяются конгломератово-галечниковыми и песчано-глинистыми осадками мощностью до 1000 м (сел. Чайкенд).

Таким образом, в Азербайджане акчагылские отложения фациально весьма разнообразны. Самые крайние западные разрезы в полосе южного предгорья Большого Кавказа представлены конгломератами и грубыми песками с наземной фауной. Прибрежные отложения наблюдаются на северных склонах Малого Кавказа. К востоку песчаные прослой встречаются реже.

Апшеронские отложения представлены разнообразными толщами. На Апшеронском полуострове они делятся на 3 отдела: нижний мощностью 240 м сложен глинами переходящими в песок; средний мощностью 170 м - глинами,

песками и песчанистыми известняками, а верхний (180 м) представлен известняками, песками, ракушечниками с прослоем галечника в основании. Западнее известняки сменяются глинами. В Кобыстане и Прикуринской низменности аналогичные осадки имеют мощность до 1000 м.

В южной части Восточного Азербайджана, в противоположность Апшеронскому полуострову, вся толща мощностью 1400 м представлена глинисто-песчанистой серией. В полосе южных предгорий Большого Кавказа ее мощность увеличивается до 3500 м (Ахсу) за счет участия в разрезе **грубообломочного материала**. В правобережье р. Куры и предгорьях Малого Кавказа преобладают глины и песчаники мощностью 800 м.

Четвертичные отложения подразделяются на морские и континентальные. Морские отложения развиты на побережьях Черного и Каспийского морей в виде террас; континентальные – в виде речных террас и аллювиальных равнин развиты шире. Морские современные отложения Черного моря развиты на побережье (песчано-галечный пляж) моря, за которым располагается полоса прибрежных четвертичных террас. На Абхазском побережье имеется 9 террас. Самые верхние – дочаудинские – расположены на абсолютной высоте 450–900 м, 290–310 и 240–250 м. В Абхазии и Колхиде в морских отложениях выделяются чаудинский, древнеэвксинский, узунлярский, карангатский, новозэвксинский, древнечерноморский и новочерноморский горизонты.

Морские современные отложения Каспийского моря залегают на высоте до 9–14 м под уровнем моря. Древнекаспийские отложения слабо дислоцированы и подразделяются на нижний, средний и верхний ярусы. Нижний или бакинский ярус залегают на высоте 200 м. Средний-хазарский ярус образует 5 террас высотой 150 и более метров. Верхний-хвалынский ярус залегают до высоты 35 м.

Морские древние отложения представлены песками и глинами, местами раковинными известняками и конгломератами.

Континентальными отложениями сложены речные террасы и аллювиальные равнины (Риочская и др.) аккумулятивные равнины и котловины (Тирифонская, Мухранская, Алазанская, Куринская). В предгорьях континентальным отложениям соответствуют в основном галечники, а в равнинных областях — галечники и суглинки.

Тектонически данный подрайон охватывает Рионско-Куринскую депрессию (Межгорный прогиб), которая разделяется высокоприподнятым фундаментом Дзирульского кристаллического массива на две части: Рионская — на западе и Куринская — на востоке, они отличаются многоярусным тектоническим строением и прикрыты в наибольшей части образованиями покровного комплекса пород (четвертичные и плиоценовые).

Вся территория описываемого подрайона зажата между складчатыми системами Большого и Малого Кавказа. Западная его часть (Колхидская или Рионская депрессия) по характеру тектоники подразделяется на две части: собственно Колхидскую низменность и Центральную Мегрельскую синклинали. В первой буровыми скважинами устанавливаются пологозалегающие осадки мела, палеоцен-эоцена и верхнетретичного периода, перекрытые мощными антропогенными образованиями.

Центрально-Мегрельская синклинали имеет почти чашеобразную форму, окруженную с востока, юга и запада кулисообразно расположенными сжатыми узкими брахиантиклиналями (Абедати, Накалакеви, Эки, Урта и Сатанджо) мел-эоценового структурного яруса. Центральная часть синклинали заполнена неогеновыми образованиями, в которых развиты мелкие пологие складки небольшого протяжения.

Центрально-Мегрельская синклинали на южном крыле разорвана крупным надвигом глубинного заложения и под пологим углом (30-40°) надвинута на осадки Колхидской депрессии. Линия надвига продолжается на запад по Черноморскому побережью, что установлено скважиной у курорта Гагра. Далее на запад продолжение указанного на-

двига данными геофизики устанавливаются в акваториальной части моря.

Куринская депрессия охватывает восточную часть Грузинской глыбы и Азербайджанскую глыбу, граница между которыми проводится в долине р.Иори, где фиксируется резкий поворот складок на юг (Марткобский выступ). Западная часть депрессии в течение юры, мела и палеогена представляла область поднятия. Ее интенсивное погружение началось лишь в среднем миоцене и с этого периода она превратилась в межгорную депрессию, на дне которой накопились мощные молассовые отложения.

По тектоническому строению молассовая зона делится на западную и восточную части. Первая охватывает Тирифонскую и Мухранскую долины, представляет собой крупную, широкую, асимметричную синклиналь общекавказского простирания, весьма осложненную на северном крыле второстепенной складчатостью и разрывами. Здесь фиксируется ряд опрокинутых на юг складок, разорванных надвигами, направленными с севера на юг.

Более напряженная тектоника наблюдается в восточной части молассовой зоны. Здесь развиты опрокинутые на юг сильно сжатые складки. В долине р.Иори происходит поворот осевых линий складок к юго-востоку; далее эти складки, принимая общекавказское простирание, прослеживаются в Южной Кахетии и Западном Азербайджане.

Таким образом, молассовая зона является наиболее мобильной частью Грузинской глыбы, где кристаллический субстрат глубоко погружен местами до 14–16 км (р.Иори) под мощные лагунные и континентальные отложения миоплиоцена.

В районе Шираки, Чатма, Эльдарской степи (Южная Кахетия и Западный Азербайджан) отмечают выступы жесткого субстрата. Здесь выделяются многочисленные покровного характера складки, опрокинутые на юг и разорванные надвигами.

К северу от Иорского плоскогорья и Западного Азербайджана на Алазанской и Агричайской депрессиях,

распространены мощные (до 300 м) четвертичные образования, перекрывающие акчагыл-апшеронские накопления. О тектонической их природе существуют различные мнения. Одни под четвертичными и почти горизонтально залегающими акчагыл-апшеронскими осадками предполагают наличие консолидированного мел-палеогенового структурного яруса, в другие — более древнего. В последнем случае подразумевается выступ Азербайджанской глыбы в виде клина в складчатой зоне Южного склона Большого Кавказа. В обоих случаях следует предполагать под пологозалегающими акчагылскими образованиями наличие складок, осложненных разрывами, образование которых было завершено в доакчагылское время.

Куринская впадина покрыта мощными четвертичными образованиями и тектоника этой области установлена лишь по данным геофизики и опорного бурения. Здесь намечают несколько пологих складок, образующих одно крупное Курдамир-Саатлинское поднятие и предполагают высокоприподнятый кристаллический субстрат, подвергавшийся размыву от олигоцена до конца плиоцена.

С Востока Куринская впадина окаймляется прерывистой полосой плиоценовых отложений. В них имеются кулисообразно расположенные брахиантиклинальные и синклинальные складки, осложненные в ряде случаев разрывами с амплитудой 500 м. Вдоль разрывов располагаются грязевые вулканы. С юго-востока Куринская впадина окаймляется крупным Астара-базарским синклинорием и по данным некоторых исследователей представляет собой погруженную часть Тальшской зоны (К.Н.Паффенгольц).

По новейшим данным на южном борту Куринской депрессии (Южная Кахетия), у сел. Казах и гор. Кировабада в Азербайджане) буровыми скважинами вскрыты эоценовые вулканогенно-осадочные и терригенные образования большой мощности, аналогичные таковым Аджаро-Триалетской и Артвинско-Болнисской (по П.Д. Гамкрелидзе) зонам. Указанные осадки здесь согласно сменяются отложениями олигоцена-миоцена. Данный факт од-

ними исследователями используется в качестве доказательства продолжения Аджаро-Триалетской зоны до Талыша. Другие же эоценовые образования южного борта Куринской депрессии увязывают с аналогичными отложениями Артвинско-Болнисской зоны, где ввиду наличия жесткого субстрата образовались пологие складки; последнее нам кажется более вероятным.

**Полезные ископаемые.** Из полезных ископаемых данный подрайон заслуживает внимания в отношении возможности выявления в основном нефти и газа, минеральных и питьевых вод, марганца, каменного угля и строительных материалов.

Наиболее богатые нефтегазоносные горизонты, как известно, приурочены к продуктивной толще среднего плиоцена и расположены в крайней восточной части межгорной депрессии (Восточный Азербайджан) и Апшеронского полуострова, где имеются мощные коллекторы для скопления жидкого и газового топлива. Они давно успешно эксплуатируются в районе г.Баку. На западе (Западный Азербайджан, Восточная Грузия) мощные (свыше 3000 м) среднеплиоценовые рыхлые отложения отсутствуют, а в осадках верхнего плиоцена нет газонепроницаемых горизонтов, перекрывающих соответствующие закрытые структуры.

