

АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ И ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ УФИМСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РАН

Т.Т. Казанцева, Ю.В. Казанцев

**ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ ЮЖНОГО УРАЛА**



Уфа-2016

УДК 551.24.01.+(553.4)

ББК 26.3

К14

*Издание осуществлено при содействии
Фонда поддержки научных исследований АН РБ*

Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геологии Уфимского научного центра РАН
(протокол № 9 от 24 ноября 2016 г.)

Рецензенты:

С.Г. Ковалев, доктор геолого-минералогических наук,

В.И. Пошков, доктор геолого-минералогических наук, профессор

К14 **Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В.** **Фундаментальные проблемы геологии Южного Урала.** – Уфа: Гилем, Башк. энцикл., 2016. – 312 с.

ISBN 978-5-88185-338-9

В монографии рассмотрены такие важные фундаментальные вопросы геологии Южного Урала, как почти вековая проблема структурного продолжения южного окончания Урала; сравнительный структурно-формационный анализ домезозоя Южного Урала и Северного Кавказа; особенности строения и периодизации развития гипербазитовых комплексов и сопровождающих их глыбовых формаций (меланжа и олистостром); некоторые другие, которые могут использоваться как основополагающие в решении активно дискутируемых положений современных геодинамических моделей. Особое внимание уделено шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры и истории ее создания.

Для широкого круга специалистов.

УДК 551.24.01.+(553.4)

ББК 26.3

© Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В., 2016

© Издательство «Гилем» НИК

«Башкирская энциклопедия», 2016

ISBN 978-5-88185-338-9

ПРЕДИСЛОВИЕ

Решению вопросов формирования земной коры посвящены многие исследования отечественных и зарубежных ученых, позволившие обосновать важнейшие положения теоретической геологии. Интенсивное изучение геологии континентов и океанов привело к утверждению ведущей роли горизонтальных напряжений в эволюции большинства геологических процессов (А.В. Пейве, А.Л. Яншин, П.Н. Кропоткин, В.Е. Хаин, Н.П. Херасков и др.). Выявлено, что тангенциальное сжатие способствует зарождению и течению главных геологических событий. Стало известно, что во многих орогенных зонах мира чрезвычайно широко развиты крупные шарьяжные и надвиговые структуры. Повсеместно была установлена аллохтонность гипербазитовых комплексов, их идентичность на континентах и в океанах.

Идея покровного строения Урала начала развиваться еще в 30-е годы прошлого столетия благодаря работам Е.А. Кузнецова, Г.Н. Фредерикса, А.А. Блохина, А.Д. Архангельского, А.Л. Яншина, О.Ф. Нейман-Пермяковой, В.А. Варсанюфьевой и других исследователей, предопределившим развитие шарьяжно-надвигового направления в геологии. Крупнейший советский тектонист А.Д. Архангельский в 1932 г. написал: «Если бы подтвердилась шарьяжная гипотеза, то для решения длинного ряда важнейших практических и теоретических вопросов наметился бы вполне определенный путь». Однако из-за недостатка фактических данных вскоре большинство геологов от нее отказалось. Но в 60-е годы появились убедительные доказательства надвигового строения Урала в трудах М.А. Камалетдинова, Г.А. Смирнова, Ю.В. Казанцева, Т.Т. Казанцевой, А.В. Пейве, Н.А. Штрейса, В.Н. Пучкова, В.А. Романова, Г.Ф. Селиверстова, С.В. Руженцева, А.С. Перфильева, К.Н. Плюснина и др.

К настоящему времени шарьяжно-надвиговое строение Урала, Предуралья и восточного края Восточно-Европейской платформы надежно обосновано фактическим материалом, полученным глубоким бурением, детальными геологическими съемками и геофизическими работами. Принципиально новые сведения выявлены

по тектонике восточного склона Урала. Исследования, проведенные авторами, позволили закартировать здесь шарьяжи, пакеты тектонических пластин и чешуй, состоящих из пород разного возраста и различного формационного состава. Показана ведущая роль надвигания в формировании структуры Урала; установлена разноранговость аллохтонов, рассмотрены главные особенности шарьяжно-надвиговой тектоники. Были выявлены закономерности в развитии магматизма, осадконакопления, метаморфизма и структуры, что позволяло выдвинуть новые мобилистские концепции геодинамической эволюции. С учетом достижений геологической науки складчатых областей, на основе установления ведущей роли надвиговых дислокаций в структуре всех зон Урала, аллохтонности одного из крупнейших вещественных комплексов – офиолитов, выявления эволюции тектонических условий накопления формаций обоснована мобилистская модель полициклического геодинамического развития Урала в палеозое. Она заключается в ведущей роли тангенциальных тектонических напряжений в зарождении и эволюции основных геологических процессов.

В предлагаемой монографии рассмотрены некоторые фундаментальные проблемы геологии Южного Урала, которые должны быть использованы как основополагающие в решении основных дискутируемых положений современных геодинамических моделей. Такими проблемами явились: структурное продолжение Южного Урала; сравнительный структурно-формационный анализ домезозоя Урала и Кавказа; особенности строения и периодизации формирования гипербазитовых комплексов Южного Урала и сопровождающих их глыбовых формаций, и др. Уделено внимание истории эволюции взглядов на решаемые авторами теоретические проблемы.

В основу работы положены результаты геолого-съёмочных и тематических исследований на территории западного и восточного склонов Южного и частью Среднего Урала, центральной зоны его, складчатых областей Крыма, Кавказа и Карпат, проведенных под руководством и при непосредственном участии авторов. Используются фондовые и опубликованные материалы, полученные различными организациями и отдельными исследователями.

Авторы сердечно благодарят сотрудников Института геологии УНЦ РАН Г.И. Шамсияхметову, А.Г. Мустакимову и А.И. Сергееву, оказавших большую помощь в оформлении монографии.

РАЗДЕЛ I

ПРОБЛЕМА СТРУКТУРНОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА

Существующие точки зрения по проблеме структурного продолжения южного окончания обнаженного Урала сводятся к следующим вариантам. На старых тектонических схемах А.П. Карпинского конца XIX в. Урал доводился только до южного конца Мугоджар. Простираение Тянь-Шаня им было продолжено на соединение с Донецким бассейном. Впоследствии взгляды этого исследователя изменились, и он стал связывать Тянь-Шань через Султан-Уиздаг с Уралом. Структурное единство Урала и Тянь-Шаня на основе геофизических и геологических материалов в середине прошлого столетия обосновывалось многими исследователями: Б.А. Петрушевским, А.А. Богдановым, А.А. Прониным, А.А. Абдулиным и др., указывающим не только на структурные, но и на формационно-литологические идентичности. Они утверждали, что четко выраженные магнитные и гравитационные аномалии меняют свои меридиональные простирания на юго-восточные в направлении от Мугоджар к северо-западным отрогам Тянь-Шаня.

А.Д. Архангельский на гравиметрических картах по Средней Азии и юго-западному Казахстану крупные положительные аномалии, присущие Мугоджарам, продолжает в направлении Донбасса. По его мнению, от полосы положительных аномалий, связанных с Тянь-Шанем, уральская полоса оказалась отделенной неширокой полосой отрицательных аномалий. О наличии в Мугоджарах положительных аномалий говорит и постепенное возрастание величины силы тяжести по мере приближения к этим горам со стороны Эмбенского нефтеносного района. К югу от Мугоджар полоса положительных аномалий отклоняется на юго-запад, четко прослеживаясь до северо-восточного берега Каспийского моря, и даже на довольно большое расстояние от его берега, направляясь на соединение с полосой таких же аномалий Донецкого бассейна. Из этих фактов данный исследователь в 1937 г. делает заключение, что складчатая

система Донецкого бассейна под покровом новейших недислоцированных пород является продолжением Урала.

Существует еще одна точка зрения, которую предложил академик А.Л. Яншин – авторитетнейший исследователь геологии Приуралья и Каргалинских гор. Согласно его взглядам, Уральское горное сооружение затухает в Прикаспийской впадине периклинальными прогибами, которые постепенно удлиняются в южном направлении.

Итак, три точки зрения на южное продолжение Урала. Три светила отечественной геологической науки, обладающие широчайшими знаниями и гениальностью предвидения в решении сложнейших тектонических задач. В чем же в этом случае, на уровне знаний тех лет, каждый из них был прав и в чем, если учитывать современные материалы, ошибался. Нам представляется, что частичное решение заявленной проблемы возможно при условии использования обоснованной типизации районирования передовых прогибов, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу с востока и юга. Эти дислокации представляют собой единую структурную дугу, состоящую из двух сочленяющихся под тупым углом ветвей: восточной и южной. Восточная ветвь представлена Предуральским передовым прогибом, а южная – двумя параллельными отрезками: северным и южным. Первый из них выражен дислокациями полуострова Бузачи и Каракулевско-Смушковской зоны на востоке, переходящими к западу в Преддонецкий, а затем в Припятский прогибы. Южный отрезок состоит из Предкавказского на востоке, к западу сменяется Предкрымским, а потом Предобруджским прогибом. Восточная и южная ветви объединяются Прикаспием.

Линейные депрессии, пограничные между платформой и складчатыми областями, называют передовыми, краевыми либо предгорными прогибами. В 2008 г. Ю.В. Казанцев предложил районирование данных структур осуществлять на основе согласования особенностей строения со сменой фаций вкрест их простираения. В таком случае целесообразно вести речь о трех структурно-фациальных зонах: краевой, соседствующей с окраиной платформы, предгорной, пограничной со складчатой областью, и центральной (либо срединной), располагающейся между ними. За всей депрессией закрепить название передовой прогиб. Такие изменения в терминологии и районировании рассматриваемых структур вполне целесообразны, поэтому далее по тексту будем применять предложенную схему. Излагаемый

материал отражает взгляды авторов на структурное сочленение палеозойских передовых прогибов, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу с востока и юга, и в конечном итоге на дискутируемый многие десятилетия вопрос о продолжении Урала к югу.

Предуральский передовой прогиб простирается с севера на юг, от Баренцева до Каспийского моря более чем на 2000 км, имея в среднем ширину 25–80 км. Местами (бассейн р. Печоры) он расширяется почти до 400 км, а на отдельных участках (район хр. Каратау), напротив, резко сужается и даже полностью исчезает. Поперечными структурами Каратау и Полюдова кряжа, а также Косьвинско-Чусовской седловиной он разделен на четыре впадины (с севера на юг): Печорско-Воркутинскую, Соликамскую, Юрюзано-Сылвинскую и Вельскую. Особенности строения и истории развития Предуральского передового прогиба освещены довольно полно в монографиях 1982–2006 гг. Было показано, что в Предуралье отчетливо проявлена чешуйчато-надвиговая тектоника (рис. 1 и 2), а вещественное выполнение представлено определенными типами осадков, включающих закономерно сменяющийся по латерали ряд фаций: рифовую – депрессионную – флишевую.

К югу Предуральский прогиб в структурном отношении прослеживается как Актюбинское Предуралье, затем Примугоджарье, преимущественно меридионального простирания. Примугоджарье, поворачивая на юго-запад в районе Ширкалинского свода, сменяется Южно-Эмбенской структурной областью субширотного простирания. Восточный борт Прикаспийской впадины обычно и выделяют под перечисленными названиями. Предполагается показать, что они последовательно наращивают к югу предгорное крыло Предуральского прогиба.

Изучение рассматриваемых структур активно велось с 50-х годов прошлого века с применением разведочного бурения в комплексе с сейсморазведкой. Результаты работ изложены в многочисленных публикациях (Л.В. Демчук, Ю.С. Шахиджанов, А.К. Замаренов, К.Х. Бакиров, Р.Г. Гарецкий, К.Б. Тунгатаров и мн. др.). Вариант внутреннего строения отражен схемой тектоники восточного борта Прикаспийской впадины, составленной К.Х. Бакировым. С севера на юг он выделяет: Актюбинское Предуралье и Енбекское поднятие, Остансукский прогиб с Темировским поднятием, Ширкалинский свод с Букембайской и Тамдыкольской крупными вершинами (рис. 3).

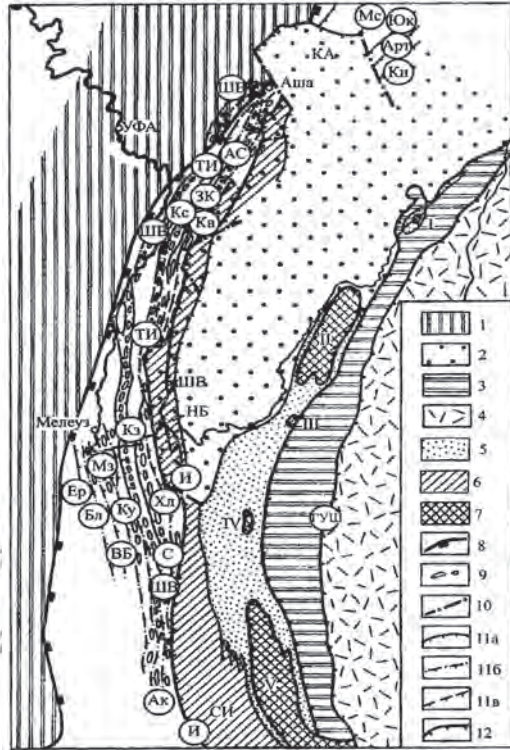


Рис. 1. Структурная схема Южного Урала (по Ю.В. Казанцеву [1984])

1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Башкирский антиклинорий (КА – Каратауский аллохтон); 3 – зона Уралтау; 4 – Магнитогорский синклиний; 5 – область распространения флиша зилаирской свиты ($D_3 - C_1$); 6 – тектонические пластины передовых складок Урала: НБ – Нугушко-Биккузинская, СИ – Сакмаро-Икская, ШМ – Шидинско-Мурадымовская; 7 – шарьяжи: I – Тирлянский, II – Кракинский, III – Малосуреньский, IV – Зилаирский, V – Сакмарский; 8 – западная граница Предуральского прогиба; 9 – фронтальные антиклинали; 10 – сдвиги; 11 – надвиги установленные (а), выявленные геофизическими методами (б) и предполагаемые (в): Ак – Активный, Арт – Артинский, АС – Архлятышко-Саитбабинский, Бл – Белоглинский, ВБ – Восточно-Белоглинский, Ер – Ермолаевский, ЗК – Зилимско-Красноусольский, И – Ибрагимовский, Кв – Ковардинский, Кз – Кинзебулатовский, Кн – Казанский, Кс – Кисындинский, Ку – Кузбековский, Мз – Мелеузский, Мс – Месягутовский, С – Саратовский, ТИ – Табынско-Иштугановский, Хл – Хлебодаровский, ШВ – Шиханско-Волостновский, Юк – Юкаликулевский, ГУШ – Главный Уральский шов; 12 – фронтальные зоны тектонических пластин и покровов

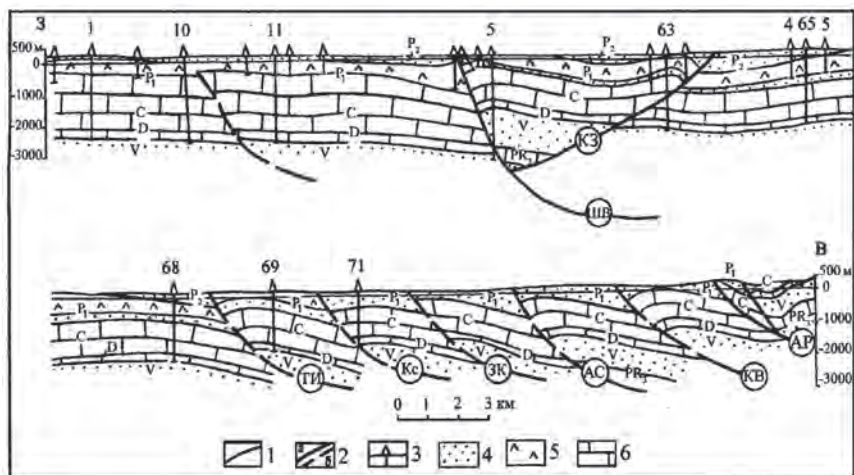


Рис. 2. Геологический разрез через Бельскую впадину на широте г. Стерлитамака

1 – стратиграфические границы; 2 – надвиги установленные (а) и предполагаемые (б); ШВ – Шиханско-Волостновский, Кз – Кинзебулатовский, ТИ – Табынско-Иштугановский, Кс – Кисындинский, ЗК – Зилимско-Красноусольский, АС – Архалытско-Сайтбабинский, КВ – Ковардинский, Ар – Арпаровский; 3 – скважины; 4–6 – отложения: 4 – преимущественно терригенные, 5 – гипсово-ангидритовые, 6 – карбонатные

Характерной особенностью строения Актюбинского Предуралья является наличие системы региональных надвигов субмеридионального простирания с закономерной приуроченностью к ним западных крыльев линейных антиклиналей. Складки обычно асимметричные, с более крутыми принадлежковыми крыльями и пологими – противоположными (рис. 4).

Граница Прикаспийской впадины с Мугоджарской складчатой системой проходит по Сакмаро-Кокпектинскому надвигу. Впервые на его надвиговую природу обратил внимание еще в 1935 г. В.Е. Руженцев, а по материалам сейсморазведки в 1969 г. подтвердил Ф.И. Жалыбин. Вообще же, надвиговые дислокации установил здесь А.Л. Яншин в 1932 г. при исследовании Каргалинских гор. Впоследствии на развитие надвигов в линейных палеозойских складках Актюбинского Предуралья и Остансукского прогиба указывали П.Я. Авров, А.К. Замаренов, В.М. Пилифосов и др. На Ширкалинском своде

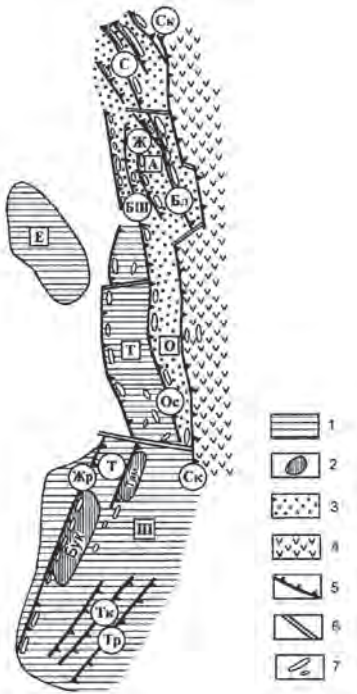


Рис. 3. Схема тектоники восточного борта Прикаспийской впадины (по К.Х. Бакирову [1983])

1 – крупные поднятия: Е – Ембекское, Т – Темировское, Ш – Ширкалинский свод; 2 – вершины Ширкалинского свода: Бук – Букембайская, Там – Тамдыкольская; 3 – крупные прогибы: А – Актюбинское Предуралье, О – Остансукский; 4 – западная зона Уральской складчатой системы; 5 – надвиги: Ск – Сакмаро-Кокпектинский, С – Синтаский, Бл – Белогорский, Ж – Жилинский, Бш – Биштамакский, Ос – Остансукский, Т – Тамдыкольский, Жр – Жаркамынский, Тк – Торткольский, Тр – Терескенский; 6 – сдвиги; 7 – локальные складки

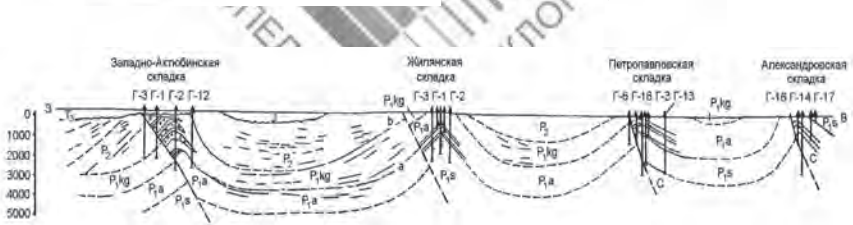


Рис. 4. Геологический сейсмический профиль через складки Актюбинского Предуралья (по П.Я. Аврову, З.Е. Булекбаеву, Л.Г. Космачевой)

надвиговая природа складок установлена впервые на Жанажол-Синельниковской структуре К.Х. Бакировым.

К востоку от ст. Кандагач выявляются антиклинальные зоны, приуроченные к западному Примугоджарью. Здесь структурно-поисковое и глубокое разведочное бурение проводилось на Изембет-

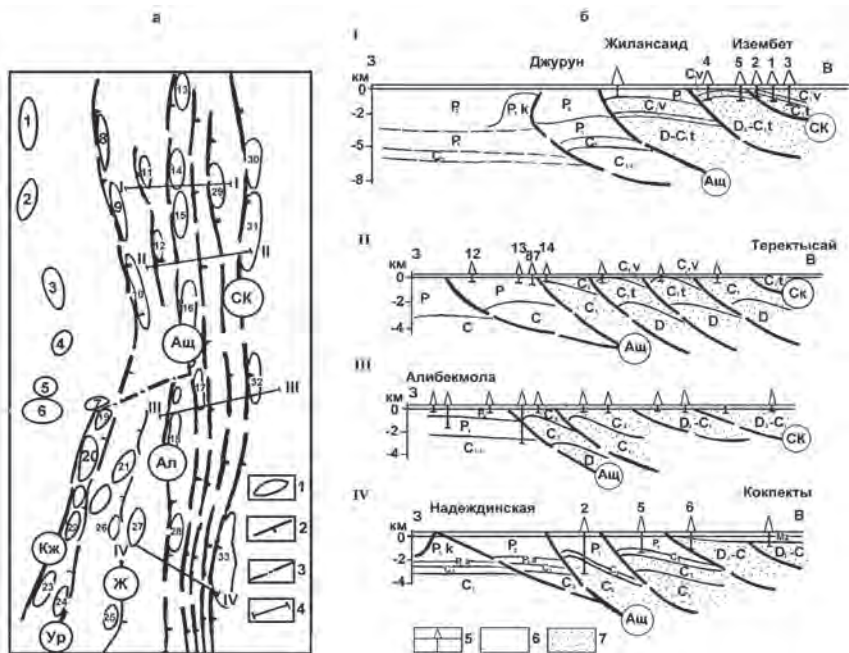


Рис. 5. Схема размещения надвигов и фронтальных складок (а), геолого-сейсмические разрезы (б) на территории западного Примугоджарья (по К.Б. Тунгатарову [1990] с дополнениями)

1 – антиклинали: 1) Сев. Аккудук, 2) Аккудук, 3) Аккум, 4) Арансай, 5) Бозоба, 6) Кенкияк, 7) Мортук, 8) Байжарык, 9) Сев. Останеук, 11) Джурун, 12) Пасмурная, 13) Жарыкская, 14) Жилансаид, 15) Сарыоба, 16) Карнакская, 17) Кумжарган, 18) Алимбекмола, 19) Юж. Мортук, 20) Урихтау, 21) Жанажол, 22) Кожасай, 23) Жанатан, 24) Куантай, 25) Александровская, 26) Синельниковская, 27) Надеждинская, 28) Солончаковая, 29) Изембет, 30) Ильинская, 31) Теректысайская, 32) Каиршақтыкольская, 33) Кокпектинская; 2 – надвиги (Ащ – Ащисайский, СК – Сакмарско-Кокпектинский); 3 – сдвиги; 4 – линии разрезов; 5 – скважины; 6 – платформенные отложения; 7 – флиш

ской, Кокпектинской, Теректысайской и других площадях. Между Изембетом и Кокпектами проведены широтные профили структурно-поисковых скважин. Восточный конец захватывает складки, расположенные у главного надвига Мугоджарского антиклинория, а западный доходит до солянокупольной структуры Мортук (рис. 5).

Наиболее крупные надвиги этого района – Ащисайский и Саммаро-Кокпектинский. По ним флишевые отложения карбона и верхнего девона надвинуты на пермские молассовые осадки. Скважиной Г-6 Изембетской площади вскрыты наиболее древние среднедевонские роговообманковые сланцы, а на площади Кокпекты скважиной Г-32 пройдены фаменские отложения, датированные находками фауны. Особый интерес представляет геология Ширкалинского свода. Именно здесь структуры меняют свое простирание, постепенно заворачивая к западу. В пределах Тамдыкольской вершины этого свода выделяются надвиги северо-западного простирания, важнейшими из которых с запада на восток являются: Кожасайский, Урихтауский, Жауджольский и Алибекмолинский (рис. 6).

Составленные по данным бурения (трест «Актюбнефтеразведка») разрезы подтверждают принадвиговый характер антикли-

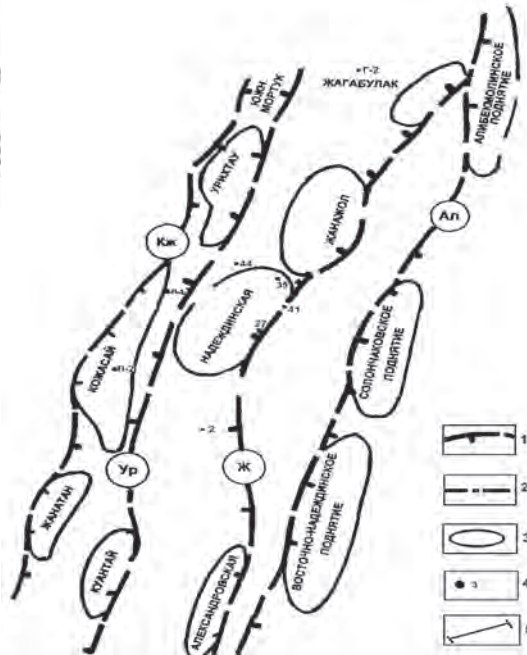


Рис. 6. Схема структуры Тамдыкольской вершины Ширкалинского свода востока Прикаспия (по К.Х. Бакирову)

1 – надвиги; 2 – сдвиги; 3 – своды структур; 4 – скважины; 5 – линии разрезов

нальных складок, представленных типичными платформенными отложениями карбона. Букембайская вершина, расположенная юго-западнее Тамдыкольской, приурочена к региональному Жаркамьскому надвигу, прослеживающемуся в северо-западном направлении вдоль всего Ширкалинского свода. К этому надвигу приурочена полоса антиклинальных принадвиговых складок. В юго-восточной части названного свода выделена серия чешуйчатых надвигов также северо-западного простирания, среди которых наиболее известными являются Торткольский и Терескенский. Они дислоцировали только породы осадочного чехла. Аллохтон Терескенского надвига сложен мощной (более 4000 м) толщей песчано-глинистых отложений нижнего карбона-девона. Фронтальная складка его надвинута на преимущественно карбонатную толщу отложений карбона и ассельского яруса нижней перми (мощность 2080), которая, в свою очередь, находится в Торткольском аллохтоне. Фронтальная часть последнего образует валообразное поднятие, прослеженное сейсморазведкой на расстояние около 50 км.