В Западном Азербайджане и Грузии нефтегазоносные горизонты установлены скважинами в меловых, палеогеновых, миоценовых и нижнеплиоценовых образованиях. Однако указанные горизонты являются маломощными и крупного промышленного интереса пока не представляют. Тем не менее в западной части подрайона имеет место постоянная миграция нефти и газа. Поэтому следует вести поиски благоприятных литологического состава толщ и структур, к которым здесь относятся плотные трещиноватые породы, имеющие связь с разрывными формами нарушений. В этом отношении наибольший интерес представляют нижнемезозойские и нижнепалеогеновые, возможно и палеозойские, структурные ярусы, сложенные плотными кар-

богатными и метаморфизованными трещиноватыми образованиями, перекрытыми во многих местах мощными газо- непроницаемыми глинистыми сланцами олигоцена-верхнего эоцена (Западный Азербайджан, Восточная и Западная Грузия).

В Западном Азербайджане (Агричайская долина) и в Грузии плиоценовые отложения часто включают хорошие коллектора для скопления грунтовых (питьевых) вод, а также в ряде мест выявляются и минеральные высоко-термальные воды (Колхида). Хорошими коллекторами для скопления грунтовых вод являются также и четвертичные рыхлые образования. Они в настоящее время снабжают питьевыми водами крупные населенные пункты, в том числе и Тбилиси.

Олигоценовые марганценозные образования можно ожидать в некоторых местах Колхидской депрессии (район нижнего течения р. Риони) и в Карталинской депрессии. Есть некоторые предпосылки наличия каменного угля в районе Кутаиси, в частности на участке с. Парцханаканеби, где пересечена скважиной среднеюрская угленосная свита с пластами каменного угля. Из строительных материалов, в описываемом районе следует отметить множество месторождений гравия, песков, мергелей, кирпично-черепичных глин, торфа и др.

**Основные задачи и требования к картам.** Основными задачами крупномасштабной геологической съемки в данном подрайоне следует считать выявление перспективных нефтегазовых и водоносных структур, изучение инженерно-геологических условий вблизи населенных пунктов и объектов строительства промышленных предприятий, выявление благоприятных марганценозных и угленосных структур закрытого типа, изучение месторождений строительных материалов.

Высокоперспективными по выявлению нефти являются площади Кобыстана, Апшерона и акваториальная

часть Каспийского моря, где под нефтенепроницаемым горизонтом залегает мощный нефтеносный горизонт среднего плиоцена. Указанные площади изучены и изучаются всеми современными методами исследования. В настоящее время стоит задача определения точного стратиграфического положения продуктивного горизонта, имеющего большое значение для правильной перспективной оценки нефтегазонасности в других районах территории Кавказа. Является ли он синхроничным киммерийскому и куяльницкому ярусам Черноморского бассейна? Для этого необходимо проследивание продуктивной толщи в западном направлении на территориях Западного Азербайджана и Восточной Грузии с целью установления ее взаимоотношения с подстилающей и покрывающей толщами. Решение данной задачи методами геофизики не может оказаться положительным ввиду сходной плотности указанных пород. Большая мощность плиоценовых рыхлых образований в центральных частях межгорного прогиба затрудняет проведение буровых работ. Поэтому единственной возможностью для решения задачи остается изучение указанных толщ в местах выходов осадков плиоцена на перифериях межгорного прогиба. Здесь необходимо детально изучить верхнюю часть ширакской свиты: если будет установлено, что продуктивная толща фациально замещает ее верхнюю часть, то должно существовать несогласие между осадками в самой ширакской свите. Ряд исследователей свидетельствует такое несогласие под продуктивной толщей в нефтеносных районах Восточного Азербайджана. Аналогичные исследования должны проводиться на контакте продуктивной толщи с осадками акчагыл-апшерона с целью выявления фациального замещения и наличия перерыва или внутриформационного размыва.

Одновременно необходимо решить вопрос нефтегазонасности нижних структурных ярусов, перекрытых газонепроницаемыми осадками. Поскольку в данном подрайоне не ожидается встретить мощные гранулярные горизонты, то следует уделить особое внимание изучению трещиноватости пород и выявлению разрывов, которые могут быть

хорошими коллекторами нефти и газа. Основными методами их изучения являются геофизические, в основном сейсмические (КМПВ, МОВ) работы, которые легко осуществить в связи с хорошей доступностью наибольшей части территории.

Второй не менее важная задача, стоящая перед крупномасштабной геологической съемкой, является выявление водоносных горизонтов с целью обеспечения питьевой и технической водой крупных городов Закавказья, совхозов и колхозов. Для выделения перспективных водоносных площадей необходимо проведение геофизических исследований в сочетании с буровыми скважинами и опытными откачками. На обширных площадях межгорной депрессии нужно провести гидрогеологическую съемку в сопровождении комплекса наблюдений, в особенности геоморфологических с детальным анализом этапов формирования рельефа, которые обуславливают образование и изменение динамики подземных вод в историческом аспекте.

В некоторых частях межгорной депрессии, где нижние структурные ярусы, вмещающие полезные ископаемые, залегают неглубоко, необходимо изучить их буровыми скважинами. Здесь имеется ввиду среднеюрский структурный ярус Кутаисского района и Южной Окрибы, где могут быть выявлены залежи каменного угля на глубине 1000–1500 м, а также олигоцен–нижнемиоценовый структурный ярус Колхидской депрессии и северо–западной части Карталинской, в котором предполагается наличие залежей марганцевых руд под трансгрессивными образованиями среднего миоцена. Эти работы осуществляются в настоящее время. Геологические карты, составленные для указанных структурных ярусов по данным скважин, будут соответствовать масштабу 1:100 000.

К крупномасштабным геологическим картам могут быть предъявлены различные требования. В районе Кобыстана и Апшерона миоплиоценовые образования достаточно хорошо изучены для их подъярусного подразделения с выделением во многих случаях свит и даже горизонтов.

В других частях межгорной депрессии нужно выделить раздельно сакараульский, коцахурский, тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты. Сарматский ярус необходимо подразделить на три подъяруса (нижний, средний, верхний), а мэотический и понтический ярусы выделить отдельно. В Черноморском бассейне выделяются киммерийский, куяльницкий ярусы и гурийские слои, а на востоке — акчагыльский и апшеронский ярусы.

Четвертичные образования в обоих бассейнах нужно подразделить не менее чем на 4 отдела с использованием фауны, либо сопоставления с морскими датированными террасами, а также провести их генетическое подразделение.

Некоторые указанные стратиграфические единицы, обладающие большими мощностями (верхний сармат, мэотис, понт, акчагыл или киммерий), необходимо расчленить на литологические комплексы пород при мощностях отдельных пачек, по возможности, не более 500 м. Также весьма важно однозначное расчленение миоплиоценовых осадков по Восточной Грузии и в Западном Азербайджане путем литолого-палеонтологического исследования указанных образований, согласованного между геологами Азербайджана и Грузии. В результате должны быть составлены карты как покровного, так и складчатого комплексов. Для первого геологического картирование в масштабе 1:500 000 может быть осуществлено лишь в пределах хорошо изученных районов (в некоторых местах Восточного Азербайджана), а в остальных местах карты будут соответствовать масштабу 1:100 000 и 1:200 000. Для складчатого же комплекса, находящегося под покровными образованиями, карты нефтеносных районов Азербайджана и Колхиды будут соответствовать масштабу 1:200 000, а в местах проходки единичных скважин — масштабом 1:500 000 и мельче. Одновременно необходимо составление карт поверхности кристаллического фундамента в масштабе 1:200 000 и крупнее.

## 9в) ДЕПРЕССИЯ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. АРАКС

Данный подрайон тектонически расположен на северной периферии Анатолийско-Иранского межгорного прогиба (Тавриды по схеме П. Арни, 1939). Морфологически он расчленяется на Араратскую и Нахичеванскую котловины, разделенные антиклиналью, сложенной среднедевонскими образованиями. Араратская котловина выполнена мощными (до 300–400 м) озерно-речными накоплениями верхнего плиоцена-нижнего антропогена и современными аллювиально-пролювиальными отложениями. По данным бурения отложения покровного комплекса Араратской котловины залегают на метаморфических сланцах верхнего протерозоя, песчано-карбонатной толще девона и глинисто-песчанистой свите палеогена.

В Нахичеванской котловине развиты лишь древние речные террасы, современный аллювий и лавы. Более древние породы представлены мощной гипсоносно-соленосной толщей, перекрывающей мульду, выполненную вулканогенно-осадочной толщей эоцена, наложенную на песчано-карбонатный комплекс девона-триаса.

На северном борту Араратской котловины обнажаются осадки верхнего олигоцена-нижнего миоцена. Они представлены толщей красноватых песчанистых глин, местами гипсоносных (пестроцветная свита лагунно-континентального происхождения мощностью 700 м). Свита широко распространена в пределах Араратской котловины и вскрыта буровыми скважинами на разных глубинах (350, 2072 м и др.). К юго-востоку от Араратской котловины пестроцветная свита вскрыта в Нахичеванском соленосном бассейне. Здесь она залегает в основании соленосной толщи и несогласно перекрывает различные горизонты вулканогенной свиты нижнего-среднего олигоцена.