Юго-западнее располагается Бузачинский свод, который, вероятно, продолжается под северо-восточной частью дна Каспийского моря. По данным В.И. Попкова [1992], локальные поднятия Бузачинского полуострова группируются в несколько субширотных приразломных антиклинальных валов (рис. 7).

Они слагают крупную дугообразную зону надвигов, имеющую протяженность более 300 км. Она очерчивает границу распространения складчатого пермско-триасового комплекса пород и соответствует крупному тектоническому шву, разделяющему разновозрастные блоки фундамента. В доюрском комплексе пород происходит выполаживание надвигов к югу. Локальные структуры имеют линейную, реже брахиантиклинальную форму с крутыми северными и пологими южными крыльями.

Итак, в восточной части Прикаспийской впадины отчетливо проявлена чешуйчато-надвиговая тектоника, в большинстве ориентированная в уральском направлении на востоке и донбасском – на юго-западе. Смена простираний дислокаций с меридионального на субширотное происходит в пределах Южно-Эмбенской области, юго-западнее продолжается в пределах Бузачинского свода, а затем под северо-восточной частью дна Каспийского моря. Как видим, по особенностям строения Актюбинское Предуралье, Примугоджарье

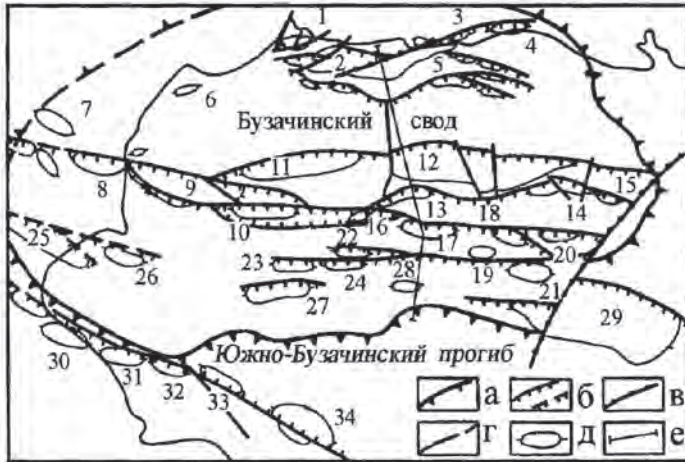


Рис. 7. Тектоническая схема полуострова Бузачи (по В.И. Попкову [1992])
 а – граница Бузачинского свода; б – надвижки установленные и предполагаемые; в – сдвиги; г – прочие разрывы; д – платформенные антиклинали: 1 – Арман, 2 – Каламкас, 3 – Каратурун-море, 4 – Суюкты, 5 – Каратурун, 6 – Култай, 7 – Бузачи-море, 8 – Каражанбас-море, 9 – Каражанбас, 10 – Жалгизтобе, 11 – Северные Бузачи, 12 – Жаманорпа, 13 – Северная Бесоба, 14 – Акорпа, 15 – Жалзак, 16 – Жапалак, 17 – Бесоба, 18 – Кинькты, 19 – Жарылгас, 20 – Аирсор, 21 – Северный Кызан, 22 – Северный Тасбас, 23 – Западный Тасбас, 24 – Тасбас, 25 – Долгинец, 26 – Северный Долгинец, 27 – Алатюбе, 28 – Западный Кызан, 29 – Кызан-Акшимрау, 30 – Торлун-море, 31 – Западный Торлун, 32 – Торлун, 33 – Акмола, 34 – Кошак; е – линия сейсмического профиля

и Южно-Эмбенские, затем Бузачинские дислокации представляют собой предгорную часть Прикаспийского прогиба. Об этом свидетельствует и их формационный состав.

По данным П.Я. Аврова, З.Е. Булекбаева, Л.Г. Космачевой, стратиграфический разрез верхнепалеозойских отложений Актюбинского Предуралья хорошо сопоставим с таковым Предуральяского прогиба. Он сложен отложениями карбона, нижнепермскими осадками сакмарского, артинского и кунгурского ярусов, а также образованиями верхней перми. Это переслаивание глин, аргиллитов, песчаников и алевролитов карбона; песчано-глинистая толща, с подчиненными прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов нижней части артинского яруса перми; конгломераты и грубозернистые пес-

чаники верхней части того же яруса. Кунгурский ярус, вскрытый скважинами глубокого бурения на Западно-Актюбинской и Актюбинско-Биштамакской складке, представлен тремя преимущественно хомогенными пачками: нижней – ангидрито-терригенной, средней – сульфатно-галогенно-терригенной и верхней – терригенной. В составе пермских отложений широко развиты пестроцветные отложения. Как считает Н.В. Неволин, верхнепалеозойские отложения Актюбинского Предуралья по фациальному составу и тектоническому строению являются типичными для передовых прогибов. Но далее он справедливо уточняет, что краевой прогиб Актюбинского Предуралья не обычный. Он в структурном отношении представляет собой краевую предгорную область. Восточнее Сакмарско-Кокпектинского и южнее Южно-Эмбенского надвигов развита флишевая формация (зилаирская или изембетская свита). Западнее и севернее их распространены платформенная среднекаменноугольная карбонатная и терригенно-карбонатная формации. Выше по разрезу они сменяются сакмаро-артинской морской толщей и кунгурской соленосной формацией. Сохранилась моласса перми – триаса. Сравнивая разрезы отложений, слагающих западное Примугоджарье и Южно-Эмбенское поднятие, П.Я. Авров и другие уверяют, что палеозойские осадки и в том, и в другом случае выражены одними и теми же формационными типами. К северо-западу от Южно-Эмбенского поднятия так же, как и в Примугоджарье, протягивается зона, для которой характерно наличие зачаточных соляных куполов. Поэтому эти авторы логично заключают: «В итоге рассмотрения стратиграфии и фаций отложений, слагающих западное Примугоджарье и Южно-Эмбенское поднятие, а также их тектонического строения можно сделать вывод, что складки западного Примугоджарья, погружаясь на юг, непосредственно соединяются со складками Южно-Эмбенского поднятия или кулисообразно заходят за них, образуя, таким образом, единую тектоническую зону, окаймляющую Прикаспийскую впадину с востока и юго-востока» (с. 68). Это положение запечатлено на рис. 8.

Рис. 8 отражает не только пространственное размещение структурных элементов, но и согласующихся с ними формационных комплексов, типичных для передовых прогибов, их предгорных (внутренних) зон. Хорошо выражена смена простирания структурно-формационных зон с меридионального на субширотное.

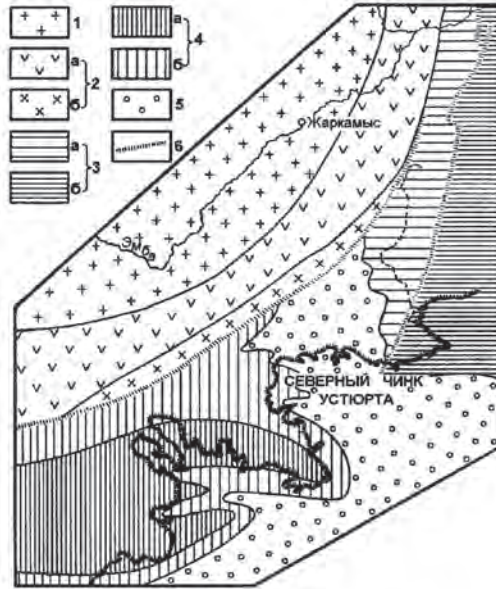


Рис. 8. Схема основных фациальных типов и структурных элементов палеозоя Южно-Эмбенского района (по Р.Г. Гарецкому, А.Е. Шлезингеру, А.Л. Яншину [1962])

Русская платформа: 1 – зона глубокого залегания отложений палеозоя (подсолевые породы). Прикаспийская синеклиза: 2 – краевая зона относительно приподнятого залегания палеозоя, а – с развитием соленосного комплекса кунгура, б – без соленосного комплекса кунгура. Уральская складчатая область: 3 а – зона Уралтау, 3 б – зона развития граувакковых формаций верхнего девона – нижнего карбона зилаирского типа, перекрытых толщами верхнепалеозойских моласс; 4 – субширотная складчатая область: а – центральная часть Мынсуалмасского антиклинория, б – периферийная часть Мынсуалмасского антиклинория с развитием граувакковых толщ зилаирского типа; 5 – зона развития граувакковых формаций зилаирского типа, разделяющая субмеридиональные и субширотные герциниды; 6 – структурные швы

Рассматривая общие черты строения Прикаспия, Е.Е. Милановский [1987] сжато, но предельно точно акцентирует внимание на особенностях его состава и строения. Пермские отложения Прикаспийской впадины им расчленяются на три комплекса: ассельско-артинский, кунгурский и верхнепермский. Первый в северном и северо-западном обрамлении впадины представлен карбонатной толщей, состоящей из мелководных известняков и доломитов. Вдоль северно-

го борта впадины прослеживаются барьерные рифовые массивы, зародившиеся в средневерхнекаменноугольное время. «В северо-восточном углу Прикаспийской впадины раннепермская рифовая гряда поворачивает к северу и смыкается с одновозрастной грядой барьерных рифов, вытянутой вдоль борта Предуральского краевого прогиба. Во внутренней части впадины мощные мелководные карбонатные отложения замещаются маломощными (первые сотни метров) глубоководными карбонатно-кремнисто-глинистыми отложениями, очевидно, накапливавшимися в условиях ее некомпенсированного погружения. На северо-востоке близ Оренбурга, в нее «вливалась» узкая глубоководная осевая зона Предуральского краевого прогиба, а на востоке маломощные депрессионные осадки замещались значительно более мощными терригенными молассовыми отложениями внутренней зоны самого южного (примугоджарского) участка Предуральского прогиба» (с. 196). Все это, несомненно, соответствует действительности.

В изложенном ракурсе есть все основания полагать, что Прикаспийская впадина представляет собой крупную, сдвоенную депрессию (передовой прогиб), образовавшуюся при погружении юго-восточного угла Восточно-Европейской платформы в результате скупивания аллохтонных масс, поступающих с двух разнонаправленных складчатых областей. Одна из них размещалась на востоке, другая – на юге.

Итак, предгорное крыло Предуральского прогиба к югу наращивается Актюбинским Предуральем, затем Примугоджарьем, и, наконец, структурами районов Южно-Эмбенского и полуострова Бузачи. Особое значение имеет структурное положение и формационный состав Каракулевско-Смушковских дислокаций (рис. 9).

Это предгорная зона Прикаспийского прогиба на юго-западе и кряжа Карпинского еще западнее. По сути, это связующее звено Предуралья, Прикаспия и Преддонбасса. Чешуйчато-надвиговое строение и вещественное выполнение этих дислокаций не вызывает сомнений в том, что они представляют собой предгорную зону передового прогиба.

Сложность проблемы структурного продолжения южного окончания Урала отражена эволюцией представлений выдающегося тектониста страны первой половины XX столетия А.Д. Архангельского в период 1923–1937 гг. В каждой последующей работе по этому вопросу

Раздел I



Рис. 9. Сейсмогеологический разрез через зону сочленения Восточно-Европейской и Скифской платформ (по В.Э.Г. Бембееву, В.П. Климашину, С.С. Скромкому [1985])

1 – плоскость надвига крыжа Карпинского; 2 – отражающие горизонты; 3 – разрывные нарушения; 4 – карбонатная толща среднего – нижнего карбона; 5 – метаморфизованные отложения крыжа Карпинского; 6 – молассовые отложения верхнего карбона; 7 – соленосные отложения кунгура; 8 – терригенные отложения среднего карбона

он меняет свои взгляды, допускает различные варианты решения. Вначале, под влиянием идей патриарха отечественной геологии А.П. Карпинского о «подземных горстах», у него возникла мысль, что Устюрт представляет собой один из таких выступов кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Поэтому на его тектонической схеме 1923 г. на юге Урал ограничивается этой структурой. В 1932 г. он все еще придерживается схемы, что основной структурой к востоку от Каспийского моря является подземная глыба Устюрта, но при этом замечает, что новый фактический материал заставляет осторожно относиться к данной гипотезе. Однако в конце 1937 г. в совместной работе с В.В. Федынским и Е.Н. Люстихом, анализируя гравиметрическую карту страны, приходит к выводу, что Урал и Донецкий бассейн принадлежат к единой складчатой системе, полукольцом охватывающей с востока и юга Восточно-Европейскую платформу. До конца своей работы А.Д. Архангельский искал правильное решение, колеблясь между возможными вариантами. Но в последней публикации, вышедшей в 1941 г., уже после его смерти, излагается окончательный вывод о сопряженности Урала

с Донбассом. Это настолько очевидно, считал он, что сомневаться в этом трудно.

Итак, А.Д. Архангельский правильно наметил связь Урала с Донбассом. Приведенный нами выше материал показывает, что такая связь действительно существует, но только для районов передовых прогибов: Предуралья, Прикаспия и Преддонбасса. Но в то время о существовании Преддонецкого передового прогиба он знать не мог, так как последний был признан только после 1941 г. В пользу наличия данной структуры позже решение утвердилось, и уже к началу 60-х годов прошлого столетия Н.М. Страхов [1962] не сомневался, что: «Между платформой и складчатыми сооружениями длинной лентой от крайнего севера Урала до крайнего его юга и отсюда через низовья Эмбы и Урала к Астрахани протягивалась предгорная, интенсивно прогибающаяся депрессия (Vortiefe), на западе переходившая в Преддонецкую» (с. 371). Эту точку зрения позже высказывали, развивали либо поддерживали и другие исследователи. Что же касается складчатых областей всего Урала и Донбасса, то очевидно, что они сопоставимы только частично. Для Урала своеобразной «визитной карточкой» являются гипербазитовые пояса. В Донбассе же эти породы практически отсутствуют. Не сопоставимы и магматизм, полезные ископаемые, метаморфизм и пр. Потому речь должна идти только о сопоставимости западного склона Ю. Урала с Донбассом.

А.П. Карпинский соединял Урал с Тянь-Шанем и был бы целиком прав, если бы ограничился зоной восточного склона Урала. Но в то время серпентинитовый меланж Главного Уральского разлома не был известен и не так основательно изучен, как сейчас. Не мог он знать и о его погребенном продолжении далеко к югу, вдоль Сакмаро-Кокпектинского надвига, который также был выявлен бурением в последующие годы. Не был определен и меланж Султан-Уиздага, являющегося юго-восточным продолжением Главного Уральского надвига, направляющегося в сторону Тянь-Шаня. Подтверждением Урало-Тяньшаньской структурной связи является и работа В.А. Шапиро [1988], обнаружившего трансконтинентальную аномалию электропроводности, представляющую собой активную в настоящее время тектоническую зону, соединяющую Башкирскую и Буткинскую аномалии Урала с таковой Тянь-Шаня (Узбекистан) (рис. 10).

Замечательный отечественный тектонист А.Л. Яншин, вероятно, правильно показал существование периклинального прогиба

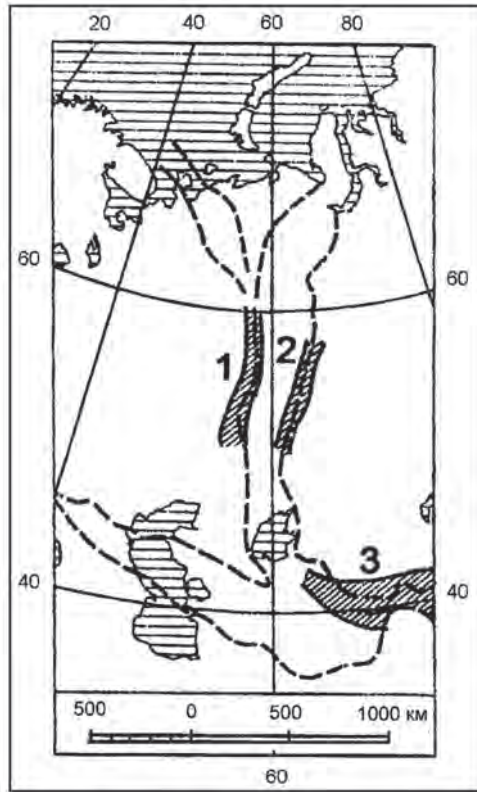


Рис. 10. Схема положений Башкирской – 1, Буткинской – 2, Тянь-Шаньской – 3 аномалий электропроводности (по В.А. Шапиро)

в южной оконечности Урала. Он пишет: «Изучение унаследованной складчатости показывает, что основные структурные элементы Урала, погружаясь под мезозой и третичные осадки, не заворачивают ни на юго-запад – навстречу Донбассу, ни на юго-восток – направляясь к Тянь-Шаню, а продолжают до самого своего затухания более или менее меридионально» [Яшин, 1951]. Но, по его мнению, герцинская складчатая структура Урала в южном направлении погружается и затухает, а краевой прогиб здесь значительно расширяется, располага-

ясь на южном продолжении уральских зон, которые севернее в верхнепалеозойское время представляли собой поднятия.

Однако, сейчас представляется убедительным, что Предуралье является лишь самой западной структурой Уральской складчатой области, и не представляет собой весь Урал. Предуралье включает и Актюбинское Предуралье, но его предгорную зону, не сопоставимую с Ишимбайским районом, который относится к краевой зоне. В таком случае как Ишимбайское, так и Актюбинское Предуралье являются составными частями Предуральского передового прогиба. Но первое относится к краевой его зоне, а второе – к предгорной. Что же касается восточного склона Южного Урала, то на уровне современной изученности соединение его с Тянь-Шанем представляется вполне доказанным. Как считал А.Л. Яншин, антиклинорий Уралтау на широте г. Актюбинска погружается к югу под молодые осадки.

Но мнение также одного из авторитетнейших тектонистов страны Н.С. Шатского, высказанное им еще в работе 1937 г., о возможной связи Урала с погребенными герцинскими сооружениями Северного Кавказа, вызвало у нас большой интерес. В связи с этим выполнены исследования, направленные на решение данной проблемы.

РАЗДЕЛ II

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ СТРУКТУРНО- ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ДОМЕЗОЗОЯ ЮЖНОГО УРАЛА И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Введение

Дальнейшие исследования были направлены на продолжение изучения заявленной проблемы южного окончатания Уральской складчатой области, являющейся одной из ключевых в выяснении истории геодинамического развития региона. Выше мы привели результаты исследований по данному вопросу, в основу которых заложили формационные, структурные и геофизические материалы, полученные при сравнительном анализе структурной геологии передовых прогибов, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу с востока и юга. Использовались и известные точки зрения выдающихся представителей геологической науки А.П. Карпинского, А.Д. Архангельского, А.Л. Яншина и др. В итоге пришли к выводу, что взгляды на структурное сочленение Предуралья с Прикаспием и далее к западу с Преддонбасским прогибом наиболее обоснованы. По составу, строению и возрасту формирования эти региональные структуры идентичны. Наиболее активная в палеозое складчатая зона Южного Урала, его восточный склон, который раньше, согласно геосинклинальной теории, называли эвгеосинклиналию, направляется на восток, к Тянь-Шаню. Главный Гипербазитовый пояс Урала, маркирующий границу между западным и восточным склоном этого горного сооружения, к югу обнажается в области Султан-Уиздага, где известен типичный серпентинитовый меланж уральского типа. Предполагалось, что частично западная и вся центральная части Южного Урала перекрываются на юге периклинальными прогибами, выполненными молассой, как это полагали А.Л. Яншин и Р.Г. Гарецкий. Уже тогда нами было высказано соображение, что мнение Н.С. Шатского о возможном продолжении южной оконечности Урала на Кавказе должно быть осмыслено с учетом повысившегося уровня зна-

ний по геологии названных складчатых областей [Казанцева, 2013; Казанцева, Казанцев, 2009]. В этом плане намечены сравниваемые объекты: 1) с одной стороны, допалеозойские метаморфизованные образования чегемской и хасаутской серий рифея, а также осадочные толщи палеозоя Бечасынской зоны Северного Кавказа. С другой – рифейские серии: бурзьянская, юрматинская и каратауская Башкирского антиклинория и палеозойские комплексы северной части Зилаирского синклинория; 2) офиолиты Бечасынской зоны Северного Кавказа и Зилаирского синклинория Южного Урала; 3) сравнение сланцевого комплекса палеозоя Андриюско-Тоханской зоны Северного Кавказа с одновозрастными им образованиями зоны Уралтау Южного Урала; 4) сравнительный анализ геологии аллохтонов Передового хребта Северного Кавказа с Сакмарским аллохтоном западного склона Южного Урала, а также метаморфических бльбского и ангаринского комплексов его с суванякским и максютовским хребта Уралтау.

Сравнение проводилось по следующим позициям. Общий стиль тектоники, особенности пластинчато-надвигового строения и индивидуальность дислоцированности. Формационная принадлежность и типы одновозрастных верхнепротерозойских и палеозойских образований. Первичные составы субстрата. Характер и интенсивность проявлений метаморфизма. Геохронологическое обоснование периодизации геологических событий с повышенным вниманием к абсолютной геохронологии вещественных комплексов, особенно устанавливаемых по цирконам. Известно, что этот минерал считается идеальным материалом для радиометрического определения возраста палеозойских и докембрийских пород. В последнее время цирконологии придается особое значение, так как возраст цирконов может отвечать как времени кристаллизации исходной породы, так и периодам проявления метаморфизма и деформаций. В этом случае важен зональный циркон, каждая кайма которого отражает определенную эпоху преобразований. Таким образом, кристаллы цирконов содержат разностороннюю информацию о времени и последовательности событий в геологической истории того или иного региона. Потому мы считаем не оправданным применение в методике определения абсолютного возраста по цирконам приемов, направленных на отбрасывание неудобных исследователям самых древних и слишком молодых дат. Именно эти значения могут косвенно указывать на источники, из которых они заимствованы. Приводится сводка имеющихся

геохронологических данных, полученных по цирконам для сопоставляемых регионов.

Тектоническое районирование и сопоставимость особенностей геологии Северного Кавказа и Южного Урала

Как известно, широтное тектоническое районирование Кавказа осложнено хорошо выраженной меридиональной направленностью домезозойских образований, в связи с чем, в каждом широтном структурном регионе выделяются меридиональные секторы: западный, центральный и восточный. В центральных секторах развиты допалеозойские и палеозойские образования. Их объединяют в Транскавказскую меридиональную зону [Хаин, Попков, Чехович, 2006], иногда называют Транскавказским поперечным поднятием (с фиксистой точки зрения), «крупной глыбой, ограниченной со всех сторон разновозрастными глубинными разломами» (по А.А. Сорскому), Кавказско-Сирийским синтаксисом – образованием, производным от процесса интенсивного горизонтального сжатия (по С.И. Дотдугеву [1987]).

Транскавказская меридиональная зона простирается с севера на юг через центральный сектор Большого Кавказа от Манычского прогиба на севере до Дзирульского выступа на юге. К югу от Минераловодского выступа в ее составе выделяется Лабино-Малкинский тектонический блок, палеозой которого представлен тремя структурно-формационными единицами: Бечасынской – на севере, *Андрюкско-Тоханской* – в центре и *Передового хребта* – на юге. Между первыми двумя находится Северный разлом, сопровождающийся зонами меланжа и олистостром. Это *Северный тектонический шов*. К югу от Передового хребта известен более мощный тектонический шов, который называется *Пшекиш-Тырныаузским*. Он разграничивает Передовую и Главную хребты, характеризуется весьма сложным строением. *Главный хребет* с юга граничит с флишевой зоной *Южного склона Северного Кавказа по Главному Кавказскому разлому (надвигу)* (рис. 11 и 12).