Выше пестроцветной свиты в Араратской котловине представлена ингрессивно залегающая гипсоносно-соленосная толща мощностью 1100 м. Скважинами установлено, что в верхней части толщи преобладает гипс, а в нижней —

каменная соль. Соленосная толща трансгрессивно перекрывается фаунистически охарактеризованной толщей верхнего-среднего (?) сармата. Исходя из этого, возраст соленосной толщи условно определяется как средний миоцен-нижний сармат.

В северо-западной части Араратской котловины стратиграфически выше гипсо-соленосных отложений буровыми скважинами вскрыта толща песчано-глинистых пород с прослоями известняков верхнего сармата. Она обнажается в ущелье р.Раздан, в районе с. Вохчаберд и других местах, где трансгрессивно залегает на соленосной толще и известна под названием разданской свиты. В последней выделяется два фаунистически охарактеризованных горизонта: верхнесарматский и гастроподовый, условно относимые к среднему сармату.

В Нахичеванской АССР соленосная толща, подразделяемая на три свиты, слагает всю Нахичеванскую мульду. Нижняя (нижний и средний миоцен) представлена пестрыми глинами мощностью 300-400 м; возраст установлен фаунистически. Средняя - верхний миоцен (нижний и средний сармат) представлена глинами, занимающими наибольшую площадь из всех миоценовых отложений Нахичеванской мульды. Она согласно лежит на отложениях нижнего и среднего миоцена и имеет мощность 660 м. Фауна в ней отсутствует и верхнемиоценовый возраст установлен на основании флоры. Верхняя свита (верхний сармат) представлена зеленовато-серыми и зеленовато-желтыми глинами и песчаниками; встречаются пропластки мергелей, алевролитов и песков. В основании свиты залегают пласты каменной соли мощностью 7-8 м. Мощность толщи колеблется от 30-40 до 195-210 м. На соленосной толще несогласно залегают вулканогенные образования плиоцена. Описанная толща по стратиграфическим и литологическим признакам сопоставляется с миоценовыми отложениями р.Раздан Армянской ССР.

Отложения мезотиса и нижнего-среднего (?) понтата широко распространены в западной части Араратской

котловины. Здесь в западной части Араратской депрессии (Октемберянский район) выше разданских слоев опорной скважиной вскрыты молассовые отложения мэотис-понта мощностью до 3000 м, которые по литологическим данным (А.И.Месропян) делятся на четыре подсветы. К верхнему плиоцену относятся травертины Араратской котловины.

Террасовые отложения слагают отдельные равнинные участки левобережья р.Аракс. Преобладают галечники, с поверхности покрытые тонким слоем гачи (землистый гипс). Наибольшую мощность они имеют в древних конусах выноса (рр.Акерачай, Вохчи, Нахичеванчай, Арпа, Раздан, Ахурян и др.). Мощность их местами достигает 180–200 м.

Здесь выделяются 4 террасы. Более низкие из них сложены различными глинами, переслаивающимися с галечниками, местами туфами, реже диатомитами.

В тектоническом отношении Нахичеванская депрессия почти аналогична Араратской. Обе они относятся к общему синклинальному прогибу с неоднородным строением субстрата, в поперечном направлении разделенному антиклиналью. Нахичеванская котловина имеет трехярусное строение – покровный комплекс верхнего палеогена (олигоцен), складчатый комплекс нижнего и среднего палеогена (палеоцен–эоцен) и палеозой–докембрия.

**П о л е з н ы е   и с к о п а е м ы е.** Из полезных ископаемых в подрайоне развиты месторождения каменной соли, связанные с миоценовыми отложениями. Кроме того, имеются разнообразные строительные материалы (глины, песчаники, туфы и др.). Встречаются минеральные и термальные воды. Выходы углекислых гидрокарбонатно-кальциевых субтермальных радоновых вод известны в районе ст.Арарат. Они сходны с известными цхалтубскими водами и приурочены к Приараксинскому артезианскому бассейну.

Область считается перспективной в отношении нефтеносности и минеральных вод. Скопления первой, как и в подрайоне 9<sup>б</sup>, ввиду отсутствия мощных гранулярных кол-

лекторов для скопления нефти и газа, могущих иметь большое промышленное значение, следует ожидать в плотных трещиноватых породах и в зонах разломов.

Основные задачи и требования к съемке. Основными задачами крупномасштабного геологического картирования в данном подрайоне, как и в предыдущем, (9<sup>б</sup>) являются выяснение глубинного геологического строения в целях выделения перспективных нефтегазоносных и водоносных структур, а также площадей перспективных на каменную соль и строительные материалы.

Для изучения глубинных нефтегазоносных структур целесообразно применить сейсмические методы (КМПВ, МОВ) ввиду доступности подрайона для доставки техники. Помимо этого, здесь могут быть поставлены гравиметрические исследования с применением магнитно-теллурического метода.

В осадках миоцена на геологических разрезах следует выделить нижний и средний миоцен, а сарматский ярус необходимо подразделить на подъярусы. На картах необходимо выделение покровного и складчатого комплексов. Последний будет соответствовать масштабу 1:200 000.

## 10. РАЙОН РАЗВИТИЯ НЕОГЕНОВЫХ И АНТРОПОГЕНОВЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Район развития эффузивных образований неогена и антропогена охватывает крупные площади в Армении и Южной Грузии и незначительные — в Юго-Западном Азербайджане. В эту обширную площадь входит часть Ахалцихской депрессии, Джавахетское нагорье, большая часть Армении и часть Кельбаджарского района Азербайджана.

Район представляет типичную страну вулканического рельефа. Здесь выделяются отдельные высокоприподнятые хребты и горные массивы с абсолютными отметками 2000—

3000 м, а высота отдельных вершин превышает 4000 м (гора Арагац). Указанные хребты образуют цепи вулканических конусов и куполов с кратерами и кальдерами с лавовыми потоками. Между хребтами и вулканическими массивами располагаются платообразные равнины с озерами, иногда имеющие ступенчатое строение. Отметки их меняются большей частью в пределах 1500-1800 м.

Происхождение плато и озер связано с лавовыми подпрудами. Отдельные лавовые потоки опускаются иногда до 300 м (поток рр.Храми, Машавера, Дебед). На Джавахетском нагорье выделяются Абул-Самсарский и Кечутский хребты, а на Армянском Нагорье - Агбабинский, Варденисский, Гегамский хребты, массив горы Арагац, Лорийское, Ширакское, Апаринское, Егвардское, Октемберянской, Китайское плато, а также Зангезурское (Сюникское) плоскогорье.

Перечисленные морфографические единицы прорезаны глубокими каньонообразными ущельями, а на высоких лавовых плато и массивах в результате морозного выветривания широко распространены каменные осыпи и россыпи, способствующие перехвату поверхностного стока.

В местах распространения четвертичных лав проходимость хорошая, отсутствуют даже почвенный слой и растительный покров. В целом обнаженность, проходимость и дешифрируемость средняя и хорошая и в этих условиях для геологического картирования достаточно применение аэрофотоснимков масштаба 1:20 000 и 1:30 000.

**Геологическое строение.**  
Описываемый район почти полностью сложен мощным комплексом пород, являющихся продуктами эффузивного магматизма постолigoценового времени. Выходы более древних осадков верхнего мела и палеогена, представленных вулканогенно-осадочными, осадочными и карбонатными образованиями, имеются на весьма ограниченных площадях. Так, в бассейне р.Ахурян указываются олигоценовые осадки, представленные чередованием желтовато-серых песчаников, алевролитов, мергелей, глин и пиробитуминозных горючих

сланцев. В их основании залегают конгломераты, перекрывающие туфы среднего эоцена. В низах толщи встречен пласт бурых углей мощностью 25–30 см. Пласты пиробитуминозных сланцев мощностью от нескольких дециметров до 17 м имеют незначительную протяженность (300 м).

Угленосные отложения, относящиеся к олигоцену, известны в районе Ленинанкана в бассейне р. Чичхан (Джаджурское месторождение) они имеют мощность 170 м и слагаются в основном глинами и алевролитами с пластами бурого угля (15–20 м). Осадки, упомянутые К.Н. Паффенгольцем, в бассейне р. Ахурян датируются тураном, а Джаджурского месторождения – четвертичным возрастом, тогда как А.А. Габриеляном (1958, 1964) – нижним плиоценом (мэотис–понт).

Указанный выше комплекс эффузивных пород трудно поддается расчленению. В связи с этим возраст отдельных комплексов лавовых образований в отдельных местах определяется различно. В настоящее время принято, что их образование произошло в 3 цикла эффузивного магматизма: верхнемиоценово–нижнеплиоценовый, верхнеплиоценово–нижнеплейстоценовый и верхнеплейстоценово–голоценовый.

К первому циклу эффузивного магматизма в Грузии относят годердзскую и кисатибскую свиты, а в Армении – вохчабердскую. Они распространены в северной части Арсианского хребта, в центральной части Ахалцихской котловины на Эрушетском нагорье, в Джавахетии (Самсарский и Кецутский хребты), слагают значительные площади Ширакского, Памбакского, Гегамского, Варденисского, Айоцдзорского, Зангезурского и других хребтов, а также на участке между Араратской и Ленинанканской котловинами и представлены мощной (1000–1200 м) толщей чередующихся между собой лавовых покровов разного состава от базальтов до липаритов и пирокластических образований. В различных районах в толще встречаются прослойки нормально–осадочных песчано–глинистых, углистых, гипсоносно–соленосных и диатомовых отложений с морской или озерной фауной.

Указанные породы в Армении несогласно залегают на отложениях от эопалеозоя до среднего миоцена включительно. Но в депрессиях несогласия под вулканическими породами не наблюдаются. Так, в Ахалцихской депрессии годердзская свита залегает на пестроцветной и представлена в нижней части туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, а в верхней — в основном покровами дацитов, андезито-дацитов, андезито-базальтов и др. Под пестроцветной свитой выделяются угленосная свита (верхние песчаники, угольная толща, нижние песчаники), свита глин и песчаников, горизонт каратубани и др.

Годердзская, пестроцветная и угленосная свиты К.Н.Паффенгольцем относятся к олигоцену. И.А.Коробков нижнюю часть угленосной свиты считает бурдигальской, верхнюю — гельветской, а пестроцветную свиту относит к тортону, исходя из сопоставления последних с пестроцветной свитой миоцена Карталинии. Принимая схему И.А.Коробкова для угленосной свиты, П.Д.Гамкрелидзе считает пестроцветную свиту нижней частью годердзской, датируя ее средним и верхним миоценом.

Однородность пестроцветной и годердзской свит подтверждается петрографическими исследованиями М.Ф.Хучуа. По ее данным, пестроцветная свита состоит из продуктов вулканических излияний аналогичных годердзской свите. Кроме того, по данным скважин Ахалцихской ГРП (Ф.Т.Парцвания) и наблюдениям В.Я.Эдилашвили, в пестроцветной свите у с.Уде чередуются между собой покровы андезито базальтов. Возраст пестроцветной свиты был уточнен последующими исследователями после того, как Л.К. Габуния (1953, 1955) в нижней части свиты была найдена фауна позвоночных, по которым свита датируется средним или верхним олигоценом.

Если принять во внимание олигоценовый возраст пестроцветной свиты и большую роль в ней продуктов вулканических излияний аналогичных годердзской свите, то ставится под сомнение верхне-миоценово-нижнеплиоценовый возраст всей годердзской свиты, залегающей не-

посредственно на пестроцветной. Возможно, что нижние горизонты гюдердзской свиты также имеют олигоценовый возраст, как это и предполагается некоторыми исследователями.

Н.И.Схиртладзе, Г.А.Кометиани и другие исследователи гюдердзскую свиту считают аналогом кисатибской, которая датируется верхним миоценом – нижним плиоценом по фауне гипарионов, найденной в нижней части свиты в Ахалкалакском районе близ с.Саро. При этом допускается несогласное залегание гюдердзской свиты на пестроцветной. Несогласное залегание гюдердзской свиты, действительно наблюдаемое за пределами Ахалцихской депрессии, как было отмечено выше, в пределах депрессии не доказывается.

Кисатибская свита, выделенная в районе Кисатиби, представлена чередованием андезито-базальтовых лав и озерных диатомито-песчано-глинистых пород. Найденный в кисатибских диатомитах скелет лягушки А.Н.Рябиным определяется нижнемиоценовым, а В.В.Богачевым – плиоценовым. Такие же разноречивые мнения существуют в определении флоры, найденной в кисатибской и гюдердзской свитах.

Кисатибскую свиту одни исследователи (Н.И. Схиртладзе и др.) считают синхроничной всей гюдердзской свите, а другие (В.Я.Эдилашвили и др.) предполагают, что она образовалась несколько позднее гюдердзской свиты Ахалцихской депрессии. Данное мнение подтверждается исследованиями Г.Е.Гуджабидзе (1962), который устанавливает несогласное залегание кисатибской свиты на нижней туфобрекчиевой части гюдердзской свиты. Таким образом, имеется основание допустить перерыв между верхней и нижней частями гюдердзской свиты и кисатибскую свиту параллелизовать с верхней частью гюдердзской свиты.

Вохчабердская вулканогенно-обломочная свита, по данным А.А. Габриеляна и других геологов Армении, несогласно залегает на отложениях верхнего сармата, представленного в районе сс.Джрвеж-Вохчаберд вулканогенной фацией, где сарматские терригенные отложения переслаи-

ваются с туфогенными образованиями. Выше вохчабердская свита резко несогласно и с большими стратиграфическими перерывами покрывается долеритовыми базальтами верхнеплиоценового возраста (район сел. Джрвез), а в бассейне р.Воротан – верхнеплиоценовыми озерно-речными отложениями. Указанный автор, основываясь на стратиграфическом положении вохчабердской свиты, ее возраст относит к нижнему (мэотис-понт) и, частично среднему плиоцену. Стратиграфическим и литологическим аналогом вохчабердской свиты, по данным А.А.Габриеляна, являются породы, составляющие Гегамское и Варденисское нагорья, а также водораздельные части Айоцзорского (восточная часть), Зангезурского (северная часть), Цахкуняцкого хребтов и южных отрогов Ширакского хребта.

Таким образом, возраст вохчабердской свиты является постсарматским. Однако, как было сказано выше, ее идентичность со всей гюдердзской свитой вызывает некоторое сомнение. Аналогичное расхождение существует в отношении датирования вулканогенных образований горы Арагац и Гегамского (Агмаганского) нагорья. Как известно, лавовый комплекс горного массива Арагац К.Н.Паффенгольцем датируется олигоценом, А.Т.Асланяном – акчагыл-апшероном, В.М.Амаряном и др. – плиоценом и антропогеном.

Лавовый комплекс некоторых участков Южной Армении, по данным К.Н.Паффенгольца, фациально замещается датированными осадками олигоцена. А.А.Габриелян и другие считают, что указанные лавы залегают на глинах олигоцена, а не фациально замещаются ими, как это утверждает К.Н.Паффенголец. В результате наблюдений последних лет рядом исследователей (К.А.Мкртчян и др.) местами устанавливается излияние лав не только в олигоцене, но и в верхнем эоцене. В то же время следует отметить, что мнение исследователей по вопросу верхней границы кисатибской или вохчабердской свит расходятся. Например, лавовые образования верхнего миоцена-нижнего плиоцена горы Кардаг и ущелья р.Сарфдере некоторые исследователи неправильно объединяют с перекрывающими их пирокластолита-

ми и перемежающимися с лавами, озерными, аллювиальными и делювиальными образованиями верхнего плиоцена. Почти такое же положение наблюдается в Гукарском районе Армении, где молодые лавовые образования объединены с вохчабердской толщей.

Ко второму циклу эффузивного магматизма (верхнеплиоценово-нижнечетвертичному) относятся Ахалкалакские, Цалка-Гомаретские долеритовые лавы и молодые эффузивы Самсарского и Кечутского хребтов. Кроме того, к ним относят основные, средние, частично кислые лавы центрального вулканического нагорья Армении (Арагацкий массив), лавы Ленинанканской и Араратской котловин, бассейна р.Воротан, а также некоторые толщи пирокластических, озерных и речных отложений (иногда с диатомитом), приуроченных к площадям развития этих лав.

Данные образования в Грузии датируются по найденной близ с.Цалка в междолеритовых озерных отложениях фауне позвоночных акчагыл-апшерона и обнаруженной верхнеплейстоценовой фауне в верхней части толщи под андезито-базальтами Машаверского потока.

В Армении среди указанного выше комплекса образований наиболее древними являются: 1) сисианская диатомитовая свита, диатомовые отложения бассейна оз.Севан и синхроничная с ними горисская вулканогенно-обломочная свита; при этом верхнеплиоценовый возраст сисианской свиты обосновывается регионально-геологическими и палеонтологическими данными; 2) покровные галечники северного борта Ширакской котловины и бассейна Воротан (по-видимому, нижеапшеронские), а также древние травертины; 3) покровы долеритовых, базальтовых и андезито-базальтовых лав, слагающие обширные вулканические плато-Ахалкалакское, Лорийское, Ахурянское, Октемберянское, Егвардское, Канакирское, а также массив горы Арагац и склоны Гегамского и Варденисского хребтов. Эти лавовые потоки местами (Приереванский район, Лорийское плато и др.) переслаиваются и покрываются различными пресноводными и озерно-речными песчано-глинистыми образованиями.

Верхнеплейстоценово-голоценовый дацит-долеритовый эффузивный магматизм в Грузии имеет значительно меньшее распространение, чем более древний, и наблюдается в Самсарском и Кечутском хребтах, а также в виде длинных потоков распространен вдоль рек Куры, Машавера и Дебедачай.

В Армении к нему относятся молодые лавы кислого состава — дациты, липарито-дациты, липариты, обсидианы, пемзовые пеплы и пески, которые образуют отчетливо выраженные экструзивные конусы (Артени, Атис и др.). Этим кислым эффузивам по возрасту соответствуют различные озерные, пемзово-пепловые и песчано-глинистые образования. Они по долинам рек перекрывают различные террасы от верхнеапшеронской до хвалынской включительно.