Транскавказская меридиональная зона является уникальным геологическим объектом. Здесь сохранились: формационный состав, особенности структурной геологии, степень метаморфизма и харак-

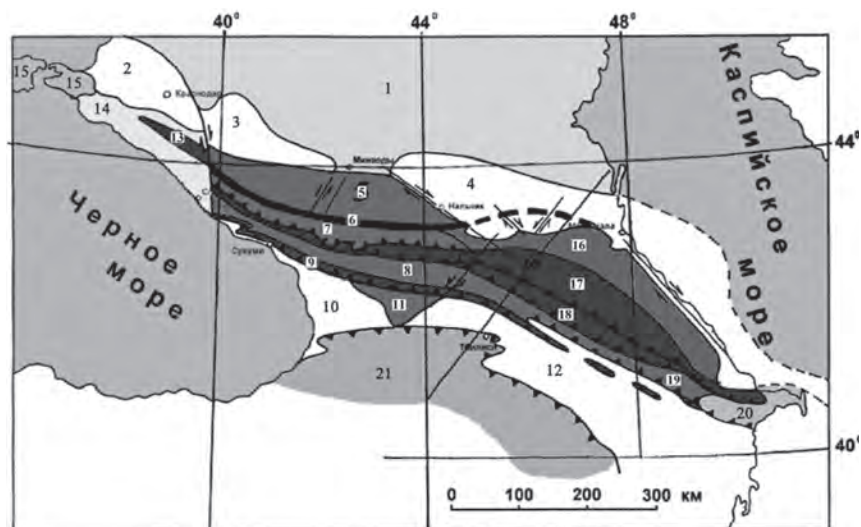


Рис. 11. Тектоническое районирование Кавказского региона (по Н.В. Кононовскому и В.С. Захарову)

1 – Скифская эпигерцинская плита. Предкавказские «передовые» тыловые прогибы: 2 – Западно-Кубанский, 3 – Восточно-Кубанский, 4 – Терско-Каспийский. Горно-складчатое сооружение Большого Кавказа. Центральный сегмент: 5 – Лабино-Малкинская зона, 6 – Пшекиш-Тырныаузский шов, 7 – Поднятие Главного хребта, 8 – Флишевая зона южного склона, 9 – Кахетинско-Лечхумская шовная зона; Закавказский срединный массив: 10 – Рионская межгорная впадина, 11 – Дзирульский выступ, 12 – Куринская межгорная впадина; Западный сегмент: 13 – Гойтхский антиклинорий, 14 – Новороссийско-Сочи́нский синклиний, 15 – Таманский прогиб; Восточный сегмент: 16 – Известняковый Дагестан, 17 – Поднятие Главного хребта, 18 – Поднятие Бокового хребта, 19 – зона южного склона, 20 – Апшероно-Кобыстанский прогиб, 21 – складчатые сооружения Малого Кавказа

тер дислоцированности допалеозойских и палеозойских образований примерно в таком же виде, как и в одновозрастных образованиях западного склона Южного Урала. Северная часть Лабино-Малкинской структуры перекрыта мезокайнозойем. Южный район представлен структурно-формационными единицами. С севера на юг это зоны: Бечасынская, Андрюкско-Тоханская и Передового хребта (рис. 13).

В составе Андрюкско-Тоханской зоны выделяются Андрюкская и Тоханская подзоны, а Передовой хребет представлен подзонами

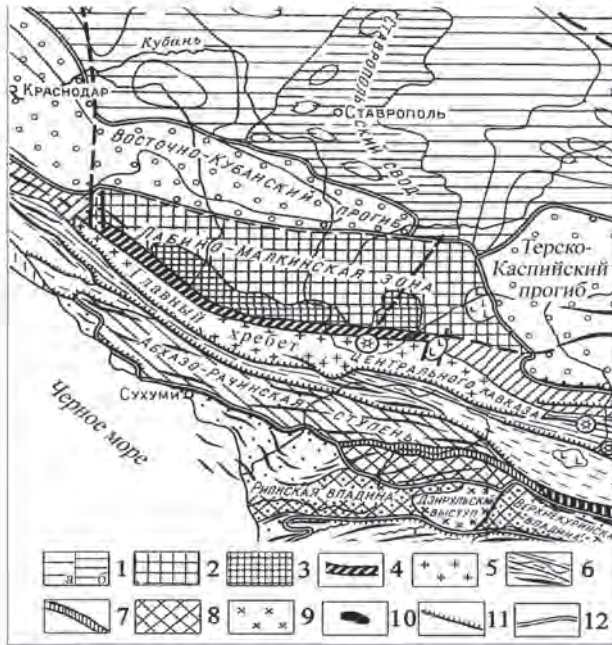


Рис. 12. Фрагмент схемы тектонического районирования Кавказа (по Е.Е. Милановскому [1996])

1 – эпигерцинская Русская платформа: а – Ставропольский свод, б – опущенные участки; 2 – Лабино-Малкинский блок с Бечасынской зоной (юра, палеозой); 3 – Передовой хребет; 4 – Тырныауз-Пнекишская шовная зона; 5 – Главный хребет Центрального Кавказа; 6 – интенсивно смятая зона Южного склона Большого Кавказа; 7 – Кахетино-Лечхумская шовная зона; 8 – выступ кристаллического фундамента Грузинского массива; 9 – Дзирульский массив; 10 – крупные гипербазитовые тела; 11 – пологие надвиги и аллохтонные пластины; 12 – границы главных тектонических зон

Картджюрской, Кенделлярской, Урупской. Каждая из названных структурно-формационных единиц выполнена своеобразными формациями, отличающимися возрастными интервалами, литологическим составом, структурным положением и внутренним строением.

В тектоническом районировании Южного Урала известен ряд крупных структурных зон, каждая из которых также представлена особыми, присущими только им формациями (рис. 14).



Рис. 13. Схема структурно-формационной зональности Северного Кавказа (по Е.В. Хайну [1984] с небольшими изменениями)



Рис. 14. Тектоническое районирование Южного Урала

I – Восточно-Европейская платформа; II – Бельская впадина Предуральского прогиба; III – Башкирский антиклинорий; IV – Зилаирский синклиний (1 – Тирлянский шарьяж, 2 – Кракинский шарьяж, 3 – Сакмарский шарьяж); V – зона Урала; VI – Магнитогорский синклиний; ГУР – Главный Уральский разлом

Характерной особенностью строения сравниваемых объектов является значительное развитие надвиговых дислокаций, создающих чешуйчато-пластинчатый стиль тектоники. Среди показанных на рис. 14 структурных элементов объектом интересов явился западный склон Южного Урала. Это Башкирский антиклинорий и Зилаирский синклинорий с офиолитовым аллохтоном Крака на севере и пакетом тектонических пластин Сакмарского аллохтона на юге, а также вся Уралтауская структура, состоящая из трех структурно-формационных зон. Западная из них выполнена сланцевой формацией палеозойского возраста, центральная и восточная – метаморфизованными породами суваякского и максютовского комплексов преимущественно докембрийского возраста.

Бечасынская зона Северного Кавказа

Зона сложена метаморфическими породами протерозоя и осадочными нижнего палеозоя. Это докембрийские сланцы хасаутской и чегемской серии. Образования первой распространены на севере, а второй – на юге. По А.А. Белову, хасаутская состоит внизу из биотит-кварцевых, биотит-альбит-кварцевых и других сланцев, в средней части – из амфиболовых и хлоритовых сланцев, туфоидов, двусланяных сланцев, конгломератов с галькой плагиогранит-порфиоров, филлитов, метаалевролитов и мраморов, а в верхней части – из серицит-хлоритовых сланцев. Мощность её 3000 м. Чегемская же выражена метаморфизованными и дислоцированными толщами кварцитовых сланцев и тонкозернистых альбитовых гнейсов, образовавшихся по аркозово-кварцевым и граувакковым песчаникам, алевролитам, туффитам, туфопесчаникам и карбонатным породам. Мощность её сопоставима с предыдущей свитой. В.А. Снежко (ВСЕГЕИ) с соавторами (В.Н. Доброродный и И.И. Греков) в отчете по теме «Совершенствование схемы стратиграфии древних кристаллических толщ Центрального Кавказа. 1-й этап – Бечасынская зона» (1993–2001 гг.) представили стратиграфическую схему бечасынского метаморфического комплекса, с выделением горизонтов: кестантинского, гижгитского, малкинского и шиджатмазского. С их помощью проведена корреляция разобщенных выходов. В составе Карачаево-Черкесского

региона определены три структурно-формационные единицы: Шаукамнысыртская, Хасаутская и Тызыло-Баксанская.

По Е.В. Хаину, для Бечасынской зоны характерен следующий разрез. Выше хасаутской серии – метаморфических сланцев докембрийского возраста, с угловым несогласием залегает мощная полуторатысячная толща аркозовых песчаников и гравелитов, возраст которой, согласно Л.Д. Чегодаеву [1977], кембрийский. С нашей точки зрения, возраст урлешской свиты ордовикский. Во всяком случае, стратиграфическое положение и литологический состав аналогичен фаунистически подтвержденным ордовикским образованиям западного склона Южного Урала. Несогласно, с конгломератом в основании

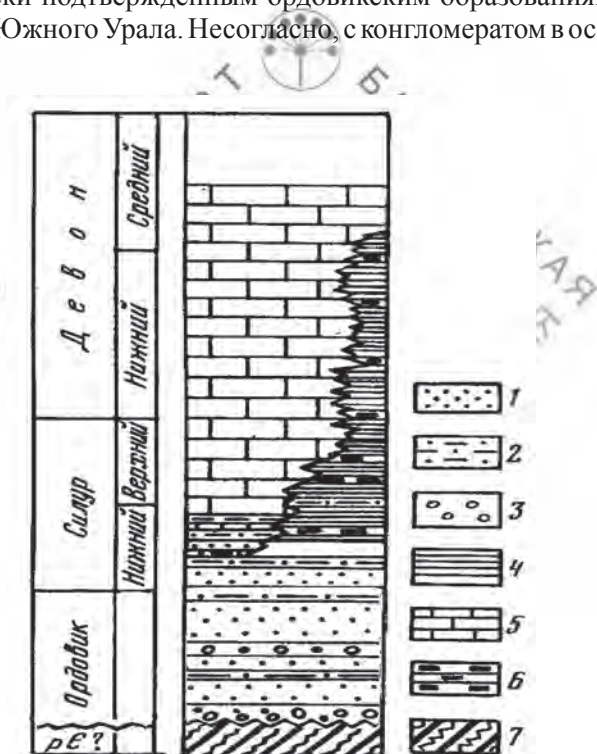


Рис. 15. Стратиграфическая колонка нижнепалеозойских отложений, несогласно перекрывающих рифейские толщи Бечасынской зоны [Хаин, 1984]

1 – аркозовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – конгломераты; 4 – глинистые и алевроитовые сланцы; 5 – известняки; 6 – кремни; 7 – метаморфические сланцы хасаутской серии

урлешская свита залегает на шиджатмазской свите хасаутской серии (рис. 15).

Сложена она плагиоклазо-кварцевыми песчаниками, по стратиграфическому положению и литологическим особенностям близким, задокументированным в скважине и описанным в коренных обнажениях по р. Малка. Выше располагается лахранская свита силура, представленная известняками с соответствующей фауной. Она обнажена не только по р. Малка, но и ее притокам Уллу-Лахран, Чегет-Лахран и Гедмыш, где контактирует с урлешской свитой. Мощность ее близка к 700 м. Силурийские филлиты обнаружены скважиной в долине р. Баксан. Многочисленные остатки граптолитов, конодонтов, фораминифер, собранные Л.Д.Чегодаевым, позволили ему расчленить силурийские отложения на лахранскую и уллулахранскую свиты, являющиеся разновозрастными, но разнофациальными аналогами. По мнению этого исследователя, лахранская свита представлена известняками, известково-глинистыми сланцами, а уллулахранская – в различной степени филлитизированными алевроитоглинистыми сланцами с прослоями кремнистых и глинисто-кремнистых разностей. Возраст их от низов лландовери до верхов лудлова включительно. Выше залегает карбонатная толща девона.

На р. Кубань впервые найдены органические остатки ранне-среднерифейского возраста, что вместе с впервые полученными прецизионными датировками метаморфитов Sm-Nd (от 771 до 1370 млн лет) и U-Pb (524 млн лет) позволило датировать возраст допалеозойских толщ бечасынского комплекса как средний и поздний рифей. Здесь имеются и водоросли *Pterospermis W. Wetsel*. Они указывают, что включающие их сланцы не древнее синия. Радиологические измерения Rb/Sr-методом мусковита из кристаллических сланцев р. Даут соответствуют 865 млн лет. Эти данные, наряду с низким уровнем регионального метаморфизма хасаутской серии, также свидетельствуют в пользу ее рифейского возраста. Состав названных серий показан и Ю.Я. Потапенко. Он разъясняет, что выделение вместо двух серий (чегемской и хасаутской) нескольких новых, например, таких как шиджатмазский горизонт, малкинская, тызылобаксанская, талыкольская, шаукольская и другие свиты, основано на «формальном соблюдении рекомендации Стратиграфического комитета (СК-92) о том, что каждый индивидуальный набор свит должен выделяться в самостоятельную серию. Такие наборы согласуются с присвоением

географических названий толщам и подсвитам в разобщенных выходах хасаутской серии» [Потапенко, 2004].

Докембрийский возраст рассматриваемых образований определялся и по несогласному перекрытию их нижнепалеозойскими породами урлешской свиты, сложенной мощной (более 1500 м) толщей аркозовых песчаников и гравелитов. На ней располагается толща филлитов и известняков позднесилурийского возраста, мощностью близкой к 1000 м.

Д.С. Кизевальтером урлешская свита относилась к силуру. По его мнению, силурийские отложения в бассейне среднего течения р. Малка делятся на две согласно залегающие свиты. Нижняя – урлешская – сложена розовыми и зеленоватыми песчаниками аркозового состава, верхняя – лахранская – состоит из аргиллитов и филлитов в нижней части и пачки известняков (более 160 м) – в верхней. Этот исследователь относил лахранскую свиту к верхам верхнего силура. Л.Д. Чегодаев контакт между карбонатной толщей лахранской свиты и породами урлешской свиты считал нормальным стратиграфическим. На контакте располагается 2–3-метровая пачка алевроглинистых сланцев с прослоями песчаников, в которой найден комплекс граптолитов, указывающий на поздневенлокский возраст. Учитывая возраст граптолитов, располагающихся в верхней части свиты, и большую видимую мощность свиты (более 1500 м), он относил урлешскую свиту к ордовикско-раннесилурийскому возрасту. Это обосновано, так как она располагается на рифейских толщах с размывом и угловым несогласием, а на ней залегает мощная толща филлитов и известняков силурийского возраста, наращивающаяся терригенно-карбонатным девонем (см. рис. 15).

В тектоническом строении Бечасынской зоны усматривали меридиональную зональность и выделяли три поперечных участка, западный из которых – Лабинское поднятие – сложен толщами среднего и нижнего палеозоя, глубоко метаморфизованными в южной части. Средний – Кубано-Зеленчукский прогиб – выполнен дислоцированными толщами среднепалеозойских метаморфизованных образований, несогласно перекрытых мощным комплексом верхнепалеозойских моласс (С2-Р). Восточный участок – Малкинское поперечное поднятие – состоит из нижнепалеозойских кристаллических сланцев. Эта структура разделена на две части Хасаутским прогибом, выполненным слабо метаморфизованным силуром. К этому

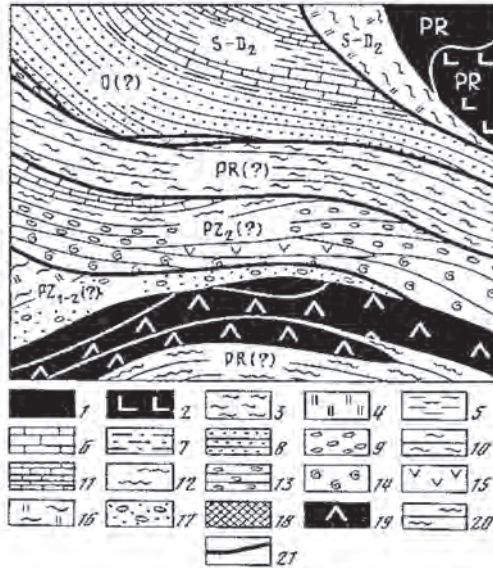


Рис. 16. Тектоническая схема Бечасынской зоны

Герцинские тектонические покровы – Лахранский: 1 – гипербазиты, 2 – габброиды (амфиболиты?), 3 – филлиты, 4 – кварциты (фтаниты); Урлешский: 5 – известковистые филлиты, 6 – известняки, 7 – алевролиты, 8 – песчаники, 9 – конгломераты, 10 – флишоидные вулканогенно-осадочные отложения; Хасаутский: 11 – известняки, 12 – черные и розовые филлиты, 13 – «туфоконгломераты», 14 – туфы (порфириоды), 15 – силлы эпидиабазов; Верхнекубанский параавтохтон (верхнекубанская «свита»): 16 – толща кварцитов и филлитов, 17 – толща песчаников с галькой плагиогранитов (байкальская моласса); Бечасынский метаморфический комплекс: 18 – гипербазиты, 19 – метабазиты, 20 – метаморфизованные туфоосадочные отложения, 21 – надвиги

прогибу приурочен довольно крупный Малкинский массив серпентинизированных гипербазитов.

Южной границей Бечасынской зоны является Северный разлом. Проблемность структурной геологии, возникающей при расшифровке внутренней структуры относимых к докембрию метаморфизованных, преимущественно лишенных органических остатков толщ Бечасынской зоны, Г.И. Баранов [1987] решает с мобилистских позиций путем выделения серии надвиговых пластин. Это Лахранский, Урлешский и Хасаутский аллохтоны, Верхнекубанский параавтохтон и Бечасынский метаморфический комплекс. Тектонические взаимо-

отношения их, литологическое и структурное наполнения отражены на рис. 16 и не требуют специального разъяснения.

Как будет показано ниже, приведенные данные о докембрийско-палеозойском разрезе Бечасынской зоны, а также анализ состава и строения разновозрастных образований западного склона Южного Урала – Башкирского антиклинория и его пограничной зоны с Зиларским синклинорием – отражают хорошую сопоставимость.

О Башкирском антиклинории Южного Урала

Является одной из крупнейших структур западного склона, прослеживающейся на 350 км от р. Уфы (г. Нижний Уфалей) на севере до широтного колена р. Белой на юге. Его максимальная ширина – 110 км – приурочена к бассейну р. Инзер. Наиболее древними образованиями, обнажающимися в междуречье Уфы и Ая, является тараташский комплекс. Он имеет архейско-раннепротерозойский возраст и сопоставляется с фундаментом Восточно-Европейской платформы. Выше с резким угловым несогласием залегают толщи рифейских пород, расчленяемых на три серии: нижнерифейскую – бурзянскую, среднерифейскую – юрматинскую и верхнерифейскую – каратаускую (рис. 17).

В составе бурзянской серии выделяются: айская, саткинская, бакальская и зигальгинская свиты, либо большеинзерская, суранская и юшинская для Ямантауского антиклинория. Юрматинская серия состоит из машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит. Каратауская серия представлена зильмердакской, катавской, инзерской и миньярской свитами.

По В.Н. Пучкову и др. [2012], возрастной рубеж для нижней границы рифейского разреза Южного Урала по цирконам соответствует 1752 ± 11 млн лет. Для нижней границы среднего рифея, на основании Rb-Sr – 1346 ± 41 млн лет и U-Pb по большому количеству зерен циркона – 1350 ± 30 млн лет. Интервалу – 600–760 млн лет отвечает выделяемый им завершающий рифей. По данным В.И. Козлова [1982], радиологический возраст пород каратауской серии колеблется от 938 млн лет (катавская свита), 853–867 млн лет (инзерская свита) до 681–791 млн лет (миньярская свита) (определения K-Ar по глаукониту). Возраст обломочного циркона из основания зильмердакской

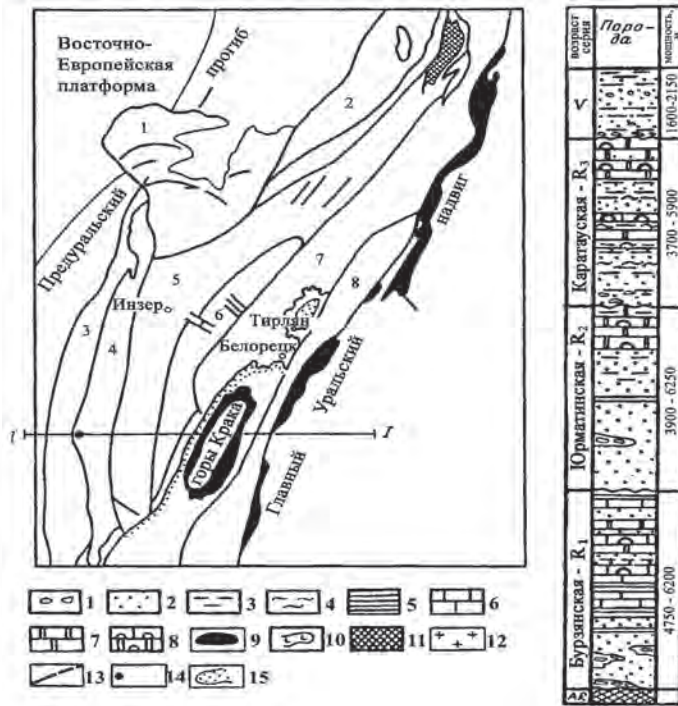


Рис. 17. Тектоническая схема и схематичная стратиграфическая колонка Башкирского антиклинория

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – сланцы; 6 – известняки; 7 – доломиты; 8 – строматолитовые горизонты; 9 – гипербазиты; 10 – габбро-диабазы; 11 – породы нижнего архея; 12 – кристаллический фундамент; 13 – надвиговые пластины (цифры на схеме): 1 – Каратау, 2 – Уфимский амфитеатр, 3 – Нугушская, 4 – Алатауская, 5 – Зильмердакская, 6 – Юрматинская, 7 – Зюраткульская, 8 – Уралтау; 14 – скв. Кулгунино; 15 – Зилаирский синклинирий

свиты равен 1070 млн лет. Это нижний возрастной предел верхнерифейской каратауской серии.

Как видим, датировки докембрийских образований Бечасынской зоны Большого Кавказа соответствуют возрастным значениям каратауской серии Башкирского антиклинория западного склона Южного Урала, вероятнее всего, катавской и инзерской свитам. Сопоставимы между собой и их литологические составы. Следует иметь в виду,



Рис. 18. Стратиграфическая колонка верхнего рифея и венда восточного крыла Башкирского мегаантиклинория (Тирляно-Криволюкский район)

1–3 – сланцы; 1 – мусковит-хлорит-кварцевые, 2 – мусковит-кварцевые, 3 – графит-кварцевые; 4 – туффиты; 5 – риодациты и дацитовые порфиры и их туфы; 6 – вулканиты основного состава

что в соответствии с Петрографическим кодексом (ПК-95) на Кавказе утратившие первичный петрологический состав породы относятся к метаморфическим. Потому все стратифицированные подразделения догерцинского возраста здесь переведены в метаморфические комплексы, которые являются основной картируемой единицей. На Урале же составы пород докембрия Башкирского антиклинория приводились в таком виде (рис. 18).

Зильмердакская свита сложена аркозовыми и кварцитовидными песчаниками с линзами конгломератов, кварцево-серицито-глинистыми сланцами, аркозовыми и кварцитовидными песчаниками и кварцево-альбито-слюдистыми сланцами. Катавская представлена

пестроцветными, преимущественно тонкослоистыми известняками и мергелями. Инзерская – состоит из зеленоватых, розоватых и малиновых алевролитов, песчаников и серицито-глинистых сланцев. Иногда сланцы богаты хлоритом и хлоритизированным биотитом. Миньярская сложена преимущественно тонкослоистыми доломитами и известняками, иногда массивными (рис. 18). Породы, особенно тонкослоистые инзерской свиты, обладают повышенной сланцеватостью, дислоцированностью и плейчатостью.

Палеозойский разрез Бечасынской зоны (см. рис. 15) хорошо согласуется со стратиграфической колонкой, граничащего с Башкирским антиклинорием Зилаирского синклиория (рис. 19). Особенно нагляден контакт докембрия и палеозоя на приведенных выше рисунках, отражающий резкое угловое, азимутальное несогласие и глубокий размыв между разновозрастными и разнородными образованиями обоих сравниваемых объектов. Мы видим, что на различных по возрасту толщах рифея и венда, слагающих восточную часть Башкирского антиклинория (либо западный склон Зилаирского синклиория), несогласно залегают отложения ордовика нижнего палеозоя. Таким же образом, выражен контакт метаморфизованных пород верхнего рифея и урлешской свиты ордовика Бечасынской зоны.

Как видим, вполне удовлетворительная аналогия наблюдается в стратиграфических разрезах как палеозоя Бечасынской зоны Северного Кавказа, так и Зилаирского синклиория Южного Урала. Такая же общность свойственна и стилю тектоники, особенностям пластинчато-надвиговой структурной геологии, индивидуальности разрывно-пликативной дислоцированности отдельных аллохтонных единиц.

Можно констатировать и аналогию структуры Бечасынской зоны Кавказа со строением Башкирского антиклинория Южного Урала, характеризующейся пластинчато-надвиговым строением. Бурением глубоких скважин установлено, что структура Башкирского антиклинория надвинута с востока на Предуральский краевой прогиб и состоит из ряда крупных тектонических пластин, каждая из которых перемещена с востока на запад [Камалетдинов и др., 1988]. Сложное пластинчато-надвиговое строение его отражено на рис. 20. Здесь выделяются пластины докембрия: Нугушская (3), Алатауская (4), Зильмердакская (5), Юрматинская (6), Зюраткульская (7).

Такое строение антиклинория подтверждено геофизикой, в частности проектом Урсейс, являющимся частью международной науч-

Группа	Подгруппа	Система	Отдел	Серия	Ярус	Свита	Слой	Литоология	Мощность, м	Описание пород
Палеозойская	Девонская		Средний		Живетский				135	Известняки строматопоровые с <i>Stringocephalus burtini</i>
									5	Песчаники кварцевые
									286	Известняки глинистые, с прослоями известково-глинистых сланцев с <i>Styliolina</i> sp. и <i>Tentaculites</i> sp.
									56	Известняки с <i>Conchidiella bashkirica</i>
									18	Известняки с <i>Athyris pelaruyensis</i> и <i>Emanuelia subumbona</i>
									396	Известняки глинистые с гигантскими остракодами <i>Leperditia barbotana</i> и <i>Leperditia moelleri</i>
									24	Аргиллиты, апевролиты и песчаники с <i>Hostimella</i> sp.
									300	Известняки рифогенные
									200	Доломиты и доломитизированные известняки с <i>Paleofavosites</i> sp. nov., <i>Leperditia elongata</i>
									350	Глинистые сланцы с прослоями и линзами известняков, в верхней части <i>Conchidium</i> sp. (ex gr. <i>triangulum</i>), <i>Schellwienella praeumbracula</i> , <i>Lissatrypa</i> ex gr. <i>camelina</i>
Про-палеозойская	Венд							80	Доломиты и углисто-глинистые сланцы с граптолитами	
								15	Песчаники кварцевые, конгломераты, доломиты	
								50	Переслаивание глинистых сланцев с песчаниками кварцевыми	

Рис. 19. Стратиграфическая колонка Зилаирского синклиория

ной программы EUROPROBE (статьи В.Н. Пучкова, А.Н. Светлаковой, В.И. Разуваева, В.Б. Соколова и др.).

Общими для геологии палеозоя Бечасынской зоны Северного Кавказа и районов Башкирского антиклинория и Зилаирского синклиория Южного Урала являются следующие характерные черты:

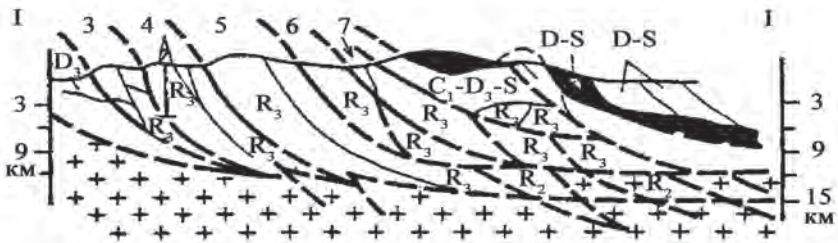


Рис. 20. Схематический структурный профиль Башкирского антиклинория
Условные обозначения см. рис. 17

- миогеосинклинальный тип разреза толщ как докембрия, так и палеозоя;
- невысокая степень метаморфизма;
- структурное совмещение разнофациальных типов сибура, образовавшихся в различной палеотектонической обстановке и отличающихся интенсивностью смятия с присутствием изоклинальной складчатости;
- тектоническая зональность меридиональной направленности;
- пластинчато-надвиговый стиль тектоники;
- множество горизонтальных срывов и надвигов.

Это одно из главных свидетельств общности геодинамических условий их происхождения и развития.

К сравнительному анализу строения и структурного положения офиолитов Бечасынской зоны Кавказа и Кракинского аллохтона Южного Урала

Северный Кавказ

Помимо метаморфических и осадочных пород в Бечасынской зоне развитием пользуются интрузивные образования. В значительном количестве присутствуют тела ультраосновного состава. Это домезозойские гипербазиты и серпентиниты. Выходы их тяготеют к двум системам региональных разломов северо-западной и субширотной ориентации.

Гипербазиты и габброиды, весьма распространенные на планете породы, долгое время большинство исследователей относили к интрузивным образованиям, внедрившихся в осадочную толщу в расплавленном состоянии. Но у сомневающихся в таком их генезисе возникал правомерный вопрос, почему ультраосновная магма интрузирует так избирательно, преимущественно в спилиты и радиоляриты, с которыми производные ее продукты совместно размещаются.

В 1906 г. Г. Штейнман, сравнивая состав горных комплексов разновозрастных складчатых областей, расположенных на разных континентах (альпийской зоны Европы, каледонид Англии, складчатых областей Северной Америки), впервые заострил внимание на удивительное постоянство нахождения ультраосновных и основных пород с глубоководными кремнистыми осадками. Основываясь на этом, он выделил особую офиолитовую ассоциацию, в состав которой включил серпентиниты, спилиты и радиоляриты. Этот комплекс пород стал известен как «тройственный союз» Штейнмана и считаться формацией. Однако и здесь возникало сомнение, можно ли объединять в единую формацию совершенно разнородные породы интрузивного, эффузивного и осадочного происхождения. Поэтому замечательное открытие Штейнмана не было понятым, вызывало несогласие и даже категорическое отрицание.

Следует заметить, что в те времена понятие «формация» было равнозначно совместному местонахождению включенных в нее пород. Если бы этот термин рассматривался в современной трактовке, как комплекс пород, образовавшихся в единых тектонических (геодинамических) условиях, вряд ли бы появилась настойчивая рекомендация не использовать его вовсе, а факты такого постоянного «соседства» объяснять случайностью.

Решение «гипербазитового парадокса» произошло лишь в конце 60-х годов прошлого столетия. С одной стороны, глубоководным бурением было выявлено, что ультраосновные породы занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе океанической коры, образуя совместно с габброидами и метабазами ее фундамент, подстилающий вулканогенно-осадочные серии чехла. Разрез океанической коры оказался по существу тождественным офиолитовым комплексам геологически активных зон континентов, что позволило прийти к выводу о том, что офиолиты на современных континентах представляют собой останцы океанической коры геологического

прошлого [Пейве, 1969; и др.]. С другой стороны, в отечественной геологии укоренилось учение Н.П. Хераскова, Н.С. Шатского, А.В. Пейве, Н.Б. Вассоевича и др. о формациях, как комплексе пород, возникающих в единых условиях определенного тектонического режима.

Офиолитовая формация распространена во многих складчатых областях мира. Ее особое положение в разрезе земной коры континентов, тектонические и временные взаимоотношения с окружающей вещественной геологической средой, инициальность появления по отношению к другим магматическим комплексам, неоднократность возникновения использовались многими исследователями, занимавшимися проблемами формирования земной коры. Гипербазитовая тематика явилась основополагающей и при создании шарьяжно-надвиговой модели эволюции складчатых областей [Камалетдинов, Казанцева, Казанцев, 1978; Казанцева, 1981, 2000; Казанцева, Казанцев, 2010]. Раздел направлен на выявление формационных и структурных связей Южного Урала и Северного Кавказа, возможной сопоставимости особенностей строения и развития офиолитовых комплексов, известных на названных территориях, характере предполагаемой общности их геодинамической эволюции. Поставленные вопросы будут освещены на примере северокавказского Малкинского гипербазитового массива и южноуральских офиолитов гор Крака.

По данным Г.А. Михеева и Ю.Я. Потапенко [1973], на поверхность Кавказа выходит либо вскрыто бурением более 50 массивов гипербазитов. Комплексы этих пород домезозойского возраста сосредоточены и в пределах Бечасынской зоны (рис. 21).

Ранее структурное положение, строение и взаимоотношения ультраосновных магматитов этого региона с вмещающими породами, залегающих среди докембрийских и палеозойских толщ, их возрастные характеристики изучались многими исследователями, считавшими их производными ультраосновной магмы. Однако в семидесятых годах прошлого столетия появились убеждения в том, что все известные на этой территории гипербазиты, габброиды и основные эффузивы представляют собой офиолитовую ассоциацию, породы которой в настоящее время слагают тектонические покровы, располагающиеся в синформных структурах. Большинство кавказских геологов, придерживающихся мобилистского направления, признает их останцами океанической коры допалеозойского либо палеозойского возраста. В этом плане они детально изучены В.Е. Хаи-

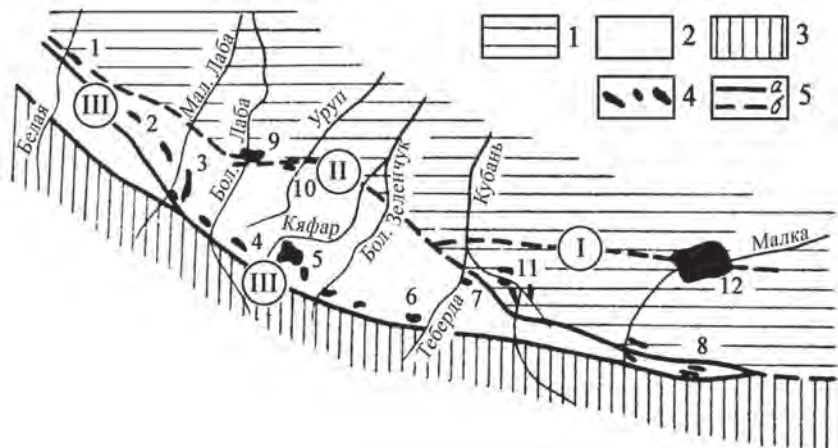


Рис. 21. Схема размещения гипербазитовых массивов Северного Кавказа (по Г.А. Михееву и Ю.Я. Потапенко [1973])

Тектонические зоны: 1 – Бечасынская, 2 – Передового хребта, 3 – Главного хребта; 4 – крупные массивы серпентинитов: Даховский (1), Тхачский (2), Маркопиджский (3), Загеданский (4), Кяфарские (5), Тебердинские (6 и 7), Тырныаузские (8), Веденский (9), Урупский (10), Кубанские и Худесские (11), Малкинские (12); 5 – разломы, прослеженные (а) и предполагаемые по геофизическим данным (б): Срединный (I), Северный (II), Пшекиш-Тырныаузский (III)

ным и Е.В. Хаиным, А.А. Беловым, Г.И. Барановым, И.И. Грековым, А.Я. Дубинским, Г.Л. Донченко, В.Л. Омельченко, В.Ф. Сидоренко, М.Л. Соминым, С.М. Кропачевым, Я.Д. Чегодаевым и мн. др., материалы которых мы использовали в предлагаемом разделе.

Среди гипербазитовых комплексов Бечасынской зоны наиболее крупными являются массивы Беденский на западе и Малкинские на востоке.

Беденский массив находится в бассейне рек Большая Лаба и Бескес (цифра 9 на рис. 21), где частично перекрывается мезокайнозойскими отложениями. Разбурен несколькими скважинами, показавшими, что мощность его находится в пределах 100–150 м. Значительно серпентинизирован. В составе серпентинитов этого массива различают антигоритовые, хризолитовые и переходные между ними разновидности. Первоначальная природа серпентинитов, по данным

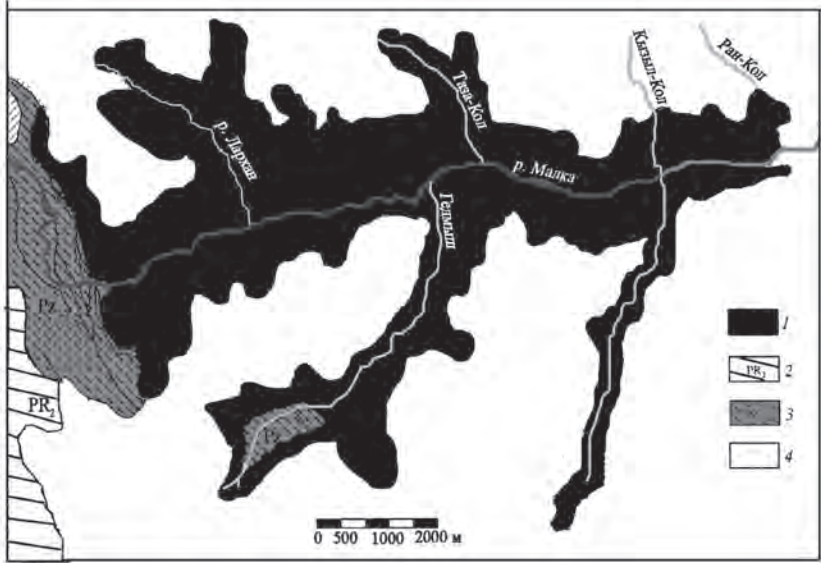


Рис. 22. Положение Малкинского гипербазитового массива среди мезокайнозойских, палеозойских и докембрийских отложений

1 – гипербазиты Малкинского массива; 2 – образования протерозойского возраста; 3 – породы нижнего палеозоя; 4 – мезокайнозойские отложения

Н.Д. Соболева, перидотитовая. На контакте с вмещающими породами наблюдается хорошо выраженный катаклиз пород.

Малкинский массив выходит на поверхность в основном по долинам рек (рис. 22), особенно р. Малка и ее притоков. Это крупнейшее на Северном Кавказе гипербазитовое тело, площадь доюрского эрозионного среза которого составляет не менее 350 км². Большая часть его, особенно северо-восточная площадь, перекрыта мезокайнозойскими отложениями. Здесь массив закартирован геофизическими методами и вскрыт бурением (рис. 23).

Основная часть массива сложена ультраосновными породами. Степень серпентинизации их весьма высокая. По реликтовым первичным минералам установлено, что родоначальными породами были преимущественно гарцбургиты. Вторичные минералы серпентинитов – антигорит и бастит развиваются за счет оливина и ромбического пироксена. Дуниты и лерцолиты занимают более скромные по

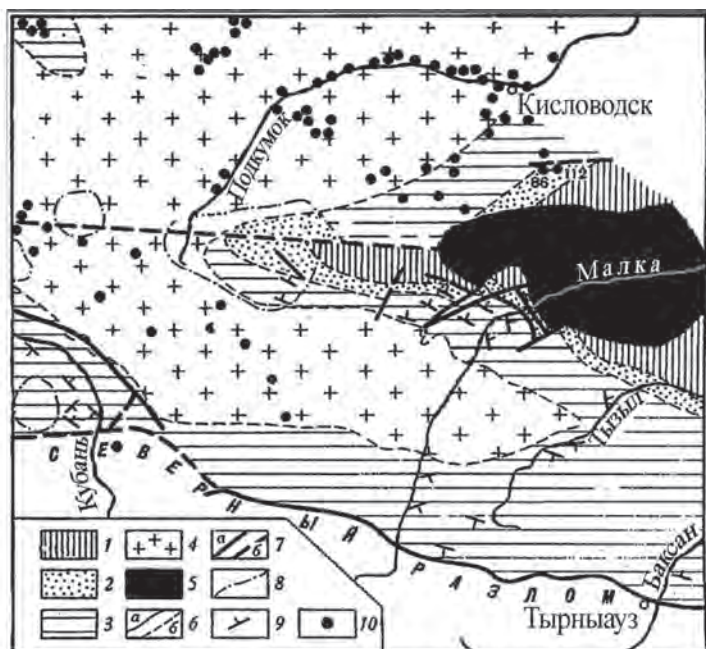


Рис. 23. Схема геологического строения района Малкинского гипербазитового массива с учетом данных бурения (по Ю.Я. Потапенко и В.И. Огородниковой [1971])

1 – лахранская и уллу-лахранская свиты силура; 2 – урлешская свита ордовика; 3 – хасаутская и чегемская серии протерозоя; 4 – граниты; 5 – серпентиниты; 6 – границы стратиграфические: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 8 – контуры площадей юрского магматизма; 9 – элементы залегания пород; 10 – скважины

размерам участка. Площадь выхода тел дунитов достигают 1000 м². В долине р. Малка в серпентинитах встречаются гибридные породы, представленные хлорито-карбонатными и сосюритизированными габбро. Отмечаются участки габброноритового состава.

Форма Малкинского массива изображена на рис 23. Офиолиты залегают в ядре синклинальной структуры, северное и южное крылья которой, а также район западной центриклинали сложены образованиями верхнего протерозоя, ордовика и силура.

Между серпентинитами Малкинского массива и урлешской свитой песчаников присутствуют выходы силура в тектонических блоках.

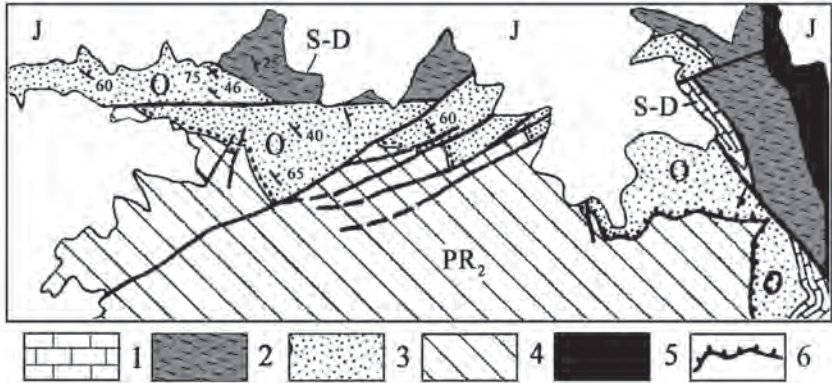


Рис. 24. Особенности строения и характер контакта западной пограничной зоны Малкинского гипербазитового массива с вмещающими породами в долинах рек Хасаута и Малки (по Ю.Я. Потапенко)

1 – известняки силура и нижнего девона; 2 – сланцы силура; 3 – терригенные породы урлешской свиты ордовика; 4 – образования докембрия; 5 – гипербазиты; 6 – надвиг

Это типичная глыбовая зона, обнаженная у западной и юго-западной границ массива. Особенно наглядно такая зона, изображённая Ю.Я. Потапенко [2004] по р. Малка, ручьям Уллу-Лахран и Чегет-Лахран. Она представлена ордовикскими терригенными породами, осложненными многочисленными разрывами сплошности пород, тектонически контактирующими как с подстилающими докембрийскими толщами, так и с палеозойскими глыбами, в составе которых присутствуют разнородные силурийские породы из свежих известняков и сланцев в различной степени метаморфизованных. На контакте сланцевого силура и терригенных пород ордовика наблюдаются известняки силурийского и девонского возраста (рис. 24).

По геофизическим данным этот массив представляет собой бескорневое тело мощностью 100–200 м. По сведениям Б.Г. Вобликова и др. [2008], подошва его вскрыта скважинами на глубине 180 м. Контактная зона с подстилающими образованиями – почти горизонтальная. В зоне контакта гипербазитов с вмещающими породами следы горячего воздействия на окружающие породы отсутствуют, но присутствуют зоны милонитов (рис. 25).

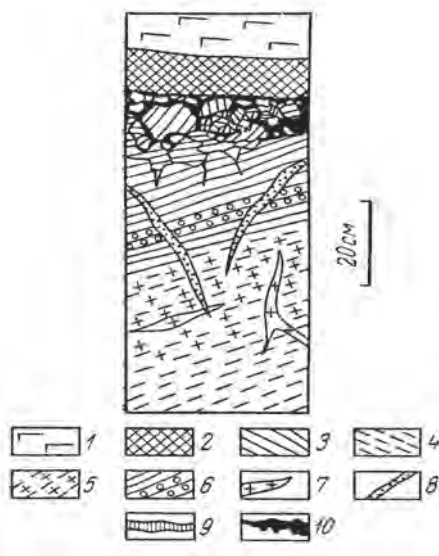


Рис. 25. Стрoение экзоконтакта в подошве Малкинского массива серпентинитов в выемке дороги, где ранее был описан магматический контакт (по Г.А. Михееву и Ю.Я. Потапенко)

1 – сланцеватые серпентиниты; 2 – милонит по серпентиниту; 3 – хлоритизированный филлит; 4 – регионально метаморфизонный филлит; 5 – альбитизированный филлит; 6 – пятнистый сланец; прожилки (показаны вне масштаба); 7 – альбитовые, 8 – хлоритовые, 9 – карбонатные; 10 – графит

С.Г. Парада и др. [2011] на площади Малкинского массива выделяют *два типа ландшафтов*: субальпийских лугов и лесных массивов. Первый тип, занимающий большую часть территории, представлен сравнительно мягкими, довольно пологими формами водораздельных пространств с абсолютными отметками 1800–2300 м. Для него характерна горно-луговая субальпийская злаково-разнотравная растительность.

Ландшафты второго типа характеризуются резко расчлененными участками склонов многочисленных балок, с абсолютными отметками 1200–1800 м, покрытых преимущественно лиственными лесами.

При определении *возрастных интервалов* тектонического становления офиолитовых комплексов важными являются, с одной

стороны, общегеологические данные и с другой – факты, связанные с возрастом формаций меланжа и олистостром, распространённых в соседней к югу Андрюкско-Тоханской зоне. Общегеологические факты таковы. Д.П. Сердюченко в 1935 г., на основании изучения контактовых взаимоотношений серпентинитов с гранитами Беденского и Бескесского массивов, пришёл к выводу, что серпентиниты этих массивов имеют докембрийский возраст, подчеркивая постепенный переход вмещающих серпентиниты пород от более древних на западе к молодым на востоке. По И.Г. Кузнецову, ультрабазиты Малкинского массива, скорее всего среднепалеозойские. А.Г. Герасимов в 30–40-е годы прошлого столетия определил его возраст как нижнепалеозойский, а Н.Д. Соболев в 1952 г. выделял на Северном Кавказе три возрастные группы ультрабазитов: докембрийскую, среднепалеозойскую и мезозойскую. В Бечасынской зоне, как уже отмечалось выше, между серпентинитами Малкинского массива и докембрийскими толщами хасаутской и чегемской серий присутствуют выходы ордовика, силура и девона в виде тектонических блоков (глыб). Здесь же, на левом склоне долины ручья Чегет-Лахран А.П. Герасимовым еще в 1918 г. была обнаружена глыба среднекембрийских известняков с трилобитами, аналогичная одновозрастным рифогенным известнякам Сакмарского аллохтона на юге Зилаирского синклиория Южного Урала. Потому и в соответствии с выводами Т.Т. Казанцевой [2014] наиболее древним этапом шарьирования на Северном Кавказе, вероятно, следует признать ранний кембрий.

Наиболее достоверными являются сведения об имеющихся данных абсолютной геохронологии. Их мало. Но имеется датировка порядка 450 млн лет по флогопиту из контактовой зоны гранодиоритов и ультрабазитов.

Ю.Я. Потапенко [1980] отмечает, что серпентиниты Северного разлома ассоциируют с мелкозернистым габбро, а местами содержат крупные глыбы (1, 12, 40 и более метров по длинной оси) известняков раннекаменноугольного облика, напоминая серпентинитовый меланж. Следовательно, меланже- и олистостромообразование на Кавказе было неоднократным и соответствовало периодам от кембрия до турнейского яруса карбона включительно. Этот же временной интервал характерен для накопления глыбовых толщ (меланжа и олистостром) на Южном Урале.

Таким образом, структурное положение Малкинского массива совместно со сланцами силура и известняками девона является аллохтонным. Его относят к раннепалеозойскому офиолитовому комплексу Бечасынской структурной зоны Северного Кавказа и считают тектонически перемещенным реликтом раннепалеозойской (или допалеозойской) океанической коры, то есть тектоническим покровом, некогда занимавшим более значительные территории.

Южный Урал

На западном склоне Южного Урала гипербазиты, сопутствующие им габброиды и кремнистые породы обнажаются в нескольких местах. Наиболее известными являются офиолиты Кракинских гор, занимающие значительные по размерам площади. Севернее известны выходы Тирлянских ультрабазитов, а южнее – гипербазитовые массивы Сакмарского аллохтона (см. рис. 14).

Особенности строения офиолитовых комплексов данного региона покажем на примере хорошо изученной геологии Кракинских гор, занимающих ядерную часть северной центриклинали Зилаирского синклинория. Этот прогиб является структурой, наложенной на рифейский складчатый комплекс западного склона Южного Урала. Строение его наглядно на геологических картах по неуклонному воздыманию осадочных толщ нижнего и среднего палеозоя в северном направлении, а все стратиграфические горизонты погружаются к оси прогиба, закономерно сменяясь все более молодыми осадками. Здесь нижний и средний палеозой представлен карбонатными и терригенными породами, характеризующимися выдержанной мощностью и фациальной устойчивостью на большой территории. Происходит лишь постепенное возрастание к востоку мощности слоев, а также появление нижнедевонских рифогенных известняков в бассейне р. Белой. Исключение составляют отложения зилаирской серии, которые являются флишем.

В течение нескольких лет мы изучали геологию данной структуры. Провели крупно-масштабное картирование узловых участков и контактовых зон, иногда в масштабе 1:2000, с привлечением большого объема горных выработок. Послойно описали многие разрезы палеозойских отложений. Наиболее полные из них по западному

крылу – реки Кайнуй и Узян, д. Кага, у северного замыкания – хутор Новобельский, на восточном крыле – д. Шигаево и др. Были собраны, определены и проанализированы представительные коллекции различных групп фауны. С детальным описанием можно ознакомиться в работах [Казанцева, Камалетдинов, 1969; Казанцева, 1970; Казанцева, Камалетдинов, Гафаров, 1971; Камалетдинов, Казанцева, 1983], а также в фондовых отчетах Т.Т. Казанцевой 1967–1971 гг. В результате выявлены главные геологические особенности состава и строения региона, которые приведем ниже.

Стратиграфические особенности: резко трансгрессивное и несогласное налегание средне-верхнеордовикских пластов платформенного типа на различные по возрасту толщи рифея и венда; региональное развитие субплатформенных осадков силура, в том числе представленных глинистыми сланцами с тонкими прослоями известняков, содержащих брахиоподы венлокского яруса; присутствие мощных выходов рифогенных известняков нижнего девона, развитых не повсеместно; наличие во всех остальных разрезах в основании девона маломощной терригенной пачки ваяншинских слоев; обнаружение многочисленных остракод *Leperditia* в темных известняках вязовского горизонта; рифогенный облик светлоокрашенных известняков бийского горизонта; появление в афонинском горизонте тонкослоистых глинистых известняков с тентакулитами и стилиолинами; рифогенный облик чеславских известняков с крупными кораллами и брахиоподами *Stringocephalus burtini* Defr.; присутствие барминских брахиоподовых ракушняков в верхней части франского яруса; согласное налегание флиша зилаирской свиты на верхнефранскую карбонатную толщу; однотипный литологический состав разновозрастных отложений; равнозначные мощности слоев одного возраста.

Структурные особенности. Моноклинальное залегание палеозойских осадочных отложений от ордовика до фамена включительно. Закономерное погружение слоев внутрь структуры. При этом пологие углы наклона в пределах центриклинали сменяются более крутыми на западном крыле и еще более крутыми – на восточном. Наблюдались единичные конседиментационные складки, приуроченные к отложениям бийских слоев.