Тектоника областей развития первых двух циклов эффузивного комплекса пород довольно спокойная. В них развиты пологие, различного простирания складки, имеющие часто брахиформный характер. Подобные складки наблюдаются, например, на Цалкинском, Ахалкалакском и других плато, в районе Вохчаберда, массива Арагац, Гегамского нагорья и в других местах. На границе с Аджаро-Триалетской геосинклинальной областью (р. Уравелисцкали, с. Толоша, близ перевала Цхра-Цкаро), а также южнее Теджи-робада и др., породы эффузивного комплекса обладают крутыми углами наклона, иногда, вплоть до вертикального, претерпевая к югу выполаживание. В лавах встречаются разрывы сбросового типа. Указанные складки и разрывы, установленные в древних толщах, часто перекрыты более молодыми (средне- и верхнечетвертичными) потоками лав, которые распространяются далеко за их пределами. Данное обстоятельство сильно затрудняет определение истинной мощности всего покровного комплекса по территории развития молодых лав, что необходимо для выделения подлежащих изучению площадей в нижних складчатых ярусах.

**Полезные ископаемые.** Из полезных ископаемых в области развития эффузивной толщи встречаются месторождения диатомита, перлита, обсидиана,

строительных материалов, минеральных источников и питьевых вод. Диатомит, обсидиан и перлиты образуют пластообразные залежи. Первый залегает в отдельных местах развития озерных отложений, входящих в комплекс эффузивных пород (Кисатибский район в Грузии, Сисианский в Армении). Обсидианы и перлиты встречаются между покровами лав. Строительный материал представлен разнообразными туфами, образующими местами мощные пачки и горизонты, прослеживающиеся на значительных расстояниях. Минеральные воды приурочены к Ереванскому (Приараксинскому) и Воротанскому артезианским бассейнам.

К первому относится Арзаканское месторождение углекислых гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых вод типа Арзни. К Воротанскому артезианскому бассейну приурочены минеральные хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые воды джермукского типа. Кроме того, в Ленинканской мульде Памбакского бассейна, где развиты озерные глины, имеются хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные слабоуглекислые воды ереванского типа.

Питьевые воды, циркулирующие в трещинах лав, дренаж которых часто происходит по контакту лав с подстилающими породами, характеризуются высокими качественными показателями.

Нефтегазоносные структуры, которые во многих местах могут оказаться перекрытыми лавовым комплексом (покровный комплекс), остаются пока не изученными.

Основные задачи и требования к геологическим картам. Рассмотрение геологического материала показывает большое различие во взглядах о возрасте эффузивного комплекса. В связи с этим основным вопросом, требующим немедленного решения следует считать установление общепринятого **возраста** годердзской, кисатибской и вохчабердской свит, а также вулканогенных образований горного массива Арагац и нижнего комплекса лав Гегамского нагорья в Армении и Юго-Западного Азербайджана. Данный вопрос можно решить лишь совместной работой геологов Армении, Азер-

байджана и Грузии путем детального изучения разрезов в указанных местах с широким применением аэрофотоснимков и бурения.

Затем следует перейти к составлению или усовершенствованию крупномасштабных геологических карт в соответствии с требованиями инструкции для карт масштаба 1:50 000 (1:25 000). В частности, необходимо уточнить границу между годердзской, кисатибской или вохчабердской и другими древними толщами и комплексом лав акчагыл-апшерона и четвертичного периода; подразделить годердзскую и кисатибскую свиты на подсвиты; отделить лавы нижнечетвертичного, среднечетвертичного и верхнечетвертичного периодов и по мере возможности выделить отдельные типы лав, озерно-речных и моренных образований. Необходимо также выделить озерные, речные террасовые и моренные отложения, расчленить их по литологическим особенностям и на основании геоморфологических наблюдений определить последовательность их образования и возраст.

На Джавахетском нагорье необходимо уточнить взаимоотношение пестроцветной свиты Ахалцихской депрессии с подстилающими угленосными и покрывающими эффузивными образованиями. В то же время нужно расчленить лавовые части и озерные отложения кисатибского района от подстилающих туфов и брекчий, проследить и сопоставить их со сходными свитами Ахалцих-Годердзского района на западе и окрестностей Вардзия-Толоша на востоке. Для указанных целей следует широко применить аэрофотоснимки, в том числе аэрофототеодолитные и горные выработки.

В массиве Арагац нужно выяснить вопрос о возможном наличии лав вохчабердской свиты и более древних (олигоценых), расчленить вулканогенные породы олигоцена и верхнего миоцена-нижнего плиоцена (вохчабердская свита), отделив их от молодых лавовых образований. С этой целью одновременно с геоморфологическими наблюдениями с помощью дешифрирования аэрофотоснимков необходимо также пробурить в некоторых местах скважины.

Для выяснения взаимоотношений между песчанистыми и эффузивными толщами сармата и вохчабердской

свитой в районе с. Вохчаберд и к западу от оз. Севан следует провести профильное бурение. Аналогичным образом нужно решить вопрос о взаимоотношениях между вулканогенным миоценом (вохчабердская свита), вулканогенным олигоценом и осадочным олигоценом в Даралагезском районе вблизи с. Ринд.).

Стратиграфическое подразделение лав, особенно плиоценово-голоценовых, на больших площадях чрезвычайно трудно ввиду скудных находок фауны и недостаточной изученности террас, к которым должны быть привязаны лавовые потоки и покровы. Тем не менее является необходимым проведение дробного расчленения лавовых комплексов, особенно более молодых, поскольку они имеют более широкое распространение и с ними связаны различные полезные ископаемые и благоприятные горизонты для циркуляции подземных вод.

В целях изучения глубины залегания кристаллического субстрата и выявления нефтегазоносных структур считаем необходимым проведение, кроме геофизических (в основном сейсмика) исследований, также картировочных скважин (1-2 скважины на каждый лист масштаба 1:50 000). Геофизические работы (ВЭЗ) нужно проводить также для определения мощности четвертичных осадков и их расчленения, выделения водоносных горизонтов, определения характера подлавого рельефа, выявления структур, тектонических нарушений и скрытых рудных тел.

Поскольку эффузивная толща обладает большой мощностью, то целесообразно ее одноярусное изучение. В областях развития лав не превышающих мощность 200 м. нужно осуществить двухярусное изучение. Точность карт для нижнего яруса будет соответствовать масштабу 1:200 000. В местах распространения полезных ископаемых (например, железные руды Разданского и Абовянского районов, нефтеносные структуры на Эгвардском и других плато, диатомитовый горизонт в Кисатибском и Чобаретском районах и др.), необходимо провести поисковые работы за счет средств по отдельным отраслям.

При проведении тематических и геолого-съемоч-

чных исследований следует учесть возможность обнаружения бокситовых месторождений на субстрате основных вулканогенно-осадочных пород верхнего мела и эоцена, верхне-меловых ультраосновных пород (офиолитовая толща) и пестроцветной свиты Ахалцихской депрессии, которые перекрыты эффузивной толщей верхнего миоцена-антропогена. Наряду с этим заслуживают внимания крупные перерывы между излияниями лав, за время которых могла образоваться древняя кора выветривания. Для изучения указанных мест следует запланировать горные работы и бурение с опробованием.

Наконец, необходимо отметить, что при геологическом исследовании района разработка общей легенды для вулканогенной толщи всей территории их развития, в особенности для верхней ее части не представляется возможной, поскольку излияния лав из вулканических центров происходили лишь на локальных площадях в разные периоды времени. В связи с этим район подразделяется на четыре подрайона:

- а) Джавахетское нагорье Грузии и Армении,
- б) Арагацкий массив Армении,
- в) Гегамское нагорье Армении,
- г) Сюмиско-Кельбаджарское нагорье Армении и Азербайджана.

Для каждого подрайона должна быть составлена самостоятельная схема подразделения эффузивных образований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше материал показывает, что стоящие перед крупномасштабными геолого-съёмочными работами задачи на территории Кавказа далеко не всегда решены. Данное обстоятельство объясняется поздним внедрением новых эффективных методов аэрофотосъёмки, геофизических, геохимических и др.); сложным геологическим строением выделенных районов, часто сложенных труднорасчленимыми флишевыми, флишеидными, молассовыми, вулканогенно-осадочными и метаморфизованными толщами, трудной доступностью высокогорных районов и другими факторами.

Большинство задач, стоящих перед крупномасштабными геологосъёмочными работами, может быть решено в отдельных частях региона – в пределах территории Союзных республик. Однако в ряде случаев их решение требует постановку соответствующих работ по всему Кавказу в целом. Это было отмечено при характеристике выделенных районов, когда многие вопросы геологии одной и той же структурно-фациальной зоны, охватывающие территории разных республик, решаются неоднозначно. Данное обстоятельство лишает возможности создания единых биостратиграфических и тектонических схем отдельных указанных зон и увязки свит по всему региону, что, в свою очередь, отражается на качестве геолого-съёмочных и поисковых работ и снижает их эффективность по выявлению полезных ископаемых.

В связи с этим первоочередной задачей на Кавказе является разработка единых корреляционных схем указанных образований и их унификация, без которых не следует готовить группы листов крупномасштабной геологической съёмки к изданию для отдельных геолого-экономических районов, а также в целом по республикам и Кавказу. Эти исследования, необходимые для решения ряда практических задач (вопросы металлогении, гидрогеологии, инженерной геологии и др.), должны быть выполнены в результате совместной работы геологов Закавказских республиканских и Северо-Кавказского геологических управлений,

геологических институтов АН союзных республик, региональных и центральных научно-исследовательских институтов под единым руководством.