Сказанное свидетельствует о том, что северная часть Зилаирского синклиория представляла собой в палеозое формационную зону, сложенную субплатформенными осадками.

Предпринятый нами формационный анализ показал, что слагающие регион геовещественные комплексы ниже- и среднепалеозойского возраста представлены тремя типами разрезов. Это не только преимущественно мелководные осадки ордовика, силура и девона субплатформенного типа, слагающие крылья и центриклиналь Зилаирского синклинория, особенности состава и строения которых показаны выше. Среди поля их распространения известно крупное изолированное тело, состоящее из осадочно-вулканогенных пород такого же возраста, но резко отличающегося по литологическому составу и мощностям. Для них характерны глубоководные терригенно-кремнисто-глинистые породы окраинно-континентального (в прежней терминологии миогеосинклинального) типа, слагающие глыбовую зону с разноразмерными блоками и обломками в олистостромо-меланжевой матрице. Контакты тех и других тектонические. Генетически чуждые им вулканогенно-осадочные образования, выполняющие центральную часть структуры и подстилающие Кракинские гипербазитовые массивы, также представлены глыбовой зоной с тектоническими блоками пород ордовика и силура, в составе которых присутствуют вулканические породы, глинистые и кремнистые сланцы, массивные кремни, кварцевые песчаники, рифогенные известняки. Возраст пород в блоках и глыбах преимущественно средний – верхний ордовик, силур и средний девон. Особо впечатляют лландоверийско-венлокские и лудловские образования. К первым отнесены кремнистые и глинистые сланцы, эффузивы основного состава, их туфы и туфобрекчии. В кремнистых сланцах собраны граптолиты лландоверийского яруса. Лудловские отложения представлены кремнями, полимиктовыми песчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами с граптолитами лудловского яруса. Это третий тип разрезов палеозойских отложений, свойственный зоне активного тектонического взаимодействия земной коры океана и сопредельного ему континента (эвгеосинклинальный тип разреза в прежней терминологии). Все три типа разрезов, несомненно, формировались в разных тектонических условиях. Сближение и стык их мы наблюдали во многих местах.

В районе гор Крака *глыбовые образования* обнажаются на значительных площадях между гипербазитовыми массивами, а также вдоль их краев (рис. 26).

Мощность их изменчива и колеблется от единиц до первых сотен метров. Они представляют собой меланж и олистостром. В контакте



Рис. 26. Глыбовая зона у д. Магадеево

с гипербазитованными массивами размещается меланж, который местами полностью выклинивается, а на его участках серпентиниты налегают непосредственно на осадочные образования ритмитов зилаирского флиша и олистостром верхнего девона – нижнетурнейского подъяруса нижнего карбона.

В обломках преобладают брекчированные кремни черного цвета; кремнистые сланцы с сохранившимися реликтами складок; кварцевые грубозернистые песчаники с пленочным глинисто-хлоритовым цементом; кремнистая мелкообломочная брекчия; слюдястые туфопесчаники мелко- и грубозернистые. Возраст пород обломочного материала от докембрия до девона. Наблюдаются также известняки светло-серые и серые, кристаллические, содержащие среднедевонскую фауну. Цементом служат значительно деформированные сланцеватые глинистые породы с серицитом и хлоритом, постепенно переходящие в зилаирские граувакки (рис. 27).

Отметим, что из-за интенсивной тектонической раздробленности не всегда удастся провести четкие границы между меланжем и олистостромом. Генезис тех и других непосредственно связан с активной сейсмичностью, благодаря которой горный рельеф, созданный движущимися массами, энергично разрушается с формированием мощных грубо-обломочных толщ. Они характеризуются высокой степенью дислоцированности, что связано с образованием их в гео-

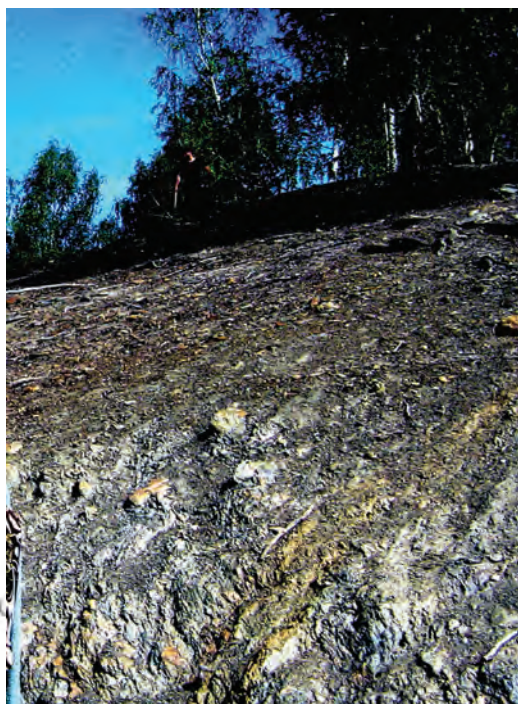


Рис. 27. Милонитизированный, сланцеватый, цементирующий глыбы матрикс на окраине д. Магадеево

динамических условиях больших значений тектонических тангенциальных напряжений сжатия. Впоследствии эти толщи оказываются под надвинутыми на них гипербазитовыми массивами, слагая их постель.

Таким образом, горы Крака имеют трехпластинчатое строение. Нижняя пластина представлена глыбовой зоной (меланж и олистостром). На ней располагается основная гипербазитовая пластина. Она сложена преимущественно гарцбургитами, реже лерцолитами и дунитами. Значительным распространением пользуется полосчатый комплекс, состоящий из чередующихся между собой полос гарцбургитов и дунитов. Выше гипербазитовой пластины описаны обрывки пород океанической коры. Эрозионная деятельность в гипербазитах создала достаточно расчлененный горный рельеф

с превышением высот относительно подошвы массивов до 450–500 м. В местах наиболее глубокого эрозионного вреза обнажаются серпентинитовый меланж и осадочные породы подошвы шарьяжа. Контактующие породы обнаруживают следы сильных динамических воздействий, выражающихся в рассланцевании, образовании зеркал скольжения, зон дробления, структур будинажа и милонитизации. Контакты между пластинами неизменно тектонические, как и с субплатформенными осадками, слагающими крылья и центриклиналь Зилаирского синклинория.

Активные магматические контакты гипербазитов с вмещающими их породами, как правило, отсутствуют. В настоящее время это уже не вызывает сомнений.

На возраст гипербазитов Крака существует несколько точек зрения. Как полагают многие исследователи, он многократен. В последнее время преобладает точка зрения о первично докембрийском времени их образования. По определению методом сравнительной дисперсии Е.А. Кузнецова из образцов Т.Т. Казанцевой возраст лерцолитов Крака соответствует нижнему палеозою, и потому нами он принимается как досилурийский, что согласуется с мнением Д.Г. Ожиганова, к которому он пришел еще в 1941 г. Такую же точку зрения ранее отстаивала С.В. Москалева в 1959 г.

Интересные данные о полихронном возрасте гипербазитов Крака (палеозойском и докембрийском – от 550 до 2000 млн лет) на основании изучения цирконов содержатся в монографии В.Н. Пучкова [2010].

Сведения о периодизации становления гипербазитов, отраженной в возрастных интервалах метаморфизма пород, содержатся в работах Е.В. Пушкарева, П.А. Серова, А.П. Бирюзовой, А.А. Краснобаева, А.И. Русина и И.А. Русина, Г.Н. Савельевой. В одной из названных работ проявления высокоградиентного динамометаморфизма в подошве офиолитовых аллохтонов Сакмарской зоны Южного Урала связываются с возрастом шарьяжей, то есть определяется время их образования по метаморфическим породам подошвенной части аллохтона. По их данным, изотопное Sm-Nd-датирование показало раннедевонский возраст гранатовых амфиболитов в подошве Хабарнинского массива (415 ± 8 млн лет). Учитывая эти и другие имеющиеся данные об аналогичном возрасте, авторы настаивают на раннедевонском возрасте динамометаморфизма, связанного с обдук-

цией офиолитовых аллохтонов и считают, что эндогенная активность в офиолитовых комплексах продолжалась вплоть до среднего девона (380–370 млн лет).

В статье А.А. Краснобаева с соавторами [2009] приводятся результаты изучения геохронологической эволюции лерцолитов массива Узянский Крака с использованием датировок единичных кристаллов цирконов. При полигенности цирконов длительность основного этапа их образования определяется датировками 587 ± 4 млн лет, NPR3 (основной этап). Последующие преобразования этих цирконов и появления новых генераций приурочены к этапам с границами 537 ± 5 млн лет, 515 ± 2 млн лет, 430 ± 5 млн лет, 403 ± 8 млн лет, то есть от докембрия до нижнего девона включительно. При этом реликтовые мезопротерозойские цирконы оцениваются возрастом 1132 ± 6 млн лет MPR3.

Геоморфологические особенности Кракинских гор.

Недалеко от д. Кага по дороге Стерлитамак – Белорецк, с правого берега р. Белой открывается величественная панорама Кракинского горного массива, поросшего на склонах густым, чаще хвойным лесом. Гряда гор тянется отсюда далеко на север (рис. 28).

Кракинские горы представлены четырьмя соединяющимися между собой гипербазитовыми массивами размерами от 23 до 2 км в поперечнике. Это Северный, Средний, Южный и Узянский Крака, образующие горные вершины с абсолютными высотами до 1038 м.

Рельеф офиолитовых массивов, к которым относятся и горы Крака, всегда отличается от иных структур. Здесь нет строгой



Рис. 28. Кракинские горы

упорядоченности и однообразной прямолинейности горных хребтов, свойственных, например, толщам известняков и кварцитов, нет дремучей непроходимой тайги. Благодаря сыпучести серпентинитов лес растет не сплошным покровом, а перемежается с полянами, среди которых торчат скальные обнажения, поражающие причудливыми формами. Окружающие гипербазитовые тела вулканогенно-осадочными образованиями ордовика, силура и девона представляют собой хаотическое нагромождение крупных глыб пород, создающие своеобразные ландшафты, состоящие из беспорядочно разбросанных вершин и холмов, чаще со сглаженными очертаниями. Они окрашены в разнообразные цвета: бурый, синий, черный, лиловый и др., что согласуется с описаниями серпентинитовых меланжей в горах Центральной Анатолии, произведенными И. Бейли и У. Маккэлиен в 1952–1954 гг.

Согласно комплексу *геофизических исследований*, гипербазитовые массивы Крака и зоны меланжа залегают в виде бескорневых блоков на мощной толще осадочных пород, имеющих в основании архейско-нижнепротерозойский гранитогнейсовый фундамент.

По расчетам П.М. Галавтина, Узьанский гипербазитовый массив имеет незначительную мощность и не фиксируется в гравитационных полях. По Р.А. Гафарову и другим авторам, гравиметрические и аэромагнитные наблюдения позволяют предполагать, что мощность массивов гипербазитов составляет для Южного Крака 0,8–1,2 км, для Северного – около 1 км, для Среднего – 2–3 км. Судя по гравиметрическим и магматическим картам, распространение ультраосновных пород в плане ограничено их выходами на дневную поверхность.

Интерпретация аэромагнитных данных, выполненная З.И. Ильиной и В.К. Вальковым, показала, что гипербазитовые массивы сильно раздроблены, а в краевых частях имеют очень пологие контакты, падающие под массивы. Они свидетельствуют о глубинах залегания подошвы гипербазитовых массивов от 1 до 4,5 км. Вместе с тем широтный геологический разрез, составленный нами через массив Средний Крака, показал, что синклиналь, образованная зилаирскими отложениями, в этом пересечении может погрузиться даже на 6 км.

Итак, в результате приведенных и проведенных нами стратиграфических, структурных, петрологических и формационных исследований, а также анализа геоморфологических и геофизических материалов, еще в 1968 г. мы пришли к выводу об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов гор Крака, образующих сложно дислоциро-

ванный шарьяж, надвинутый с восточного склона Уральского горного сооружения. Сейчас Кракинский аллохтон считают наиболее хорошо изученным «классическим офиолитовым покровом». Шарьяжно-надвиговое строение и аллохтонное залегание Кракинских гор подтверждено и результатами сейсмопрофиля «Урсейс-95», на котором отчетливо наблюдается бескорневое залегание гипербазитовых массивов Крака.

Основными особенностями геологического строения офиолитовых аллохтонов западного склона Южного Урала и Бечасынской зоны Северного Кавказа являются следующие:

- миогеосинклиальный тип разреза как докембрия, так и палеозоя;
- структурное совмещение разнофациальных типов силура, образовавшихся в различной палеотектонической обстановке и отличающихся интенсивностью смятия с присутствием изоклиальной складчатости;
- пластинчато-надвиговый стиль тектоники.

К характерным чертам офиолитов Южного Урала и Северного Кавказа относятся также:

- контрастность рельефа, присущего гипербазитам и вмещающим их породам;
- преимущественно гарцбургитовый состав, при подчиненности лерцолитов и дунитов;
- высокая степень серпентинизации всех ультраосновных пород;
- малая мощность гипербазитовых тел;
- тектонические взаимоотношения с вмещающими породами;
- стратиграфический диапазон вмещающих пород от докембрия до среднего палеозоя;
- разнородность типов пород палеозойского разреза;
- идентичность геохронологической периодизации.

Итак, структурное положение, особенности состава и внутреннего строения гипербазитовых массивов и тел Бечасынской зоны и офиолитов северной части Зилаирского синклиория аналогично.

Андрюкско-Тоханская зона Северного Кавказа

Эта структурно-формационная единица располагается между Бечасынской зоной на севере и собственно Передовым хребтом – на юге. Предложил выделить ее в самостоятельную зону Е.В. Хаин [1984] на основании общности миогеосинклиального типа разреза

ее палеозойских отложений. Он считал ее автохтонной по отношению к зоне Передового хребта.

Как пишет этот исследователь: «В этой зоне (Андрюкско-Тоханской) присутствует миогеосинклиальный тип разреза среднепалеозойских отложений, представленных **сланцевой толщей**, залегающей, как считали, в основании разреза зоны Передового хребта». В западной части зоны сланцевая толща названа Д.С. Кизевальтером **андрюкской свитой**. В основании ее разреза залегает мощная монотонная толща **филлитов** с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, алевролитов и туфов кислого состава. Видимая мощность составляет более 1500 м. Г.Д. Афанасьев с соавторами [1963] в устье руч. Гудок, левого притока р. Власенчиха, в породах андрюкской свиты обнаружили одиночные четырехлучевые кораллы, которые указывали на ее среднедевонский возраст.

В восточной части Андрюкско-Тоханской зоны Д.С. Кизевальтером сланцевая толща на севере выделена в **тоханскую свиту**, а на юге – в **артыкчатскую**. Тоханская свита представлена пестроцветными песчаниками, алевролитами и конгломератами позднедевонского и раннекаменноугольного возраста. **Артыкчатская** же сложена монотонной толщей **глинистых сланцев**, перекрытых верхнедевонскими и нижнекаменноугольными терригенно-карбонатными образованиями. В ней отмечались крупноглыбовые породы с кластическим материалом живетских известняков. На этих отложениях с резким угловым несогласием и размывом располагаются верхнепалеозойские отложения.

Таким образом, андрюкская и артыкчатская свиты по формационному составу являются преимущественно **сланцевыми**. Они различаются лишь вторичными изменениями пород. Характерно для разрезов этих двух свит наличие слоев конгломератов и гравелитов с обломками кремней силура и кремнистых сланцев.

Соотношение структурно-формационных подзон и слагающих их свит отображено рис. 29.

К пограничной полосе между Бечасынской на севере и Тоханской на юге зонам приурочено и большинство из известных выходов кремнистых пород (фтанитов), охарактеризованных силурийскими граптолитами.

Лишь в трех из них фтаниты слагают прослои в аргиллитах. Так, двенадцатиметровая пачка кремней, залегающая на породах тоханс-

Структурно-формационные подзоны		
Картджуртская	Кенделлярская	Урупская
Турнейские терригенно-карбонатные отложения Марухская, Гидамская, Джентинская		
Балконарзанская	Гаралькайская	Пастуховская
Картджуртская	Перерыв	Семиродниковская
Эльмезтюбинская	Пщицерская	Пщицерская
Кызылкольская	Даутская	Даутская

Рис. 29. Соотношение структурно-формационных подзон девонских отложений западной части зоны Передового хребта (по Е.В. Хайну [1984])

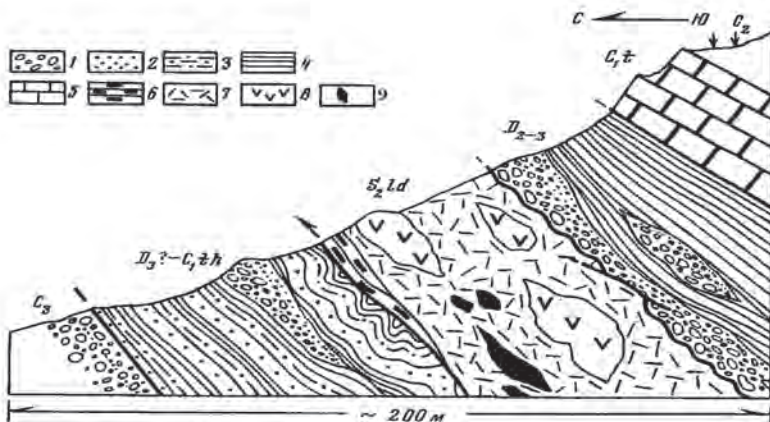


Рис. 30. Фрагмент геологического разреза в правом борту р. Тохана (по Е.В. Хайну [1984])

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – переслаивание аргиллитов и алевролитов; 4 – глинистые сланцы; 5 – известняки; 6 – черные кремни с граптолитами нижнего лландовери; 7 – глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с граптолитами лудлова; 8 – вулканиты основного состава; 9 – карбонатизированные габброиды и гипербазиты

кой свиты, по фауне граптолитов относится к силуру. Это показано на рис. 30. Здесь же наблюдаются тектонические взаимоотношения между подстилающей тоханской свитой и залегающими структурно выше глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, в которых

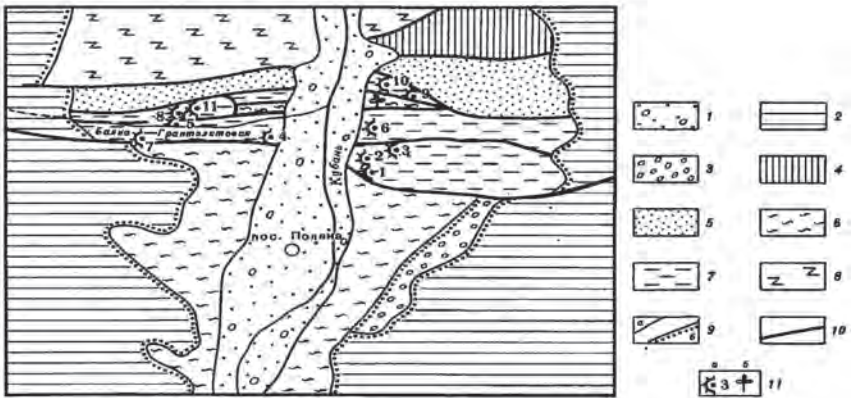


Рис. 31. Схема геологического строения долины р. Кубань в р-не пос. Поляна (по Е.В. Хаину [1984])

Отложения: 1 – четвертичные; 2 – нижней юры; 3 – нижней перми; 4 – каменноугольные; 5 – верхнего девона (тоханская свита); 6 – среднего девона (артыкчатская свита); 7 – верхнелландоверийско-нижнелудловская «офиолитокластовая» олистостромовая толща; 8 – протерозоя; 9 – стратиграфические границы: а – согласные, б – несогласные; 10 – тектонические нарушения; 11 – местонахождения: а – граптолитов и номер находки, б – флоры

отмечаются глыбы изверженных пород. Кроме того, на рис. 31 можно наблюдать, что между верхнедевонской тоханской и среднедевонской артыкчатской свитами располагается верхнелландоверийско-нижнелудловская («офиолитокластовая») толща, которая охарактеризована многочисленными находками граптолитов силура. Это полянская свита Л.Д. Чегодаева. Площадь ее распространения ограничена на западе правым бортом р. Теберда, вблизи пос. Нижняя Теберда, простирается на восток через долины рек Кубань и Чучкур в верховье рек Худес и Малка, и далее вскрывается в долине р. Баксан. В большинстве же случаев фтаниты слагают глыбы угловатой формы и являются составляющими кластического материала в составе олистострома (рис. 32). Размеры олистолитов колеблются от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Крупные из них обычно удлинены и вытянуты вдоль общего простирания толщи. Они часто тектонизированы и карбонатизированы, сопровождаются шлейфами обломочного материала. На их поверхности наблюдаются

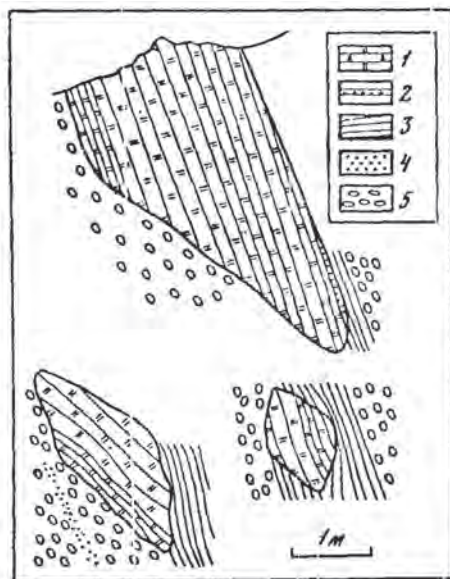


Рис. 32. Олистостром на левобережье р. Тохана, в 0,5 км к северо-востоку от минерального источника (по Ю.Я. Потапенко [1980])

1 – фтаниты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты и аргиллиты; 4 – гравелиты; 5 – конгломераты

зеркала и борозды скольжения. В цементе толщи часто наблюдаются пloyчатые складки, деформационные текстуры.

Отнесение к силуру выше приведенного олистоstromа оспаривают Е.В. Чибрикова и В.А. Олли [1999]. Как они пишут: «На Северном Кавказе Л.Д. Чегодаевым выделялась полянская свита силурийского возраста, определенного по граптолитам, но позднее в ней нами были найдены эйфельские споры растений. Оказалось, что кремнистые породы с граптолитами являются не прослоями и линзами, как представлялось первоначально, а экзотическими телами, олистолитами. Однако в основании данного горизонта граптолиты силура обнаружены в слое черных кремней. Они древнее тех, что присутствуют выше по разрезу в олистолитах из подобных же кремней. В цементе их содержатся эйфельские споры. Потому возраст Тоханского олистоstromа – силур-эйфельский ярус среднего девона».

И далее: «В той же зоне Северного Кавказа развита терригенная флишоидная *картджюртская свита*, в которой имеются линзы и пачки обломочных пород полимиктового состава, включающие сравнительно небольшие глыбы и мелкие обломки известняков. Одни из них содержат живетскую фауну, другие – верхнедевонскую. Вмещающие же терригенные породы характеризуются только позднедевонскими органическими остатками (в том числе спорами растений)» [Чибрикова, Олли, 1999, с. 22]. Если действительно это верхнедевонский олистостром, то он сопоставляется с глыбовой зоной в составе верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста зилаирской свиты района Кракинского аллохтона на западном склоне Южного Урала. Кроме описанных выше свит на Северном Кавказе, в восточной части Андрюкско-Тоханской зоны Е.В. Хаин, основываясь на многочисленных сборах фауны Л.Д. Чегодаева, выделял структурно-формационные единицы **Картджюртскую** и **Кенделлярскую подзоны**.

В составе *картджюртской свиты* Л.Д. Чегодаев называет песчано-алевролитовую нижнюю и конгломератовую верхнюю подсвиты. В конгломератах содержатся экзотические массивы (глыбы) известняков среднего девона (верхи эйфеля – низы живета). Потому и олистостром в ее составе относили и к **франскому ярусу** верхнего девона. Флишоидный характер свиты отмечал Е.В. Хаин. В составе Кенделлярской подзоны присутствует *даутская свита* терригенно-вулканогенного состава.

Как видим, в составе Андрюкско-Тоханской зоны значительным развитием пользуются две формационные единицы: сланцевая формация и флишево-олистостромовая. К первой относятся андрюкская и артыкчатская свиты, а также силурийская кремнисто-глинистая, а ко второй тоханская и картджюртская, в которых присутствуют олистостромовые горизонты. Значительным развитием пользуются олистостромы.

Объединенная Андрюкско-Тоханская зона представляет собой сравнительно неширокую полосу, северная часть которой представлена меланжем Северного разлома (шва), переходящего к югу в зону развития олистострома. Как меланж, так и олистостром являются формациями деформационных периодов и маркируют краевые области распространения крупных аллохтонных структур. Мы склонны считать, что Андрюкско-Тоханская зона состоит из значительно деформированных поднадвиговых пластин, являющихся принадлежностью Бечасынской зоны. Они (например, Тоханская) либо

выступают в тектонических окнах и являются автохтонами, как это считал Е.В. Хаин, либо являются самостоятельными аллохтонами, как это доказывает Н.В. Глазырина в своей диссертационной работе (2006). По ее мнению, Тоханский покров имеет сложное внутреннее строение. Он представляет собой систему сложно дислоцированных надвиговых пластин. В свою очередь, сами пластины имеют дополнительно блоково-пластинчатое строение, а блоки и пластины размером от нескольких метров до нескольких десятков и сотен метров. Эти пластины как бы второго порядка также разделены ветвящимися и смыкающимися тектоническими зонами от долей до первых метров. В соответствии с приведенным выше описанием дислоцированность зоны значительна.

Меланжево-олистостромовые образования являются результатом перемещения аллохтоннов Передового хребта. **Время образования их от силура до нижнего карбона включительно, со следующими интервалами, определенными: силур, средний девон, предгурнейский, постратриасноугольный.** Вероятно, олистостромообразование было свойственно и франскому времени. Горизонт таких пород описан Е.В. Хаиным в составе картджуртской свиты восточной части Передового хребта. «Вдоль контакта между породами Андрюкско-Тоханской зоны и зоны Передового хребта, который проходит в основном по зоне Северного разлома, выделенного Г.Д. Ажгиреем, расположены тектонические линзы серпентинитов, которые, так же как и в других складчатых областях, маркируют древнюю линию совмещения между зонами или шовную зону. ... Современные ограничения зоны тектонические, она ограничена целым рядом крутых разломов и надвигов, по которым неоднократно происходили подвижки в позднепалеозойское, мезозойское и кайнозойское время. В Андрюкско-Тоханской зоне расположены тектонические тела и массивы серпентинитов, которые, так же как и в других складчатых областях, маркируют линию совмещения крупных тектонических элементов. На характер этой шовной зоны обратил внимание Ю.Я. Потапенко в работе 1980 г., где он указывает, что зона Северного разлома в палеотектоническом плане может иметь не меньшее значение, чем зона Тырнауз-Пшекишского разлома» [Хаин, 1984, с. 17].

Ниже будет показано, что так называемые сланцевые толщи довер-хнедевонского возраста, представленные андрюкской и артыкчатской

свитами Андрюкско-Тоханской зоны Северного Кавказа, совместно с олистостромами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми и тонкотерригенными породами силура, являются подобием образований, что присутствуют на западном склоне Южного Урала. Это относится к западной части Уралтауской структуры, Кракинскому и Сакмарскому шарьяжам.

Западная часть зоны Уралтау на западном склоне Южного Урала

К настоящему времени известно достаточно много данных о развитии в составе **суваньякского комплекса хребта Уралтау** образований палеозойского возраста. Так, при геологической съемке в западной части Уралтауской структуры в 1960 г. Д.Д. Криничким и В.М. Криничкой, а в 1967 г. – Ю.В. Казанцевым в филлитах белекейской свиты была выявлена фауна граптолитов венлок-лудловского возраста. Это позволило им отнести часть отложений белекейской свиты к силуру и предположить нижнеордовикский возраст отложений акбиикской свиты. На основании находок фауны конодонтов в ряде пунктов, впервые сделанных В.Н. Пучковым в 1975 г., отложения суваньякского комплекса отнесены к палеозою – от верхнего кембрия (уткальская свита) до силура (белекейская свита). Палеозойский возраст отложений суваньякского комплекса был подтвержден пробуренной в западной части Уралтауской структуры скважиной Уралтауская-1, которая забурилась в метаморфических образованиях белекеевской свиты, а на глубине 700 м вскрыла мощную сланцевую толщу (до глубины 4600 м) (рис. 33).

Изучение ее показало, что породы здесь сложно дислоцированы, отмечается плейчатость, многочисленные зеркала скольжения, а на глубине 2120 м – милониты. Ниже этого интервала Е.В. Чибриковой обнаружены в большом количестве и хорошей сохранности растительные микрофоссилии, а также акритархи. Они характеризуют возраст вмещающих их толщ, как моложе кембрийского. Мощную толщу палеозойских глинистых сланцев, вскрытую Уралтауской скважиной, мы отнесли к ранее неизвестной на Южном Урале структурно-формационной зоне, тектонически перекрытой с востока аллохтоном докембрийских пород хребта Уралтау. Это серицито-

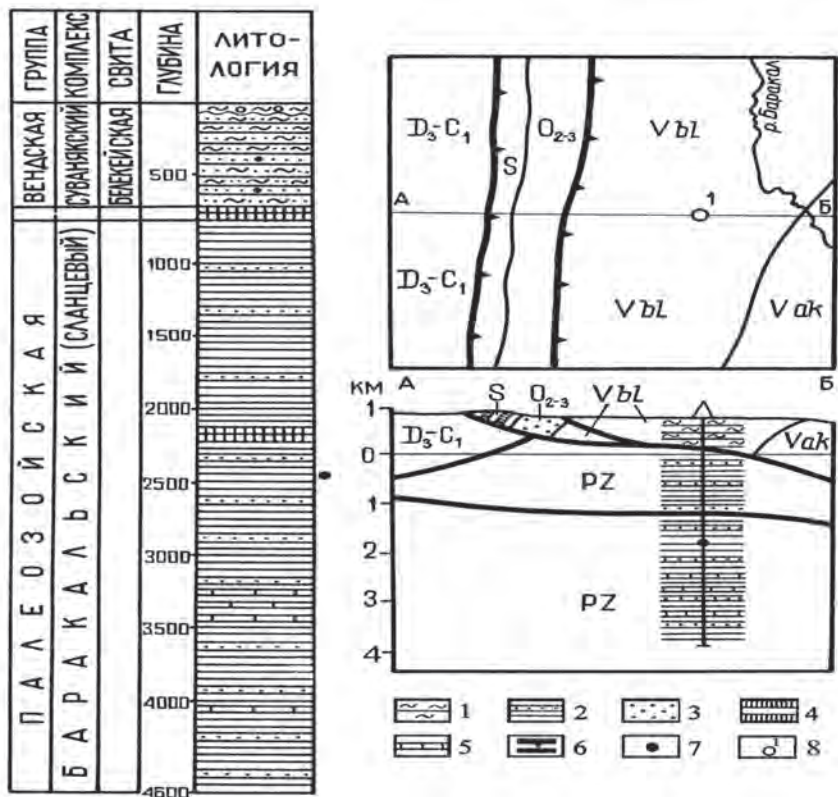


Рис. 33. Геологический разрез района скв. Уралтауская-1 (составил Ю.В. Казанцев)
 1 – серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы с прослоями мелкозернистых кварцито-песчаников; 2 – глинистые сланцы с прослоями и пачками кварцевых алевролитов; 3 – песчаники; 4 – кремнистые и глинистые сланцы (переслаивание); 5 – известняки; 6 – надвиги; 7 – место отбора пробы с определяемыми микрофоссилиями; 8 – скв. Уралтауская-1

кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы с прослоями мелкозернистых кварцито-песчаников; глинистые сланцы с прослоями и пачками кварцевых алевролитов; песчаники; кремнистые и глинистые сланцы (переслаивание); известняки.

Она сравнивалась и с описанной нами в составе нижней тектонической пластины офиолитового аллохтона Крака крупным блоком

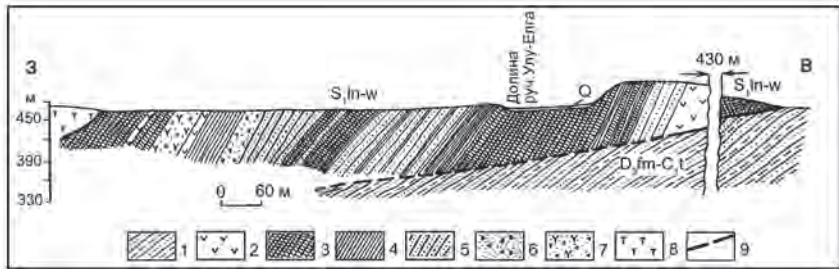


Рис. 34. Крупный блок силура в пограничной зоне гипербазитов Южного Крака и флиша зилаирской свиты в районе д. Абдулмамбетово. Западный склон Южного Урала

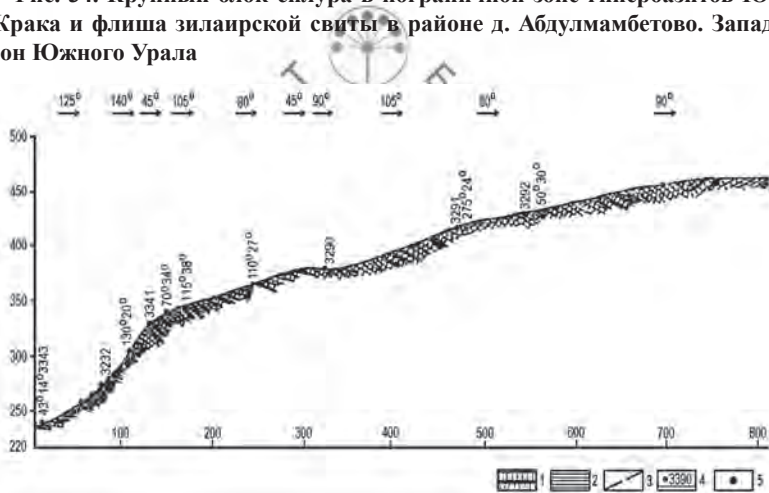


Рис. 35. Геологический разрез отложений силура северо-восточнее д. Большое Абишево (составил Ю.В. Казанцев (1967 ф.))

1 – кремни; 2 – кремнистые сланцы; 3 – разрывные нарушения; 4 – точки наблюдения; 5 – участки обнаружения фауны

терригенно-сланцевого состава, обнаженного у южной границы массива Южный Крак, в районе д. Абдулмамбетово (рис. 34), а также в составе Сакмарского аллохтона, где Ю.В. Казанцевым выделены и описаны три типа разрезов силура. Один из них показан на рис. 35.

По литологическому составу, условиям осадконакопления, возрасту и характеру дислоцированности эти образования сопоставлялись со сланцевой толщей Лемвинской структурно-формационной зоной Полярного Урала, хорошо описанной В.Н. Пучковым [2010].

Передовой хребт Северного Кавказа

В палеозойской структуре Передового хребта Северного Кавказа, начиная с 70-х годов XX в., выделялись герцинские аллохтоны, последовательно перекрывающие друг друга. По данным Е.В. Хаина [1984], В.Л. Омельченко [2007], М.Л. Сомина, В.А. Лаврищева [2005] и мн. др., здесь выделяется несколько аллохтонов (рис. 36).

Они сложены различными структурно-вещественными комплексами, представленными зеленокаменно измененными породами, существенно отличающимися как по литологии, так и по степени метаморфизма. Формирование их осуществлялось в различных геодинамических обстановках.

Наиболее известными среди них являются следующие аллохтоны: *Тоханский*, сложенный филлитизированными алевролитами и аргиллитами, граувакковыми песчаниками (верхний девон), красноцветными песчаниками, известняками (турнейский ярус нижнего карбона). Особенности его структурного положения приведены выше. *Кызылкольский* либо *Урупский покров* представлен несколькими типами разрезов: вулканического, вулканокластического и осадочного происхождения. Л.Д. Чегодаев, установивший на Северном

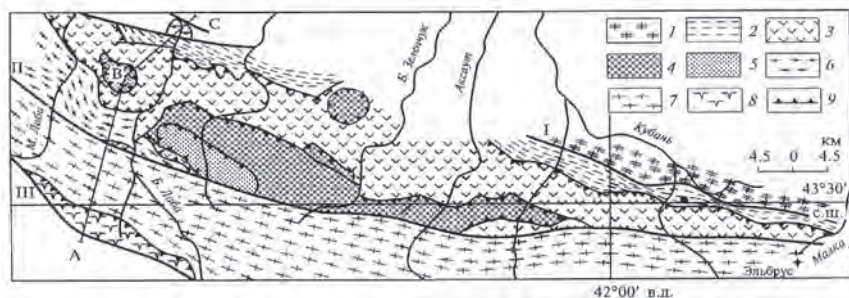


Рис. 36. Схема строения зоны Передового хребта Г.И. Баранова (по М.Л. Сомину и др. с небольшими изменениями)

Комплексы: 1 – бечасынский метаморфический, 2 – тоханский преимущественно осадочный, 3 – кызылкольский (урупский) – вулканогенно-осадочный, 4 – марухский – офиолитовый, 5 – ацгаринский метаморфический; 6 – блыбский метаморфический; 7, 8 – макерский, гондарайский и лабинский Главного хребта; 9 – подошва основных покровов; основные разломы Большого Кавказа: I – Северный, II – Пшекиш-Тырныаузский, III – Главный Кавказский

Кавказе значительное распространение образований нижнего девона и верхнего силура, считал, что такой возраст характерен и для толщи сланцев, присутствующей в бассейнах рек Уруп и Лаба. Аналогично датируются, по данным Л.Д. Чегодаева, и вулканогенные образования **кызылкольской свиты**, распространенной в Урупской структурно-формационной подзоне, а также близкой к ней по возрасту и составу **даутской свите**, в составе которой значительно участие вулканокластических пород. Кроме того, в отложениях, относившихся ранее к верхнему силуру, им обнаружен богатый комплекс ранне-силурийских и лудловских граптолитов и установлен постепенный переход от силура к нижнему девону.

Марухский покров датируется ранним палеозоем. Он состоит из нескольких тектонических пластин, в каждой из которых присутствует офиолитовый комплекс с сопутствующими ему олистостромовыми образованиями, возраст которых вплоть до турнейского яруса нижнего карбона. *Ацгаринский* покров, сложенный метаморфизованными породами, для которых характерны изменения от зеленых сланцев до амфиболитовой фации. Возраст дискутируется в пределах от докембрия до среднего палеозоя. *Блыбский* метаморфический комплекс, представленный кристаллическими сланцами, амфиболитами с телами эклогитов и отдельными выходами гипербазитов. Возраст его также дискусионен – от протерозоя до середины палеозоя.

Детально изучено геологическое строение Передового хребта от р. Маруха на востоке до р. Малая Лаба на западе, Е.В. Хаин [1979] здесь выделяет автохтонный, аллохтонный и неавтохтонный комплексы. К автохтонному комплексу он отнес Андрюкско-Тоханскую зону и блыбский метаморфический комплекс. Структурно выше располагается мощная вулканогенно-осадочная толща ниже-среднедевонского возраста. Это урупская серия. Аллохтонный комплекс представлен тремя пластинами. Нижняя из них (Урупская серия) подразделяется на две части: нижнюю – вулканогенную и верхнюю – туфогенно-осадочную. Нижняя часть – даутская и кызылкольская свиты – сложена в основном базальтовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями с редкими прослоями плагиолипаритов и дацитов. В разрезе свиты на р. Маруха встречаются отдельные прослои кварцевых альбитофиров, а в разрезе по р. Даут верхняя часть свиты почти полностью сложена этими породами. Мощность в отдельных разрезах достигает 1000 м. Вверх по

разрезу вулканогенно-осадочная серия сменяется верхнедевонскими-нижнекаменноугольными терригенно-карбонатными отложениями. Фаменские отложения в нижней части представлены красными и зелеными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями и линзами известняков. В средней части – темно-серыми массивными известняками, а в верхней – чередованием темно-серых песчаников и серых аргиллитов с линзами органогенных известняков. Разрез турнейского яруса начинается пачкой конгломератов и гравелитов, которая перекрывается известняками и филлитами, венчающими разрез. Средняя пластина представлена несколькими самостоятельными покровами, которые различаются по составу и возрасту преобладающих в них пород, а также по внутренней структуре и степени метаморфизма. Все разрозненные выходы силурийских отложений этот исследователь объединяет в единый тектонический покров, который располагается в основании средней аллохтонной пластины. Выше залегает Марухский офиолитовый аллохтон. Офиолиты, детально описанные А.А. Беловым и В.Л. Омельченко, надвинуты на породы силура. К верхней пластине относится Ацгаринский покров, который запечатывает нижний и средний аллохтоны.

Геологическое строение Передового хребта, разрез через него, а также колонки взаимоотношений слоев разного литологического состава показаны на рис. 37 и 38.

М.Л. Сомин и В.А. Лаврищев [2005] также считают, что Передовой хребет среди доальпийских структур Большого Кавказа характеризуется хорошо выраженным покровным строением. Большое внимание они уделяют взаимоотношениям урупского или кызылкольского комплекса вулканогенно-осадочных толщ, возраст которых,

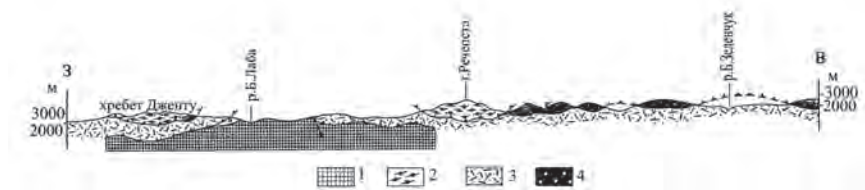


Рис. 37. Схематический геологический профиль через Передовой хребет (по Е.В. Хаину)

1 – автохтон; 2 – верхняя тектоническая пластина (Ацгаринский покров); 3 – нижняя тектоническая пластина; 4 – пластины офиолитов Марухского покрова

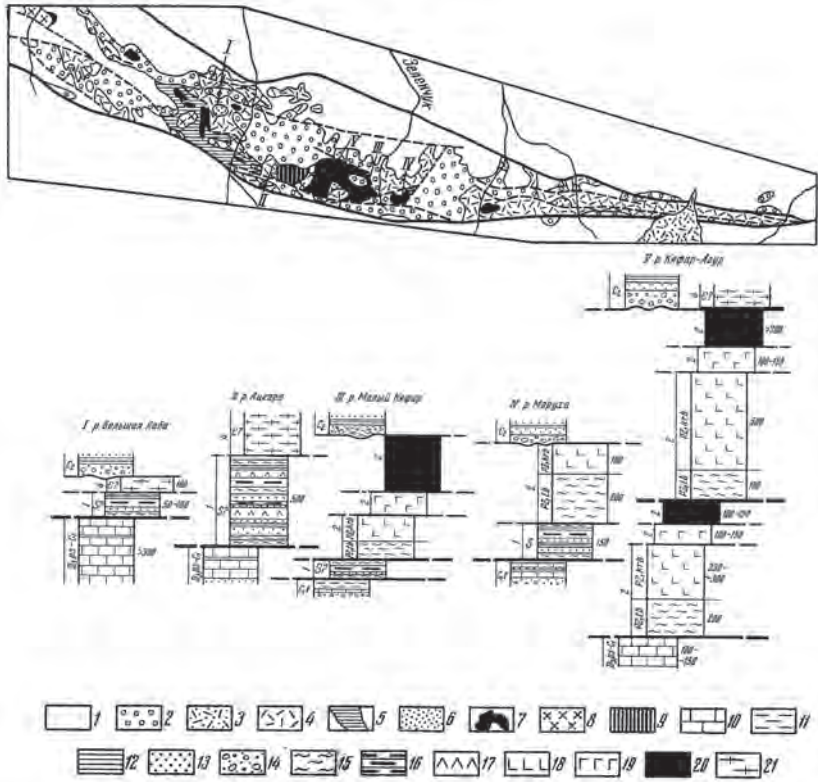


Рис. 38. Схематическая геологическая карта и стратиграфические колонки Передового хребта Северного Кавказа (по Е.В. Хайну [1979])

1 – отложения мезозоя; 2 – неоавтохтонный комплекс; 3 – неоген-четвертичные отложения (лавы); 4 – среднепалеозойские отложения автохтонного комплекса; 5 – кристаллические сланцы и амфиболиты Блыбского антиклинория; 6–9 – аллохтонный комплекс; 6 – покров терригенно-кремниевых отложений силура(1); 7 – покров офиолитов (2); 8 – покров плагиигранитов (3); 9 – покров кристаллических сланцев (4); Условные обозначения для стратиграфических колонок: 10 – известняки; 11 – алевролиты; 12 – филлиты; 13 – песчаники; 14 – моласса среднего-верхнего карбона; 15 – зеленые плейчатые сланцы; 16 – кремни; 17 – андезит-дацитовые лавы; 18 – эффузивы основного состава и диабазы; 19 – габброиды; 20 – серпентинизированные гипербазиты; 21 – кристаллические сланцы. Цифрами обозначены порядковые номера покровов: I – Большая Лаба, II – Ацгара, III – Малый Кяфар, IV – Маруха, V – Кяфар-Агур



**Рис. 39. Схема геологического строения зоны Передового хребта в между-
речье Белой и Большого Зеленчука (по М.Л. Сомину и В.А. Лаврищеву [2005]
с небольшими изменениями)**

1 – вулканогенно-осадочные и интрузивные породы от силура до нижнего визе (урупский комплекс); 2 – метаморфические породы и гранитоиды домезозойского возраста («кристаллиникум» Передового хребта); 3 – ультрабазиты в составе этого «кристаллиникума»; 4 – офиолиты Марухского покрова; 5 – «кристаллиникум» Ацгаринского покрова; 6 – «кристаллиникум» зоны Главного хребта; 7 – верхнепалеозойские и мезозойские отложения неавтохтонного чехла; 8 – трансгрессивное налегание; 9 – подошва крупных покровов; 10 – крутые разломы. Буквы в кружках: Бл – Блыбское поднятие; массивы: Бс – Бескесский, Дх – Даховский, Сх – Сахрайский; Дж – выступ горы Джуга, Э – выступ горы Экспедиция

по их мнению, от силура до визейского яруса нижнего карбона, с перекрывающими их аллохтонными офиолитами Марухского покрова (рис. 39).

Некоторые исследователи считали, что вулканогенно-осадочные толщи являются верхним структурным ярусом, отделенным от кристаллических пород стратиграфическим несогласием. Существовали представления, что рассматриваемые единицы являются составными единого палеозойского мегакомплекса. Другая группа исследователей придавала большое значение тектонической природе контакта между названными комплексами, считая их не зависящими, пространственно сопряженными, отделенными тектонической поверхностью. То есть урупские толщи считали аллохтоном, залегающим на метаморфитах протерозоя. В работе М.Л. Сомина и В.А. Лаврищева [2005] доказывается, что кристаллические породы (метаморфиты) и вулканогенно-осадочные толщи Передового хребта являются одновозрастными, но тектонически совмещенными образованиями.

Представления названных исследователей сконцентрированы в следующих положениях. 1. Общая особенность кристаллических пород Передового хребта – обилие в нем ультрабазитов. Их тела вплотную подходят к границе урупского комплекса, но нигде ее не пересекают. 2. Формационный состав противоречит модели единого мегакомплекса. Урупский комплекс сложен вулканитами разных типов, в нижней части – в основном базальтами. Гранитоиды в его составе связаны с вулканитами. Они имеют ничтожное распространение. В то же время метаморфиты Блыбского, Бескесского, Сахрайского массивов более чем наполовину представлены апогранитоидными ортогнейсами, геохимически отличающимися от гранитоидов (гранит-порфиров, гранофиров) урупского комплекса. 3. Термобарические условия метаморфизма кристаллических пород и урупских толщ не сопоставимы, то есть эти комплексы не могут представлять собой единое тело. Так вулканические породы урупского комплекса в нижней части разреза превращены в альбит-эпидот-хлоритовые сланцы или альбит-кварц-серицитовые с реликтами магматических структур. Давления при метаморфизме этих пород были низкие. В пределах Блыбского поднятия на разных уровнях разреза присутствуют гранатовые амфиболиты, эклогиты и амфиболитованные эклогиты, цоизит-альбит-фенгит-роговообманковые гнейсы (где белая слюда и амфибол равновесны). В верхах разреза известны кианит-гранатовые метапелиты. Высокобарические гранатовые амфиболиты недавно обнаружены и в Даховском, а также в Бескесском массивах. То есть метаморфиты кристаллических пород формировались в условиях эпидот-амфиболитовой – низкотемпературной амфиболитовой фации (500–650°C), но метаморфизм происходил при высоких давлениях (8–16 кбар). 4. У контакта урупского комплекса с метаморфитами отмечается локальная милонитизация. За пределами контактовой зоны структура контактирующих сред различна: в метаморфитах выявляются сильно сжатые складки двух генераций. Они отсутствуют в урупском комплексе. Таким образом, кристаллические породы Передового хребта и его урупский вулканогенно-осадочный комплекс не имеют прямых геологических связей. Их сонахождение является результатом тектонического совмещения.

Приведем краткие сведения о хорошей сопоставимости тектонических пластин Передового хребта с покровами южной части Зилаирского синклинория, в частности Сакмарского шарьяжа. Исключо-

чение составляют Блыбский и Ацгаринский покровы Передового хребта Северного Кавказа, которые, как будет показано ниже, сопоставимы с Максютовским и Суванякским комплексами зоны Уралтау Южного Урала.