Необходимо отметить также, что указанные исследования являются весьма сложными и длительными. Поэтому в настоящее время поисково-разведочные работы в перспективных районах, для которых отсутствуют кондиционные крупномасштабные геологические карты, следует проводить на базе существующих среднемасштабных геологических карт.

Ориентировочный перечень основного картографического материала по выделенным районам территории Кавказа

1. Геологическая карта с ее стратиграфо-литологической колонкой и геологическими разрезами.
2. Карта магматических проявлений и метаморфизма составляется для районов 1, 2, 10, а также для кристаллических комплексов районов 3 и 7; при возможности составляется карта начального метаморфизма (катагенеза).
3. Схематическая литолого-фациальная карта продуктивного горизонта для складчатых комплексов района 5, а также 3<sup>б</sup>, 3<sup>в</sup> и 9.
4. Геоморфологическая карта.
5. Гидрогеологическая карта.
6. Схематическая карта рельефа фундамента для районов 7, 8, 9, 10.
7. Карта изолиний в редукции Буге (р-ны 3<sup>б</sup>-10).
8. Карта аномального магнитного поля.
9. Карта вызванной поляризации (р-ны 1, 2, 3<sup>а</sup>, 5, 7, 10).
10. Карта гамма-излучения (р-ны 1, 3, 5, 7, 10).
11. Карта изомощностей рыхлых отложений для района 9.
12. Петрофизическая карта.
13. Структурная карта опорного геофизического горизонта (р-ны 5, 6, 7, 8, 9, 10).
14. Шлиховая карта (р-ны 1-5, 7, 8).
15. Литогеохимическая металлотрическая карта рыхлых образований (р-ны 1-5, 7, 8, 9).
16. Геохимическая карта (р-ны 1-5, 7, 8, 10).
17. Гидрохимическая карта (р-ны 1-5, 7, 8, 9, 10).
18. Карта потоков рассеяния в донных отложениях (р-ны 1-5, 7, 8).
19. Карта газовых ореолов (р-ны 4, 6, 8, 9).
20. Карта результатов биогеохимического опробования (р-ны 4, 6, 8, 9).
21. Карта полезных ископаемых с элементами прогноза.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

- А б о в я н С.Б. К стратиграфии эоценовых отложений северо-восточного побережья озера Севан. ДАН Арм.ССР XXIII, № 1, 1., 1956.
- А ж г и р е й Г.Д. История тектонического развития Западного Кавказа в палеозое. Тр.Кавказ. экспед. МГУ, т.3., 1962.
- А з а р я н Н.Р., А к о п я н В.Т. Новая стратиграфическая схема юрских отложений Армении. ДАН Арм. ССР т.ХХУП, № 2.1959.
- А з и з б е к о в Ш.А. О возрасте соленосной толщи Азербайджанской части Малого Кавказа. Докл. АН Аз.ССР, т.УП, № 6., 1951.
- А з и з б е к о в Ш.А. Этапы развития магматизма и рудообразования в подвижных зонах Малого Кавказа (на примере Нахичеванской складчатой области), Изв. АН СССР, сер. геол., №5., 1960.
- А з и з б е к о в Ш.А. и З е й н а л о в М.Б. Сопоставление миоценовых отложений Нахичевана, Армении, Ирана и Турции. Изв.АН Аз.ССР, сер. геол., № 3., 1959.
- А к о п я н В.Г. Стратиграфическая схема юрских отложений Восточного Зангезура (Армения). Тр. Второй Закавказ. конф. мол. геол. Изд. АН Азерб. ССР, 1960.
- А к о п я н Ц.Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (Арм.ССР). ДАН Арм.ССР, т.ХХI, №5., 1955.
- А л и з а д е А.А. и Х а и н В.Е. О возможной нефтеносности южной части Арм.ССР и Нахичеванской АССР. Азерб.нефт.хоз. №7., 1948.

- А л и з а д з е К.А. и Х а л и л о в Д.М. Палеогеновые отложения Азербайджана. Тр.конф. по вопр. рег. геол. Закавказья. Изд. АН Аз.ССР., 1952.
- А р а к е л я н Р.А. Палеозойские отложения Армении. Тр.конф. по вопр. рег. геол. Закавказья. Изд. АН аз.ССР., 1952.
- А с л а н я н А.Т. Региональная геология Армении. Изд. Арм. Геол. управл. 1958.
- А с л а н я н П.М. К фаунистической характеристике верхнеэоценовых отложений Юго-Западной Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXX, № 2., 1960.
- А с т а х о в К.Е., М а р у а ш в и л и Л.И. и Ч а н г а ш в и л и Г.З. Алазанско-Агричайская межгорная долина в Восточном Закавказье как современная континентальная геосинклиналь. Изв. АН СССР, геогр. серия, № 2., 1956.
- А ф а н а с ь е в Г.Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов С.З. Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, вып. 69., 1950.
- А ф а н а с ь е в Г.Д. Новые данные о возрасте магматических пород Сев. Кавказа. Бюлл. комисс. по опред. абс. возраста геол. формац., № 1., 1955.
- А ф а н а с ь е в С.Л., М а с л я к о в а Н.И. Новые данные о расчленении верхнего сенона в Новороссийском районе. Изв. Высших уч. завед. "Геол. и разв.", № 5. 1960.
- Б е з б о р о д о в Р.С., Г о ф м а н Е.А., Р и х т е р В.Г. Условия залегания байосских отложений в пределах С.З. Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11., 1960.
- Б е з н о с о в Н.В. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа. Тр. ВНИИГаз, вып. 10 (18) 1960.

- Бел оу с о в В.В., К и р и л л о в а И.В, С о р -  
с к и й А.А. Краткий обзор сейсмичности Кав-  
каза в сопоставлении с его тектоническим стро-  
ением. Изв.АН СССР, сер.геофиз., №5., 1952.
- Б е л я н к и н Д.С., Петров В.П. Петрография Грузии.  
Изд.АН СССР, регион. петрограф., сер. 1, вып.  
2., 1945.
- Б е т е х т и н А.Г., А в а л и а н и Г.А., Д о л и д -  
з е Д.П. Чиатурское месторождение марган-  
ца. Изд-во "Недра"., 1964.
- Б о г а ч е в В.В. Миоцен Закавказья. Тр.Аз.фил.АН  
СССР, т.Х (144), серия геол.1938.
- Б у л е й ш в и л и Д.А. Геология и нефтеносность меж-  
горной впадины Восточной Грузии. Гостоптэх-  
издат, 1960.
- Б у р л и н Ю.К. Литолого-фациальные особенности ни-  
жнемеловых отложений С.З.Кавказа и Зап.Пре-  
дкавказья. Тр. КЮГЭ АН СССР, вып.6.1961.
- Б у р ш т а р М.С. Геотектоническое районирование и  
оценка перспектив нефтегазосности Пред-  
кавказья. В кн. "Геол. строение и нефтегазо-  
носность Сев.Предкавказья". Госгеолтехиздат.  
1960.
- В а р д а н я н ц Л.А. Постплиоценовая история Кавказ-  
ско-Черноморско-Каспийской областей. Изд.АН  
Арм. ССР. 1948.
- В а р д а н я н ц Л.А. Тектоническая карта Кавказа в  
м-бе 1:1000000 Тр.ВСЕГЕИ, новая серия, т.10.,  
1955.
- В а р е н ц о в М.И. Геологическое строение западной  
части Куринской депрессии. Изд.АН СССР.  
1950.

- В а с с о е в и ч Н.Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. Записки Всерос. Минералог. об-ва, том. XXIX, № 2-3., 1940.
- В а с с о е в и ч Н.Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат. 1948.
- В а с с о е в и ч Н.Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
- В а с с о е в и ч Н.Б. Среднемиоценовый цикл осадконакопления в Терско-Дагестанской нефтеносной провинции. "Нефт.хоз." № 6., 1952.
- В а х а н и я Е.К. Стратиграфия нижнемиоценовых отложений Грузии. Изв. Геол. об-ва Грузии. Том 1, вып. 1. 1959.
- В е г у н и А.Т. Об олигоцене Южной Армении. Сб. научн. трудов Ерев. политехн. ин-та, сер. геол., вып.3, № 13., 1956.
- В е л и к о в с к а я Е.М. К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья. Памяти проф. А.Н.Мазаровича. Изд. МОИП., 1953.
- В е л и к о в с к а я Е.М. Верхнеплиоценовые континентальные отложения Кубанского прогиба. Бюлл. МОИП, отд.геол., т.35, № 5., 1960.
- В о л к о в а Н.С. Неоген Центрального Предкавказья. Материалы ВНИГРИ, вып. 14., 1956.
- В я л о в О.С. Флишевая зона на Кавказе. Тр.ХУП сессии межд. геол.конгр., т.11., 1939.
- В я л о в О.С. Схема деления палеогена Кавказа. ДАН СССР., т.ХХУ1, №6., 1940.
- Г а б р и е л я н А.А. К стратиграфии олигоценовых отложений Армении. ДАН Арм.ССР, № 2., 1945.
- Г а б р и е л я н А.А. Тектоническое районирование Антикавказа /Малый Кавказ/ и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран. Изв.АН Арм. ССР, сер. геол., и геогр. № 4, 1961.