Особенности строения и структурного положения Сакмарского аллохтона на западном склоне Южного Урала

Одной из нерешенных проблем геологии западного склона Южного Урала во второй половине XX столетия являлся вопрос о структурном положении Сакмарской зоны, располагающейся в южной части Зилаирского синклиория. Эта зона прослеживается с севера на юг от нижнего течения р. Зилаир до Каргалинских гор на расстояние более 150 км. Ширина сохранившейся от размыва части структуры на севере составляет 20–30 км, а в области южной оконечности хр. Уралтау возрастает до 40 км. Сложена она преимущественно пестрым по составу комплексом осадочных и вулканогенных пород, возраст которых охватывает диапазон от ордовика-силура до девона включительно, контактирующим с трех сторон с граувакками флиша зилаирской свиты. Все исследователи, работавшие в данном районе, отмечали, что этот флиш погребен здесь под осадочно-вулканогенными силурийскими образованиями. На этом основании в свое время А.И. Меглицкий и Н.А. Антипов (1858 г.), а вслед за ними Д.К. Зегебарт (1936 г.) относили граувакки района с. Зилаир к нижнему силуру. В подтверждение этого вывода последний из названных авторов приводит описание разреза в верховьях р. Куруил, у д. Новопокровки. «В нем можно наблюдать постепенный переход песчано-сланцевой свиты кверху в толщу пород, содержащих граптолиты верхнесилурийского возраста». Таким образом, толща яшм и кремнистых сланцев хр. Шайтан-Тау, по мнению Д.К. Зегебарта, образует сложную синклинальную структуру, в ядре которой залегают силуро-нижнедевонские породы, а на крыльях нижнесилурийские граувакки. В дальнейшем возраст последних в Зилаирском синклиории был установлен как верхнедевонский. Потому ниже-среднепалеозойские образования бассейна нижнего течения р. Сакмары стали считать крупным поднятием (антиклинорий Шайтан-Тау),

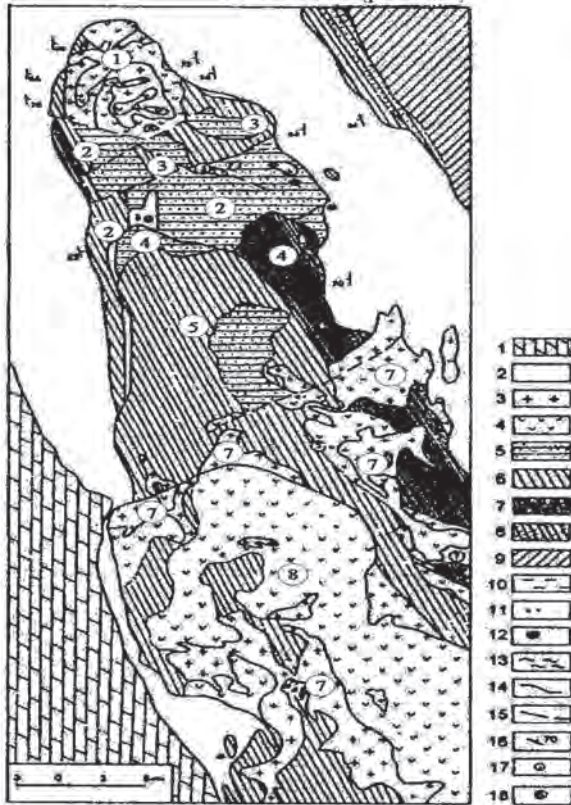


Рис. 40. Схема структурной геологии Сакмарского аллохтона (по Ю.В. Казанцеву)

1 – каменноугольные отложения; 2 – нижнекаменноугольно-верхнедевонские отложения зилаирской серии; 3 – гипербазиты; 4 – эффузивно-осадочные образования силура; 5 – флишвидные образования силура; 6 – кремнистые отложения лландовери-венлока силура; 7 – кремнисто-алевритовые отложения лландовери-венлока силура; 8 – ордовикские отложения; 9 – метаморфические породы верхнего рифея; 10 – интрузивные породы; 11 – клиппы кембрийских известняков; 12 – клиппы рифейских пород; 13 – зоны милонитов; 14 – границы геологических образований; 15 – тектонические контакты; 16 – элементы ориентировки трещин квиважа; 17 – скважина; 18 – синформы Сакмарского мегааллохтона: 1) Узалинская, 2) Акъюловская, 3) Салаватская, 4) Майтубарская, 5) Абишевская, 6) Тулягайская, 7) Катралинская, 8) Медногорско-Кувандыкская

осложняющим в виде горста южную погруженную часть Зилаирского синклинория (Келлер, 1949; Ожиганов, 1941; Эз, Гафт, Кузнецов, 1965; Криницкий, Криницкая, 1965; Хворов, 1965ф; Хромых, Колесников и др., 1967ф.).

Аллохтонное структурное положение и пластинчато-надвиговое внутреннее строение Сакмарской зоны впервые было установлено в 1967 г. Ю.В. Казанцевым при проведении им тематических геологосъемочных исследований (рис. 40).

Закартирована серия тектонических пластин. Среди них выделялись Узалинская, Акьюловская, Салаватская, Майтубарская, Абишевская, Катралинская, Медногорско-Кувандыкская и другие пластины. Выявлены и изучены «глыбовые зоны», которые позже получили название олистостром и меланжа. Показана гетерогенность геологических разрезов силурийских образований с выделением среди них трех типов, установлено их тектоническое сближение. Описаны контактовые зоны сопряжения с подстилающими флишевыми осадками верхнего девона, в которых обнаружены многочисленные клиппы силурийских пород и др. Была проведена большая работа по поиску, сбору и определению фаунистического материала как в зилаирских, так и в сакмарских толщах. В результате по брахиоподам подтверждено, что зилаирские отложения являются верхнедевонско-нижнетурнейскими, а перекрывающие их кремни и аргиллиты содержат граптолиты силура. Надвиговая природа тектонического контакта названных разновозрастных образований доказывалась фактами падения пород верхнедевонского флиша зилаирской свиты всюду под силурийские вулканогенно-осадочные отложения сакмарских толщ. Ранее всеми известными исследователями, изучавшими геологию данного региона, эти контакты расценивались как нормальные стратиграфические. Потому в дальнейшем их исследованию придавалось особое значение и проводилось оно с применением большого количества горных выработок. Дополнительное изучение контактов подтвердило, что здесь всюду погружение верхнедевонских толщ направлено под отложения силура (рис. 41).

Углы наклона контакта от $0-25^\circ$ до 70° . Тектонический контакт довольно отчетливо выражен на северном замыкании Сакмарской структуры. Верхнедевонские граувакки постели шарьяжа образуют здесь центриклиналь крупной синклинальной складки, погружающейся под силуро-нижнедевонские образования под углами $5-25^\circ$.

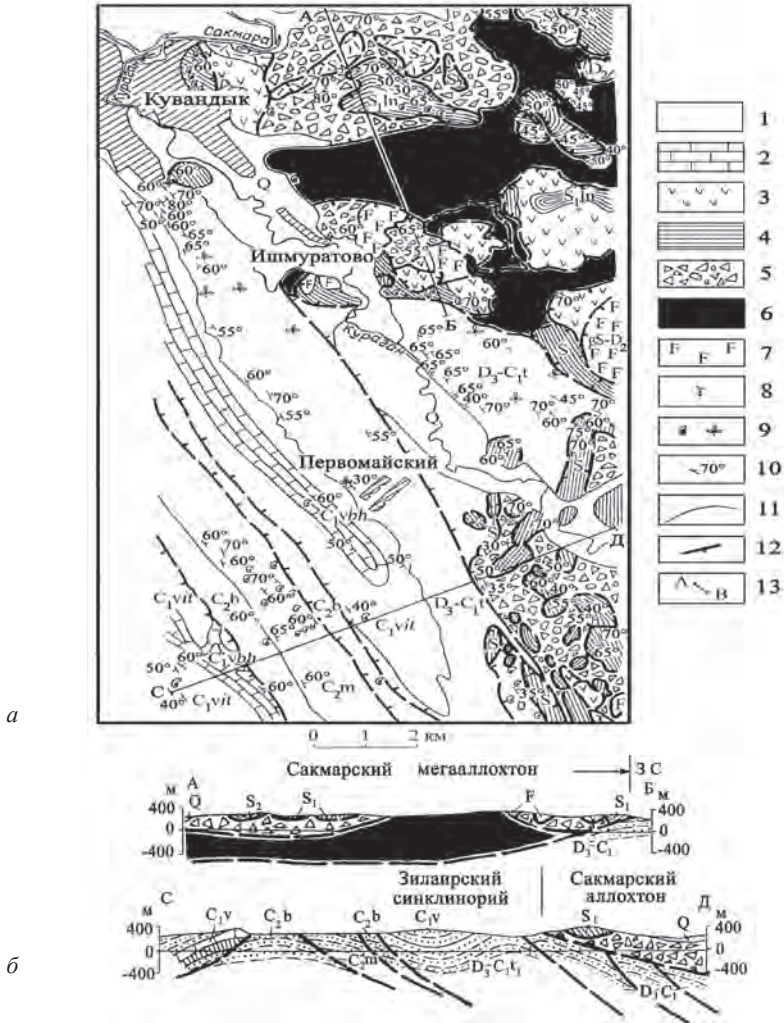


Рис. 41. Геологический план района Кувандык – Первомайский (а). Геологические разрезы бассейна р. Кураган в районе г. Кувандык (б) (составил Ю.В. Казанцев с использованием материалов съемки В.Н. Павлинова, 1936–47 гг.)

1–2 – карбон–девон: 1 – флишевые толщи, 2 – известняки; 3 – вулканиты силура; 4 – кремни и кремнистые сланцы силура; 5 – глыбовые образования; 6 – гипербазиты; 7 – габбро; 8 – граниты; 9 – участки обнаружения фауны и флоры; 10 – элементы залегания слоев; 11 – геологические границы; 12 – надвиги; 13 – линии разрезов

Слои песчаников и аргиллитов зилаирской серии, контактируя с более древним комплексом пород, на севере по линии тектонического нарушения повторяют очертания аллохтона в плане.

Подробное описание названных структурных единиц приведено в фондовом отчете Ю.В. Казанцева за 1967 г., а также в публикациях М.А. Камалетдинова и Ю.В. Казанцева [1968], М.А. Камалетдинова, Ю.В. Казанцева, Т.Т. Казанцевой [1971]; Ю.В. Казанцева [2005] и др. Как правило, пластины различаются составами формационных комплексов. Характер сочленения двух смежных пластин и структурное поведение слоев внутри них в районе ручья Киси-Яр изучено Ю.В. Казанцевым, что отображено им на рис. 42.

Итогом проведенных исследований явилось утверждение, что более древние отложения Сакмарской зоны залегают на терригенных

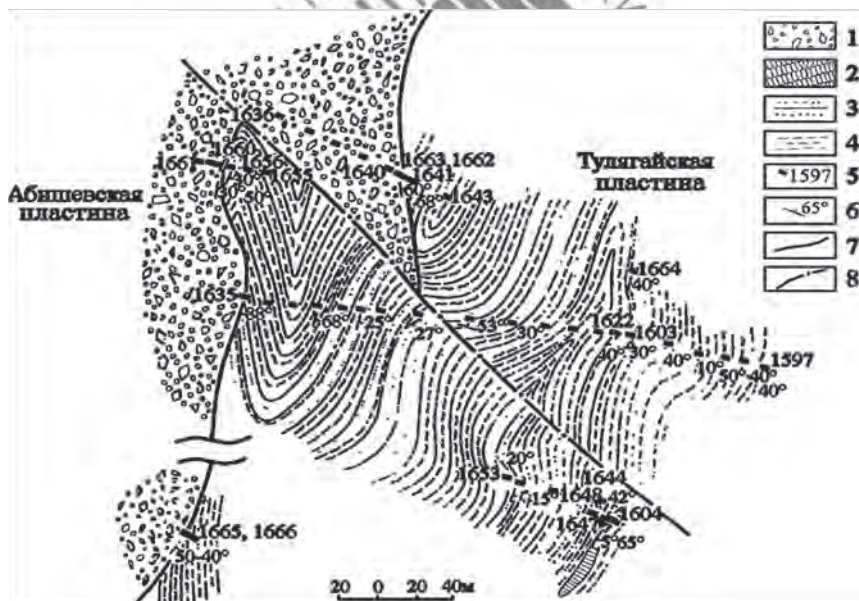


Рис. 42. Характер сочленения смежных тектонических пластин Сакмарского аллохтона в районе ручья Киси-Яр (по Ю.В. Казанцеву)

1–4 – силур: 1 – кремнистые брекчии, 2 – кремни, 3 – кварц-полевошпатовые песчаники, 4 – алевролиты и аргиллиты; 5 – горные выработки и их номера; 6 – элементы залегания слоев; 7 – надвиги; 8 – сдвиги

осадках зилаирской свиты в виде крупного шарьяжного перекрытия – покрова, имеющего сложную внутреннюю структуру. Данная зона названа Сакмарским шарьяжем. В основании Сакмарского шарьяжа залегают гипербазиты, выходящие на поверхность в виде крупных Катралинского и Шайтантауского массивов, подстилаемых серпентинитовым меланжем.

Позже район Сакмарского аллохтона детально изучался С.В. Руженцевым в 1974 г. В результате последовало заключение: «вулканогенно-осадочные толщи ордовика-среднего девона Сакмарской зоны слагают гигантский тектонический останец, залегающий на граувакках зилаирской свиты верхнего девона – нижнего карбона» (с. 115).

В этом регионе детальные работы выполнены и Б.М. Садрисламовым [1974]. Он провел биостратиграфические исследования более 70 опорных разрезов силурийских и раннедевонских отложений с изучением фауны радиолярий, граптолитов, брахиопод и криноидей. В результате подтвердил чешуйчато-надвиговое строение Сакмарской зоны, но рассматривал надвиги, как осложняющие веерообразные складки с прогнутым сводом и опрокинутыми крыльями (рис. 43). Чешуи он назвал: Куруильской, Яринской, Вазямской, Арслангуловской, Артемовской, Сакмагушской, Малоабишевской, Акчуринской.

Ниже приведем не опубликованные ранее материалы по наличию, составу и строению отдельных, изолированных в пространстве телах, представляющих собой сохранившиеся от размыва тектонические останцы Сакмарского аллохтона. Они сложены кремнистыми, терригенными и карбонатными породами ордовика-силура и нижнего девона. Располагаются тектонически на флишевых образованиях зилаирской свиты верхнего девона-нижнего карбона.

К югу от д. Нижнее Утягулово, там, где падение линии контакта на восток становится очень пологим, контуры границ порой полностью сливаются с рельефом местности, так что отдельные вершины оказываются представленными тектоническими останцами ордовикских и силурийских пород среди поля развития зилаирских отложений. Отчетливый тектонический контакт силурийских кремней, залегающих на зилаирских слоях, наблюдался в районе д. Новопокровки, у станции Сарываево, где р. Кураган образует широкую долину, прорезанную в граувакках зилаирской серии (рис. 44).

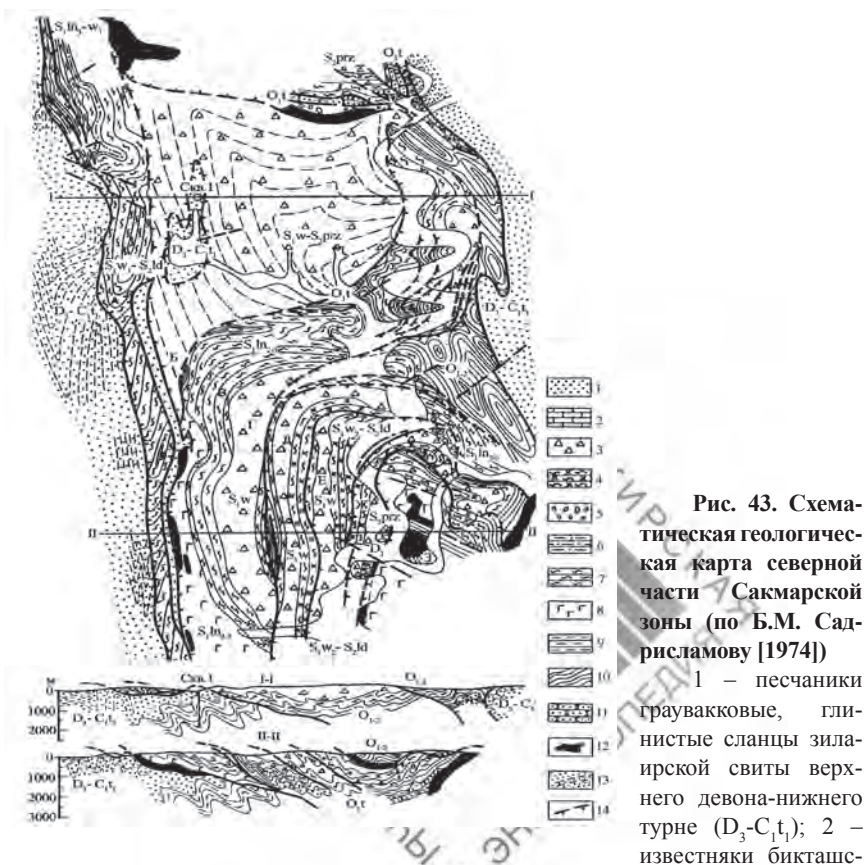


Рис. 43. Схематическая геологическая карта северной части Сакмарской зоны (по Б.М. Садрисламову [1974])

1 – песчаники граувакковые, глинистые сланцы зиларской свиты верхнего девона-нижнего турне ($D_3-C_1t_1$); 2 – известняки бикташского горизонта лохковского яруса (D_1); 3 – брекчии, песчаники, алевролиты и кремнистые сланцы пржидольского яруса (S_1prz), курачанского горизонта венлока (S_1w), нерасчлененного венлока-пржидолия (S_1w-S_2prz); 4 – оранжевые, вишнево-красные и зеленовато-серые кремнистые сланцы ущельского горизонта верхнего венлока-лудлова ($S_1w_2-S_2ld$); 5 – конгломераты, известковистые песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы бикташского горизонта лохковского яруса (D_1); 6 – алевролиты курачанского горизонта венлока (S_1w); 7 – кремнистые и углисто-глинистые сланцы верхнего лландовери-нижнего венлока (S_1ln_3-w1); и среднего-верхнего лландовери ($S_1ln_{2,3}$); 8 – диабазы нижнего-среднего лландовери ($S_1ln_{1,2}$); 9 – кремнистые и углисто-глинистые сланцы силура (S); 10 – вишнево-красные и зеленовато-серые глинистые сланцы кураганской свиты нижнего-среднего ордовика ($O_{1,2}$); 11 – кварцевые аркозовые песчаники кидрясовской свиты тремадока (O_1t); 12 – серпентиниты; 13 – структурные линии; 14 – разрывные нарушения, надвиги

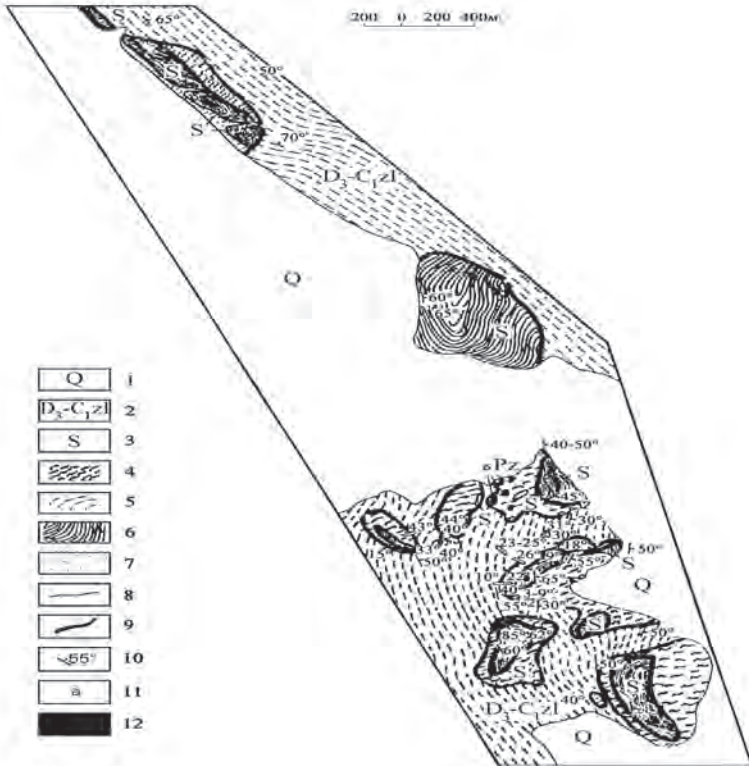


Рис. 44. Геологическое строение бассейна р. Кураган в районе д. Сарываево (составил Ю.В. Казанцев)

1 – четвертичные отложения (Q): суглинки, глины, галечники; 2 – зилаирская свита верхнего девона-нижнего карбона (D_3-C_1zl): песчаники, алевролиты, аргиллиты; 3 – кремни и кремнистые сланцы силура (S); 4 – тектониты; 5 – серпентиниты; 6 – геологические границы; 7 – надвиги; 8 – элементы залегания слоев; 9 – места обнаружения граптолитов; 10 – горные выработки

В рельефе этой равнинной местности встречаются изолированные холмообразные останцы, на вершинах которых залегают кремни и кремнистые сланцы силура, а в основании склонов – зилаирские аргиллиты и песчаники с многочисленными растительными остатками [Хромых, Колесников, 1967ф]. Небольшие глыбы и мелкие тела, как правило, представлены более твердыми породами, чаще всего кремнями. Размер их колеблется в весьма широких пределах: от 10–20 см до 1–2 м.

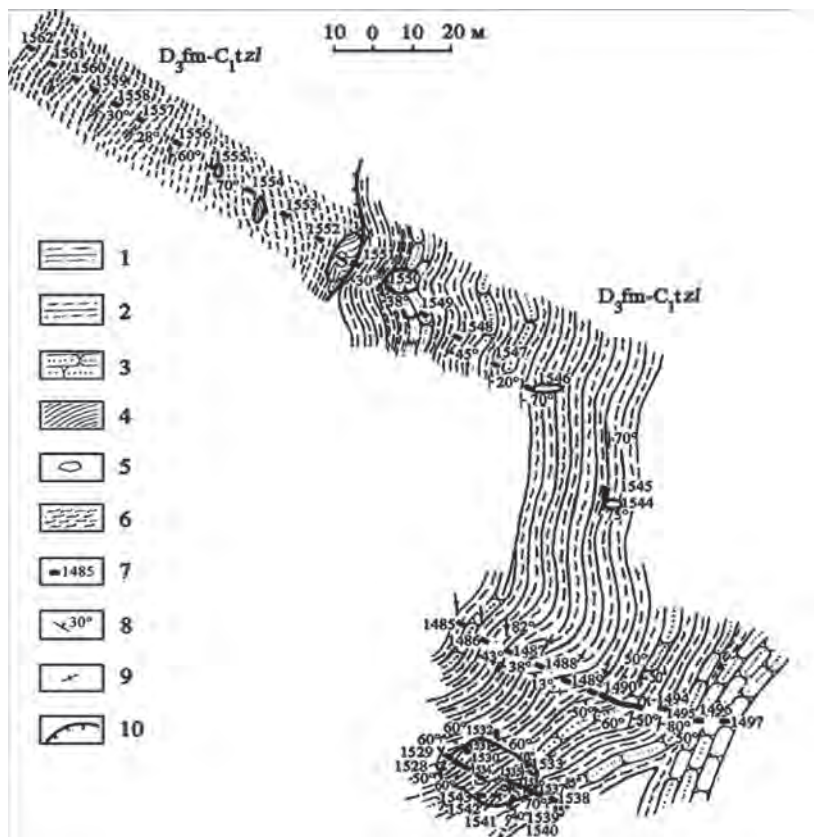


Рис. 45. Структура зилайского флиша верхнего девона – нижнего карбона на участке ручья Сик (составил Ю.В. Казанцев)

1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – кремни и кремнистые сланцы силура; 5 – кварцевые песчаники ордовика; 6 – милониты; 7 – горные выработки и их номера; 8 – элементы залегания слоев; 9 – вертикальное залегание слоев; 10 – надвиги

В устье ручья Сик выполнена послойная, структурная отрисовка участка верхнедевонского разреза. Среди зилайских пород преобладают глыбы кремней размером 5–12 м в поперечнике (рис. 45).

Наиболее крупные глыбы встречены в устье р. Зилаир и на левом берегу р. Сакмары. Тела интрузивных и эффузивных пород, а также известняков имеют более мелкие размеры со сглаженными краями. Они заключены в тектонизированной массе из аргиллитов, алевролитов

и песчаников зилаирской свиты, являющейся в отдельных участках перетертой до глинистого состояния. Отмечаются участки, насыщенные разбросанными телами (до 50 и более процентов), а рядом можно не встретить ни одного экземпляра.

Аналогичные зоны, насыщенные глыбами, размещаются в зоне тектонического контакта вблизи плоскости надвига. Они встречаются в обнажениях по левому берегу р. Зилаир, у деревень Акъюлово и Бол. Арслангулово (рис. 46, 47), в естественных выходах вдоль железной дороги, в долине р. Кураган. Глыбы содержат остатки фауны тремадока (*Altothis kinderlensis* Andr., *Alimbella armata* Andr., *Asaphidae* и др.), лландовери-венлока (*Iptograptus* sp.,

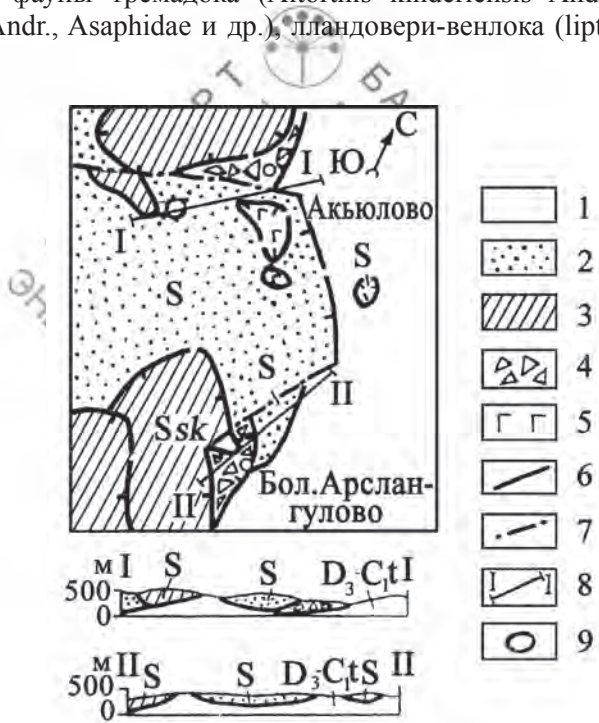


Рис. 46. Геологическое строение района деревень Акъюлово и Бол. Арслангулово (составил Ю.В. Казанцев)

1 – граувакки зилаирской свиты (D₃-C_{1t}); 2 – флишоиды силура–девона (S); 3 – кремнистые и кремнисто-глинистые отложения силура (сакмарская свита, Ssk); 4 – глыбовая зона; 5 – габбро-диабазы; 6 – надвиги; 7 – сдвиги; 8 – линии геологических разрезов; 9 – тектонические окна и останцы

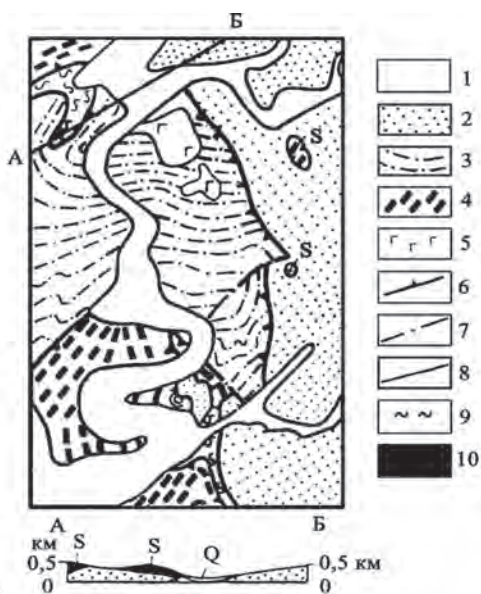


Рис. 47. Геологический план и разрез по линии А–Б в районе д. Акъюлово (составил Ю.В. Казанцев)

1 – современные отложения долин; 2 – флиш зилаирской свиты (D3fm-C1t); 3 – кластические породы силура (S); 4 – кремни и кремнисто-глинистые сланцы силура (S); 5 – габбро-диабазы; 6 – надвиги (штрих указывает направление падения); 7 – сдвиги; 8 – геологические границы; 9 – тектонические брекчи; 10 – аллохтонные образования силура, показанные на разрезе

Monograptus sp., Pietiolites geinitzianus Barr., Monoclimacis sp., Pristiograptus sp.), нижнего девона (Scabriscutellum exgr. Fureiferim (Hawle et Corda), Carnuproltus buchi (Hawle et Corda). Мощность их изменяется в пределах от 0 до 50 и более метров, а максимальная наблюдалась в обнажении у д. Сарываево (р. Кураган).