- Г а б у н и я Л.К. Олигоценовая фауна наземных позвоночных Бенара /Южная Грузия/. Тезисы 11 научн. сессии сектора палеобиологии АН Груз.ССР., 1955.
- Г а б у н и я Л.К. К истории гиппарионов. Изд. АН СССР, 1959.
- Г а б у н и я К.Е. и Г а м к р е л и д з е П.Д. Геология южной части Борчалинского района. Тр. ГИН АН Груз.ССР, сер. геол., 1/У1/, 1942.
- Г а м к р е л и д з е П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. Геол. Ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. X/ХУ/, 1954.
- Г а м к р е л и д з е П.Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением /Докско-Карабахская слабоскладчатая система/. В кн. "Глубинное строение Кавказа," Изд-во "Наука", 1966.
- Геология Азербайджана. Геоморфология и стратиграфия. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- Геология Азербайджана. Рудные полезные ископаемые. Изд. АН Азерб. ССР, 1961.
- Геология Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, том 11, 1964.
- Геология СССР. Армянская ССР, том X1111. Изд. "Недра", 1970.
- Геология СССР. Закавказье, том X, ч.1, Госгеолиздат, 1941.
- Геология СССР. Грузинская ССР, т. X, Из-во "Недра", 1964.
- Геология СССР. Северный Кавказ, том 1X. Из-во "Недра", 1968.
- Г р о с г е й м В.А. Палеоген Северо-Западного Кавказа. Тр. Краснодар. фил. ВНИИНефть, вып. 1У, геол. сборник, № 4.

- Г у д ж а б и д з е Г.К. Геология Зугдидского и смежных районов. Автореф. канд. дис. Изд. Груз. Полит. ин-та, 1965.
- Д ж а н е л и д з е А.И. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума. Изд. Груз. фил. АН СССР., 1940.
- Д ж а н е л и д з е А.И. Геологическое строение центральной части Мегрелии. Сообщ. АН Груз. ССР, т.11, № 3, 1941.
- Д ж а н е л и д з е А.И. К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. Вопросы петрографии и минералогии. Том 1. Изд. АН СССР., 1953.
- Д ж а н е л и д з е А.И., Р у б и н ш т е й н М.М. Геологическое строение юго-восточной части Кахетинского хребта. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, том X(XV), 1957.
- Д з в е л а я М.Ф. Новые данные о тарханском горизонте Мегрелии. Докл. АН СССР, том XXXV, № 5., 1952.
- Д з о ц е н и д з е Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геол. и минералог. АН Груз. ССР, монограф. № 1., 1948.
- Д з о ц е н и д з е Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд-во "Недра". 1965.
- Д з о ц е н и д з е Г.С., С х и р т л а д з е Н.И. Новые данные о петрографии нижнелейасовской вулканогенной толши Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог. и петрограф., т. II, 1950.
- Д з о ц е н и д з е Г.С., С х и р т л а д з е Н.И., Ч е ч е л а ш в и л и И.Д. Литология батских отложений района Хрейти-Мухури. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог. петрограф., т. IY., 1958.

- Д р о б ы ш е в Д.В. Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на Северном Кавказе. Тр. ВНИИГРИ, нов. сер., вып.42., 1951.
- Д р у ш и ц В.В., М и х а й л о в а И.А. Нижнемеловые отложения Центр. Предкавказья. Тр. ВАГТ, вып.6., 1960.
- Д у б и н с к и й А.Я. Основные этапы тектонического развития южного обрамления Русской платформы. "Сов.геол.", № 6., 1962.
- Е г о я н В.Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Арм.ССР. Изд.АН Арм.ССР., 1955.
- Е г о я н В.Л. Очерк стратиграфии нижнего мела С.З.Кавказа. Тр. КФ ВНИИ Нефть, вып. 12.1964
- Е ф р е м о в Г.М. О взаимоотношениях кембрия и докембрия на Северном Кавказе. Тр.Новочерк. Политехн. ин-та, вып. 36.1958.
- Ж и в а г о Н.В. Материалы к стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений, развитых на территории междуречья Кубани и Урупа. Тр.ВНИИГаз, вып. 10 (18).1960.
- Ж и ж ч е н к о Б.П. Стратиграфия верхнеэоценовых и олигоценых отложений Северного Кавказа и смежных областей. "Сов.геол.", № 3., 1964.
- З а р и д з е Г.М., Т а т р и ш в и л и Н.Ф. Петрография цалкинской лавовой свиты. Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз.ССР.1951.
- З а р и д з е Г.М., Т а т р и ш в и л и Н.Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат.1959.
- З а р и д з е Г.М., Т а т р и ш в и л и Н.Ф., Х м а л а д з е И. Петрография верхнемеловых вулканогенных образований Южной Грузии.Тр..

Геол.ин-та АН Груз. ССР., 1962.

- И о с е л и а н и М.С. Строение осадочного комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. Изд-во. "Мецни-ереба", 1969.
- К а з а к о в а В.П. К вопросу о верхнебайосской трансгрессии на Северном Кавказе. В сб. "Вопросы региональной геологии СССР". МГУ, 1964.
- К а з а х а ш в и л и Т.Г. Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива. Тр. Груз. геол. упр., вып. 5., 1941.
- К а м а р д ы н к и н а Г.Н. Келловейские отложения центральной части Северного Кавказа. ДАН СССР, т. 115, № 3. 1957.
- К а н ч е л и Б.А. Геологическое строение северо-восточной части Сланцевого Дагестана. Автореф. диссерт. 1961.
- К а х а д з е И.Р. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та Груз. ССР, сер. геол., т. Ш (УШ), 1947.
- К а х а д з е И.Р. К вопросу о границе между ааленом и байосом в долине Кубани. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3., 1955.
- К а х а д з е И.Р., Ц а г а р е л и А.Л., Н у ц у б и д з е К.Ш., З е с а ш в и л и В.И. Геологическое строение полосы юрских угленосных отложений между басс. рек Баксан и Уруп. Изд. АН ГССР. 1960.
- К а ч а р а в а И.В. Рача-Лечхумский и соседние с ним районы в палеогеновое время (на груз. яз.). Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. П (УП), 1944.
- К а ч а р а в а И.В. Палеоген Каргалинской депрессии и смежных с нею районов на груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. УШ (ХШ), 1955.

- К а ш к а й М.А., Т а м р а з я н Г.П. О поперечных дислокациях Кавказа. ДАН. Аз.ССР, т.ХУ, №5., 1959.
- К а ш к а й М.А., Х а и н В.Е., Ш и х а л и б е й л и Ц.Ш. К вопросу о возрасте кельбаджарской вулканогенной толщи. ДАН Азерб. ССР, т.УШ, № 6. 1952
- К и з е в а л ь т е р Д.С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Изв.высш.уч.зав. "геол. и резв.", №1. 1963.
- К о н ю х о в И.А. Литологические особенности нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. "Сов. геол.", № 57., 1957.
- К о н ю х о в И.А. Литолого-фациальные изменения верхнеюрских отложений Северного Кавказа. Докл. высш. школы, геол. геогр. науки, № 1., 1959.
- К о н ю х о в И.А., К р ы м г о л ы ц Г.Я., Б е з б о р о д о в Р.С. Стратиграфия среднеюрских отложений Дагестана. Уч.зап. ЛГУ, сер.геол., вып.7., 1956.
- К о р н е в Г.П. Магматические комплексы и тектоническая зональность Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья в мезозое. В кн. "Особенности геолог. строения Предкавказья". Изд-во "Недра". 1965.
- К о р о б к о в Н.А. О возрасте эльбурганского горизонта палеогеновых отложений Северного Кавказа. ДАН СССР, т.58, № 3., 1947.
- К р а с н о в с к а я И.С. Новые данные по стратиграфии метаморфических сланцев среднего течения Малки. ДАН СССР, т.138, № 4., 1961.

- К р и с ю к И.М. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Осетии. Тр. Груз. НИИ, сб. 21., 1959.
- К у з н е ц о в И.Г. Тектоника, вулканизм. и этапы формирования структуры Центрального Кавказа Тр. ИГН АН СССР. вып. 131., 1951.
- Л а л и е в А.Г. К вопросу геотектонической природы и истории геологич. развития Колхидской низменности. Тр.Геол. ин-та АН Груз.ССР, сер.геол., т.Х (ХУ).1957.
- Л а л и е в А.Г. Майкопская свита Грузии. Изд-во. "Недра"., 1964.
- Л е о н о в Г.П., А л и м а р и н а В.П. Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. Изд.МГУ.1964.
- Л е о н о в Г.П., Ж и в а г о Н.В. О некоторых вопросах стратиграфии верхнеюрских отложений Дагестана. Уч. зап. МГУ, вып.192., 1961.
- Л е о н т ь е в Л.Н. и Х а и н В.Е. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер.геол., № 6., 1951.
- Л е к в и н а д з е Р.Д., Э д и л а ш в и л и В.Я. О возрасте верхнеюрской пестроцветной свиты Грузии. Тр.КИМС, т.1Х/11/. 1971.
- Л о г и н о в а Г.А. О возрасте пестроцветной толщи верхней юры Северо-Западного Кавказа и ее аналогах на территории Кабардино-Балкарии и Северной Осетии. Вестн.МГУ, сер. 4, № 5., 1962.
- М а з а н о в Д.Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Изд.АН Азерб. ССР., 1969.
- М а ц к е в и ч М.М. О верхнеюрских отложениях Восточного Предкавказья. Тр.Гроз.НИИ, вып. 18., 1965.

- Мехтиев Ш.Ф. и Векилов Б.Г. О состоянии изученности и перспективах дальнейшего исследования третичных отложений юга европейской части СССР. Тр. сов. по разраб. униф. стратиграф. шкалы третичн. отл. Крымско-Кавказской области. Изд. АН Аз.ССР., 1959.
- Милановский Е.Е. Основные черты истории плиоценового и антропогенного вулканизма Кавказа. Материалы совещ. по изуч. четв. пер., т. 11., 1961.
- Мкртчян К.А. К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак. Сб. "Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР." Ереван, 1956.
- Мкртчян С.С. О геологии и рудоносности Алавердского района. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр., т. X, № 3., 1957.
- Мкртчян С.С. Зангезурская рудоносная область Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР., 1958.
- Мордвилко Т.А. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья, ч. 1. Изд. АН СССР., 1960.
- Муратов М.В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. 11., 1949.
- Мордвилко Т.А. Нижнемеловые отложения юго-восточных районов Северного Кавказа и Предкавказья, ч. 2. Изд. АН СССР., 1962.
- Надирадзе В.Р. К металлогенической характеристике Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тр. Груз. политехн. ин-та, № 8 (56), 1957.

- Назаров Ю.И. Особенности формирования месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии. Из-во "Недра", 1966.
- Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм.ССР., 1960.
- Паффенгольц К.Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР., 1970.
- Паффенгольц К.Н. и Тер-Месропян Г.Т. Арагац. Изд. АН Арм. ССР., 1964.
- Природные ресурсы Грузинской ССР. Изд. АН СССР., 1958.
- Ренгартен В.П. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. Межд. ХУП геол. конгр., т.11., 1939.
- Ренгартен В.П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т.У1. Изв. АН СССР., 1959.
- Ренгартен В.П. Опорные разрезы нижнего мела Дагестана. Изд. АН СССР., 1961.
- Робинсон В.Н. 1937. К стратиграфии верхнего триаса Северного Кавказа и Закавказья. Материалы ЦНИГРИ, палеонт. и стратиграф. сборн., № 3., 1937.
- Рубинштейн М.М. К проблеме геотектонического расчленения Грузии. Юбилейный сборник Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР. 1951
- Саркисян О.А. Схема стратиграфического расчленения палеогеновых отложений Севано-Ширакского синклиория. Докл. АН Арм. ССР, т. XXIX, № 3., 1959.
- Саркисян О.А., К стратиграфии палеогеновых отложений Ширакского хребта. Научн. тр. Ерев. гос. ун-та, сер. геол., т.75., 1961.

- С х и р т л а д з е Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. А.Н. Груз. ССР., 1958.
- Т в а л ч р е л и д з е Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат., 1961.
- Т в а л ч р е л и д з е Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей / на металлогенической основе/. Изд-во. "Недра". 1966.
- Х а и н В.Е., Л е о н т ь е в Л.Н. Основные этапы тектонического развития Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXV, вып. 3., 1950.
- Х а л и л о в Д.М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР., 1962.
- Х а р а т и ш в и л и Г.Д. Фауна сакараульского горизонта и ее возраст. Тр. ин-та геол. и минер. АН Груз. ССР, моногр. №4., 1952.
- Х и м ш и а ш в и л и Н.Г. Верхнеюрская фауна Грузии. Изд. АН Гр. ССР., 1957.
- Х и м ш и а ш в и л и Н.Г. Позднеюрская фауна моллюсков Крымско-Кавказской области. Из-во "Мецниереба", 1967
- Ч е р н и ц и н В.Б., А н д р у ш у к В.Л., Р у б ц о в Н.Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. Изд-во "Недра"., 1971.
- Ч и к о в а н и А.А. Стратиграфия и фации третичных отложений северных предгорий Имеретинского хребта. Тр. Геол. инс-та АН Груз. ССР., т. X1/ХУ1/., 1960.

- Ч и х е л и д з е С.С. Доюрские осадочные формации Грузии /на груз.яз./. Тр. ин-та геол. и минер. АН Груз.ССР, сер. минералог. и петрограф., т.1., 1948.
- Ч и х е л и д з е С.С. Минеральные ресурсы Грузии, т. 111, минеральные воды, СОПС АН Груз. ССР, изд. АН СССР. 1961.
- Ц а г а р е л и А.Л. Верхний мел Грузии. Тр. Ин-та геол. и минерал. АН Груз. ССР, монография № 5. 1954.
- Ц е р е т е л и Д.В. К палеогеографии и истории развития рельефа алазанской долины в четвертичном периоде. Сообщ. АН Груз. ССР, т. ХУ, № 7., 1954.
- Э р и с т а в и М.С. Нижний мел Кавказа и Крыма. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, монография № 10., 1960.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

От редактора . . . . .	3
Предисловие . . . . .	4
Введение В.Я.Эдилашвили . . . . .	6
1. РАЙОН РАЗВИТИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА . . . . .	11
2. РАЙОН РАЗВИТИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ОСАДКОВ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ-ТРИАСА ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА. Б.А. Канчели . . . . .	16
3. РАЙОН РАЗВИТИЯ СЛАНЦЕВОЙ СЕРИИ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ-НИЖНЕЙ, ЧАСТИЧНО СРЕДНЕЙ ЮРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА . . . . .	29
а) Водораздельная часть Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа, южный и северный склоны Центрального Кавказа. В.Я. Эдилашвили . . . . .	30
б) Северо-восточная часть центрального Дагестана. Б.А.Канчели . . . . .	45
в) Северный Кавказ (северные предгорья Передового хребта) . . . . .	51
4. РАЙОН РАЗВИТИЯ ФЛИШЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ПАЛЕОГЕНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА.	60
а) Северо-Западный Кавказ. Б.А.Канчели . . . . .	60
б) Рачинско-Курмухчайский подрайон. В.В.Гогиберидзе . . . . .	75
в) Кахетинско-Дибрарский подрайон . . . . .	78
5. РАЙОН ДЗИРУЛЬСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ЮЖНЫХ ПРЕДГОРИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА МЕЖДУ РР.МЗЫМТА И ДЗИРУЛА. В.Я.Эдилашвили	93
6. РАЙОН РАЗВИТИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ВЕРХНЕ-ЮРСКО-ПАЛЕОГЕНОВЫХ КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА (Центральное Предкавказье и Дагестан) Б.А.Канчели . . . . .	112

7. РАЙОН РАЗВИТИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА. В.Я. Эдилашвили и Р.Д.Леквинадзе . . . . .	130
а) Храмско-Алавердско-Кедабекский и Кафанский подрайон . . . . .	130
б) Арзаканский подрайон . . . . .	154
в) Нахичеванский (Шаруро-Неграмский) подрайон . . . . .	154
г) Южнозангезурский подрайон . . . . .	159
8. РАЙОН РАЗВИТИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА . . . . .	162
а) Аджаро-Триалетский подрайон. В.Я.Эдилашвили. . . . .	162
б) Локско-Ширакско-Севанский подрайон. Р.Д. Леквинадзе . . . . .	167
в) Ехегнадзорско-Ордубадский подрайон . . . . .	172
г) Талышский подрайон . . . . .	176
9. РАЙОН РАЗВИТИЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО НЕОГЕНОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ (молассы) и ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КАВКАЗА . . . . .	185
а) Предкавказье. Б.А.Канчели . . . . .	185
б) Закавказская межгорная впадина. Р.Д.Леквинадзе . . . . .	208
в) Депрессия среднего течения р.Аракс . . . . .	228
10. РАЙОН РАЗВИТИЯ НЕОГЕНОВЫХ И АНТРОПОГЕНОВЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА. В.Я. Эдилашвили, Р.Д.Леквинадзе . . . . .	231
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	143
Ориентировочный перечень основного картографического материала по выделенным районам территории Кавказа . . . . .	145
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	146

**Вахтанг Ясонович Эдилашвили, Бидзина Архипович Канчели,  
Раиса Давидовна Леквинадзе, Валентина Варламовна  
Гогиберидзе**

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАВКАЗА И  
ПРОБЛЕМЫ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ  
СЪЕМКИ**

ვახტანგ იასონის-ძე ედილაშვილი, ბიძინა არქიპოს-ძე  
ყანჩელი, რაისა დავითის ასული ლექვიჩინაძე, ვალენტინა  
ვარლამის ასული გოგიბერიძე

კავკასიის გეოლოგიური დარკიონება და  
მსხვილმასშტაბიანი გეოლოგიური გადაღების  
პრობლემები

Печатается по постановлению Государственного комитета Совета министров ГССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли

\*

Редактор издательства В. Герса м и а  
Техредактор Э. Бок е р и а

Сдано в набор 18.8.1972 г; Подписано к печати 15.1.1973 г.; Формат бумаги 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>; Бумага офсетная; Печатных л. 16.50; Уч-Издат. л. 13,16

УЭ 00907; Тираж 500; Заказ № 2228;

Цена 1 руб. 28 коп.

---

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19  
Издательство «Мецниереба», Тбилиси 380060, Кутузова, 19

---

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ. 19  
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул Кутузова, 19

Цена 1 руб. 28 коп.

946