О более широком развитии аллохтонных силурийских и ордовикских пород свидетельствуют многочисленные выходы клиппов этих пород, встреченных среди поля развития отложений зилаирской свиты восточнее Сакмарского шарьяжа. Например, наиболее крупный останец покрова закартирован в 1 км к северо-востоку от развалин хут. Новопетровского. Он сложен кремнями, кремнистыми

и кремнисто-глинистыми сланцами, кремнистыми брекчиями, песчаниками и аргиллитами силурийского возраста. В плане выход имеет вытянутую в меридиональном направлении форму. Его длина 700 м и ширина 500 м. Контакт, вскрытый горными выработками (шурфы №1589–1591) в его восточной части, имеет азимут падения 270° под углом от 25 до 60° . Породы в контакте сильно раздроблены, перемяты, отдельные мелкие тела кремней обжаты, имеют уплощенную форму и вытянуты параллельно контактам. Здесь же присутствуют кварцевые жилы, интенсивно гематитизированные. Мощность их 5–8 см. Падение, в общем, согласное с контактом. Оно восточное по азимуту 73° , под углом 70 – 80° . Породы зилаирской свиты, представленные аргиллитами и алевролитами, переслаивающимися с песчаниками, в приконтактной зоне часто разрушены до глинистого состояния. Они рассланцованы и сгофрированы.

По западному краю останца падение слоев верхнедевонских и силурийских пород западное под углами от 42 до 70° . Однако линия контакта в плане неровная и «сечет» слои как кремнистых образований силура, так и граувакки зилаирской серии, что подтверждает не только тектоническую природу его, но и неоднократность возобновления движений. Останец покрова, представленный силурийскими отложениями, описан и в правом борту среднего течения руч. Инунген. Он имеет изометричную форму размером 200–250 м в поперечнике. Клипсы силурийских и ордовикских пород наблюдаются вдоль Катралинского серпентинитового массива. Размеры их от нескольких до 100–200 м в поперечнике.

Как правило, пластины различаются формационными комплексами пород, смятыми чаще в синклинальные формы, т.е. синформы. По существу Сакмарский покров является сложное деформированной пластинчатой структурой – мегасинформой, состоящей из различных по размеру синформ, представляющих собой фрагменты крупных структур, разорванных и растащенных на отдельные блоки в процессе надвигания и складкообразования.

Верхним замыканием Сакмарского шарьяжа, по мнению Ю.В. Казанцева, является Узалинская синформа, гора Шайтан-Тау (см. рис. 40, цифра 1), ограничивающая его с севера. В составе синформы присутствуют: диабазовые порфириды, базальты, их туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты силура – среднего девона. На севере и частью на востоке названным выше исследователем изучен тектонический кон-

такт отложений Узалинской синформы с перекрытыми им зилаирскими толщами. Падения контактов повсеместно наклонены под Узалинскую структуру под углами от 5 до 25°. Слои песчаников, гравелитов и аргиллитов зилаирской серии контактируют на севере и востоке с отложениями Узалинской синформы, залегающими в целом согласно общему контакту, образуя единую синклиналь, центральная часть которой выполнена дозилаирскими образованиями.

На западе Узалинская синформа запечатана силурийскими образованиями Акьюловской пластины (цифра 2), а на востоке – ордовикско-силурийскими отложениями Салаватской. Серпентиниты отмечены как по краям, так и внутри Узалинской синформы. При изучении контактов структуры выяснилось, что в их зоне наблюдается значительное расщепление пород с образованием серпентинитовых сланцев. Плоскости контактов неровные. Серпентиниты здесь образуют и самостоятельную синформу, расположенную между Узалинской синформой и осадками зилаирской серии. Выходы интрузивных образований внутри Узалинской структуры, очевидно, следует рассматривать как тектонические окна подстилающей структуры, в свою очередь, надвинутой на зилаирские граувакки. В этом убеждают результаты бурения скважины на Катралинском массиве, которая перестроила 431,5 м гипербазитов и вошла в зилаирские отложения.

Акьюловская структура наблюдается в виде отдельных, нарушенных разрывами, блоков вдоль западного края Сакмарской синформы. Это район хребта Дзяу-Тюбе, участки верхнего течения р. Вазям, ручьев Бол. Яра и Киси-Яра. Обнажается из-под Узалинской и Майтубарской (цифра 4) синформ. Ее слагают флишеидные силурийские отложения мощностью свыше 1100 м. В структурном отношении толщи смяты в антиклинальные и синклинальные складки, нарушенные разрывами так, что обнажаются лишь фрагменты структур. Так, в центральной части синформы картируется восточное крыло и южное замыкание крупной антиклинальной складки субмеридионального простирания. По восточному же краю Сакмарского покрова, к югу от д. Акьюлово, отмечается северо-западное замыкание антиклинальной складки с размахом крыльев 2–3 км. Между описанными структурами существует синклинальное понижение, приуроченное к долине ручья Бол. Яра.

Рассматриваемая структура на западе и востоке надвинута на зилаирские толщи, о чем свидетельствуют, с одной стороны, выходы

их в тектонических окнах (устье р. Зилаир, р. Куруил, в ее верхнем течении), а с другой — характер контактов по р. Мал. Узала и у д. Акзигитово. С юга ее перекрывают кремнистые отложения силура Абишевской синформы и терригенные отложения нижнего силура Тулягайской структуры. На севере отдельные мелкие останцы Акъюловской синформы встречаются на образованиях Узалинской структуры.

В урочище Майтубар, расположенном в правом борту долины р. Вазям, там, где находится крутой изгиб русла, в участке изменения течения с меридионального на широтное, узкой полосой намечается Майтубарская синформа (цифра 4), почти полностью перекрытая Абишевской (цифра 5) структурой. По обнаженной ее северной части можно судить, что она сложена флишеидной толщей силура, образующей широкую синклимальную складку. Майтубарская синформа надвинута на зилаирские отложения, обнажающиеся здесь в тектонических окнах, а с востока и севера — на флишевую толщу силура Акъюловской структурной формы.

В бассейне ручья Салават, впадающего в р. Зилаир, у д. Акъюлово закартирована Салаватская (цифра 3) синформа. Составляют ее отложения ордовика и нижнего силура (кварцевые и кварцполевошпатовые песчаники, известняки, глинисто-кремнистые сланцы и кремни), смятые в синклимальную складку. Она нарезана субширотными разрывами на отдельные блоки, смещенные друг относительно друга, вследствие чего западная граница ее осложнена уступами. Салаватская синформа с востока надвинута на флишеидные толщи силура Акъюловской синформы и силуро-среднедевонские отложения Узалинской структуры. К западу и югу наблюдаются фрагменты этой же структуры, состоящие из кремнистых пород нижнего силура, лежащие на разновозрастных флишеидных отложениях Акъюловской синформы.

Южнее, по правому и левому берегам р. Сакмары, в пределах деревень Башкирский Вазям, Бол. Абишево и Акчурино выделены две синформы: Абишевская (цифра 5) и Тулягайская (цифра 6), простирающиеся в меридиональном направлении. Их взаимоотношения друг с другом и с зилаирскими граувакками изучены с помощью горных выработок по оврагу Арба, а также в районе ручья Киси-Яра.

В южной половине Сакмарского аллохтона выделена крупная Медногорско-Кувандыкская (цифра 8) пластина, площадью в не-

сколько сот квадратных километров, выполненная отложениями силуру-среднедевонского возраста. Она перекрывает различные по возрасту и составу комплексы отложений. У д. Бол. Чураево – кремнистые породы Абишевской и серпентиниты Катралинской структур. На западе, в долине р. Кураган – отложения зилаирской серии, а на востоке – Абишевской структуры. В пределах Медногорско-Кувандыкской пластины встречаются тектонические останцы (клиппы) более древних пород. Это выходы рифейских метаморфических пород у д. Псянчино, а также археоциатовых известняков кембрия (Бикташ, Шапка Мономаха, район пос. Беркут и др.) [Камалетдинов, Казанцев, 1968].

Детально описана геология Сакмарского аллохтона М.А. Камалетдиновым [1974], С.В. Руженцевым [1974], В.Н. Пучковым [2010]. В последующих работах С.В. Руженцева большое внимание уделено олистостромам Сакмарского шарьяжа, а в работе В.Н. Пучкова – докембрийским образованиям хребта Уралтау, ордовикско-девонским вулканитам и осадочным комплексам. Им в составе Сакмарского аллохтона выделяется три аллохтонных единицы. Нижняя пластина представлена породами уралтауского комплекса, средняя – нижнеордовикско-девонскими толщами, состоящими из кремней, известняков, олистостром и флиша. Для нее свойственны также девонские изверженные породы, что на Северном Кавказе относят к самостоятельной Кызылкольской пластине. При этом рассматривают контакт между «сланцевой» и вулканогенной толщами как тектонический. Верхняя единица – это океанические и островодужные серии, серпентинитовый меланж, ультрабазиты и габбро. Ю.В. Казанцев большое внимание придавал силурийским образованиям. Среди них им впервые выделены три типа разреза: кремнисто-терригенный, кремнистый и флишоидный. Все они фаунистически охарактеризованы, в основном граптолитами силура, но имеются сведения и о девонском их возрасте. Эта толща, скорее всего, является не только возрастным, но и литологическим аналогом так называемой «сланцевой толщи» Андрюкско-Тоханской структурно-формационной зоны Передового хребта Северного Кавказа. И на Урале, и на Кавказе с ней связаны олистостромовые горизонты. Офиолитовые комплексы Сакмарского аллохтона, выходящих на поверхность в виде крупных Катралинского и Шайтантауского массивов, подстилаемых серпентинитовым меланжем, одни считали основанием аллохтона, другие – верхним его членом.

Хорошее сравнение геологии Сакмарского покрова и Передового хребта Кавказа сделано С.Г. Самыгиным и Е.В. Хаиным [1985]. Породы нижней тектонической единицы Е.В. Хаина надвинуты на метаморфиты блыбского комплекса и на отложения Андрюкско-Тоханской зоны, в которой участвует и вулканогенный разрез – D_1 - D_2 ef₁ (напомним, что Л.Д. Чегодаев [1977] не исключал и отнесение его к силуру, во всяком случае, определенную часть его). По вышеназванным исследователям этот разрез состоит из двух главных типов. Это непрерывно дифференцированная вулканическая серия с лавами основного и среднего состава в нижней части, лавами среднего и кислого состава и их туфами в верхней (кызылькольская свита), а также контрастная серия (даутская свита). В основании ее наблюдаются недифференцированные базальты, которые вверх сменяются базальт-липаритовой толщей. В верхней части большую роль играют пирокластические образования. С.Г. Самыгин и Е.В. Хаин [1985] названные свиты Северного Кавказа сравнивают с блявинской и утягуловской свитами Сакмарского аллохтона. Как они пишут: «сходство в строении и развитии ряда западных структурных зон Южного Урала и северных структурно-формационных зон Северного Кавказа совпадает во многом, вплоть до мелочей». Терригенно-карбонатный разрез (D_3 fm-C₁t) залегает согласно на вулканогенно-осадочном и построен, в общем, однотипно. Горизонты и линзы известняков чередуются с пестроокрашенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Сопоставимы с зилаирской свитой Южного Урала. «Средняя тектоническая единица аллохтона Передового хребта состоит из двух самостоятельных покровов. В основании находится покров кремнисто-терригенных отложений (S_1 l-S₂ld), которые располагаются структурно выше известняков фамена или турне. Это часто чередующиеся аргиллиты и алевролиты, углеродисто-кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, олигомиктовые кварц-плагиоклазовые песчаники общей мощностью до 200 м» (с. 49). Сравним с тектонической пластиной кремнистых пород силура в составе Сакмарского аллохтона Южного Урала. Верхний тектонический покров Сакмарского аллохтона, сложенный породами офиолитовой ассоциации, равнозначен средней тектонической пластине Передового хребта Кавказа.

Некоторое суждение о порядке залегания тектонических пластин Сакмарского аллохтона можно заключить по результатам бурения скважины П-33 (рис. 48 а, б), пройденной в районе железнодорожной станции Изембет. Это Куркудукская площадь, расположенная в юж-

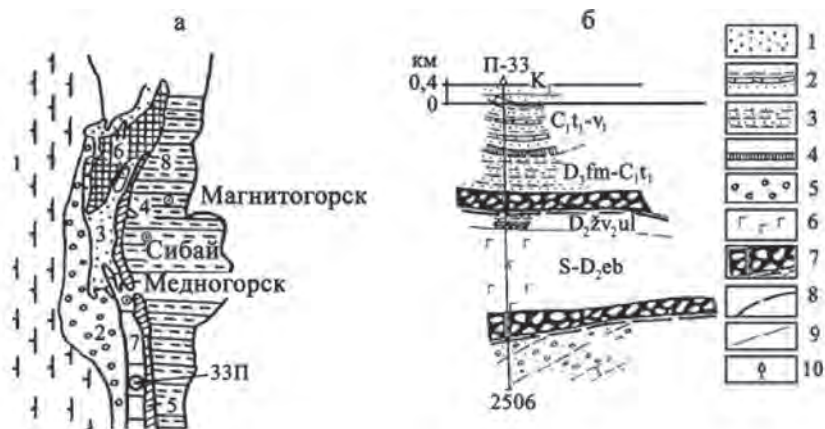


Рис. 48. а – схематический план района скв. П-33: 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Бельская впадина Предуральяского прогиба; 3 – Зилаирский синклинорий; 4–5 – зона Уралтау; 6 – Башкирский антиклинорий; 7 – Сакмарский аллохтон; 8 – Магнитогорская синформа.

б – геологический разрез района скв. П-33: 1 – субплатформенные отложения, 2–3 – флиш (2 – карбонатного и 3 – терригенного составов), 4 – прослои кремней в кремнистых сланцах, 5 – конгломераты, иногда глыбовые, 6 – вулканиты основного и кислого составов, 7 – серпентинитовый меланж; 8 – надвиги; 9 – стратиграфические границы; 10 – скважины (по материалам К.Х. Бакирова, Е.Б. Троппа, В.В. Юриша, В.И. Федорова, Е.И. Книжника и др. [2005])

ной части шарьяжа, что показано на рисунке. Как видим, офиолиты, представленные здесь зонами серпентинитового меланжа, располагаются как в основании шарьяжа, так и в самой верхней его части.

Ниже приведем обобщенные сведения о геологии метаморфических образований, с одной стороны, Блыбского и Ацгаринского комплексов Передового хребта Северного Кавказа, с другой – максютовского и суванякского зоны Уралтау Южного Урала.

Блыбский метаморфический комплекс Передового хребта

Этот комплекс находится между реками Белой на западе и Большо-го Зеленчука на востоке. Самые крупные выходы его известны в бассейне р. Бол. Блыб, в междуречье Мал. Лаба и Бол. Лаба (Блыбское



Рис. 49. Схема строения Передового хребта в междуречье Белой и Большого Зеленчука (по М.Л. Сомину и В.А. Лаврищеву [2005] с небольшими изменениями)

Буквы в кружках: Бл – Блыбское поднятие; массивы: Бс – Бескесский, Дх – Даховский, Сх – Сахрайский; Дж – выступ горы Джуга, Э – выступ горы Экспедиция. Геология заштрихованной горизонтальными линиями площади отображена на рис. 4. Остальные усл. обозн. см. рис. 4

поднятия), а также в пределах Бескесского, Сахрайского и Даховского массивов (рис. 49).

Контакт между блыбским комплексом и перекрывающими его образованиями большинством геологов признается тектоническим, с падением на северо-восток под углами 15–20°. Приведенные В.Л. Омельченко данные [2007] позволили ему судить о надвиговом характере Блыбского тектонического нарушения. В настоящее время приводятся соображения об аллохтонном структурном положении и пластинчато-надвиговом внутреннем строении Блыбского комплекса уже довольно определенно. Так, в работе В.А. Камзолкина 2012 г. со ссылками на работы М.Л. Сомина предполагается тектоническое совмещение его с палеозойским Кызылкольским покровом преимущественно вулканогенного состава.

Основной породный состав данного метаморфического комплекса представлен кристаллическими сланцами, плагиогнейсами с подчиненным количеством амфиболитов (в том числе и гранатовых) и отдельными телами эклогитов. Наблюдается присутствие многочисленных небольших по размеру тел гипербазитов.

По И.П. Гамкрелидзе, Д.М. Шенгелиа [2005], блыбский комплекс состоит из двух свит: *армовской* и *балканской*. *Армовская свита* представляет собой «совмещение тектонически перемешанных, различных по генезису древних изверженных и осадочных пород, метаморфизованных, скорее всего, в досреднепалеозойскую эпоху, а затем испытывав-

ших мощную метасоматическую переработку» [Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005, с. 192]. Она сложена переслаиванием гранато-сланцевых и кварц-альбит-хлорит-эпидот-мусковитовых сланцев. Присутствуют также амфиболиты и серпентинизированные гипербазиты, с которыми связаны тела эклогитов. В *балканской свите* преимущественно развиты гранатовые амфиболиты. Верхняя часть разреза сложена гранато-двусланцевыми сланцами и гнейсами. Гранатовые амфиболиты развиты в пределах Блыбской структуры, а также известны в Даховском и в Бескесском массивах. Подчеркнем, что характернейшей особенностью состава блыбского метаморфического комплекса является присутствие в нем на разных уровнях разреза эклогитов и амфиболитизированных эклогитов, а также в разной степени серпентинизированных гипербазитов. Распространены кианито-гранатовые метапелиты.

По В.Ю. Герасимову, эклогиты образуют линзовидные тела среди гранатовых амфиболитов. Минеральный состав их – преимущественно гранат и омфацит, с подчиненными в количественном отношении роговой обманкой, иногда сине-зеленой окраски, эпидотом, кварцем, парагонитом, фенгитом и рутилом. Амфиболитизированные эклогиты (район бассейна р. Бол. Лаба) представлены будинированными телами мощностью от первых дециметров до 15 м. По составу это полосчатые гранат-омфацит-эпидот-кианит-рутил-кварцевые породы. Есть мнение, что полосчатость, параллельная контактам эклогитовых тел, характеризует первичную полосчатость метапесчаников или туфогенных пород, по которым они образовались. М.Л. Сомин же считает, что основная часть армовской свиты образовалась по вулканогенным породам основного и кислого состава, при скромном участии метапелитов и метатерригенных пород. Основанием тому является низкое содержание цирконов в сланцах и гнейсах. Как пишет В.Л. Омельченко [2007], метаморфизм блыбского комплекса относится к фации дистеновых гнейсов и амфиболитов с локальными переходами к эклогитовой фации, по Н.Л. Добрецову, а по Д.М. Шенгелиа – породы комплекса метаморфически изменены на уровне ставролитовой фации кианито-силлиманитового типа глубинности. И.П. Гамкрелидзе и Д.М. Шенгелиа пришли к выводу, что исходные породы комплекса образовались в докембрии. Метаморфизм проградный, высокотермобарический осуществился при температуре 650–700 °С и давлении 16–17 кбар. Период его протекания – от раннекаледонского до позднекаледонского.

Как видим, основной дискутируемой проблемой является время формирования первичного состава блыбского комплекса – докембрий или палеозой. Не до конца выяснена и периодизация их последующих метаморфических преобразований. На этот счет приводятся следующие материалы. По И.П. Гамкрелидзе и Д.М. Шенгелиа [2005], исходные породы комплекса относятся к докембрию. Возраст метаморфических пород его свит (балканской и армовской) по K-Ar и Rb-Sr методам находится в пределах от 354 до 460 млн лет. Интервалы метаморфических преобразований соответствуют $354 \pm 10 - 385 \pm 18$ и $350 - 370 \pm 40$ млн лет. Метаплагиограниты комплекса, исследованные Д.З. Журавлевым и И.С. Красивской Sm-Nd изохронным методом, показали 400 ± 11 млн лет (с использованием ортита и сфена) и 460 млн лет (вместо сфена учитывался апатит).

Датировки регионального метаморфизма, определенные по **цирконам**, отражают время, равное 410 ± 10 млн лет, что соответствует и U-Pb-возрасту. Как пишут М.Л. Сомин и В.А. Лаврищев [2005], выполненные в ИГЕМ РАН многочисленные определения аргонного возраста метаморфитов Передового хребта приходится на интервал 370–320 млн лет. В частности, датировка белой слюды из синметаморфической кварцевой жилы в Блыбской структуре равна 355 ± 8 млн лет при содержании K 7,61%. Высококалийевые биотит и мусковит из ортогнейса Сахрайского массива показали 338 ± 6 и 334 ± 6 млн лет соответственно. Использование Sm-Nd-, Ar-Ar- и Lu-Hf методов применительно к системе гранат-порода из эклогитов бассейна р. Уруштен (Блыбская структура) дало значения возраста 322–303 млн лет. Не укладывается в общую схему датировка 450 млн лет по флогопиту из контактовой зоны гранодиоритов и ультрабазитов Бескесского выступа. Кроме того, «изотопное датирование пород как в Блыбском, так и в небольших Даховском и Бескесском массивах показало, что SHRIMP и TIMS U-Pb датировки магматических цирконов из пяти проб ортопород кислого состава и габбро амфиболита находятся в интервале 400–323 млн лет. В одном случае по нескольким точкам в технике SHRIMP II получено требующее подтверждения значение возраста около 460 млн лет. Кластер 374 ± 2 млн лет (поздний девон) характеризует возраст группы из семи зерен цирконов, извлеченных из метатерригенных сланцев блыбского комплекса. Возраст метаморфизма пород определялся с помощью K-Ar, Rb-Sr, Lu-Hf и Sm-Nd методов, а также недавно А.Н. Кониловым

по монациту с использованием метода CHIME. Все датировки находятся в интервале 360–290 млн лет с четким максимумом 320 млн лет для К-Аг метода» [2005, с. 368]. Большинство из приведенных данных свидетельствует в пользу среднего и позднепалеозойского возраста метаморфизма.

Согласно геохронологическому датированию пород БМК (данные В.А. Камзолкина [2012]), оценки возраста для ортогнейсов БМК – 320 и 360 млн лет К-Аг методом, для эклогитов Красной Скалы – 320–303 млн лет, Lu-Hf и Аг-Аг методами, для метаплагиограниитов – 323 млн лет, для ортогнейсов – 350–400 млн лет по цирконам, методом TIMS; для Gr-Ph-Amf сланцев – группы зерен 2471–1500, 653–499 и около 374 млн лет по детритовым цирконам. При датировании магматических цирконов из ортогнейсов балки Копцева, Малая Лаба получен возраст 549 млн лет. По мнению этого автора, наличие разновозрастных осадочных и магматических пород БМК указывает на совмещение экспонированных в пределах комплекса тектонических чешуй различной природы.

Все еще дискутируемыми проблемами являются время формирования первичного состава Блыбского комплекса – докембрий или палеозой, его структурное положение, не до конца выяснена и периодизация их последующих метаморфических преобразований.

Ацгаринский метаморфический комплекс Передового хребта

Большинство современных исследователей Северного Кавказа считают этот комплекс тектонической пластиной (аллохтоном) в составе пакета герцинских покровов Передового хребта. Он протягивается с перерывами от верховьев рек Кяфар-Агура и Большого Зеленчука на востоке до р. Белой на западе, залегая на девонских и нижнекаменноугольных отложениях либо на породах офиолитового комплекса.

По сравнению с Блыбским он сложен образованиями, подвергшимся меньшим ступеням метаморфизма. В нем преобладают метатерригенные слюдяные сланцы, микрогнейсы и филлиты, образовавшиеся по песчаникам и алевролитам. Его расчленяют на ацгаринскую и кяфарскую свиты либо абиширо-ахубскую, ацгаринскую, кяфарскую и речепстинскую толщи. По И.П. Гамкрелидзе, Д.М. Шенгелиа, Ацгаринский аллохтон состоит из нескольких самостоятельных

пластин, отличающихся между собой составом исходных пород и степенью регионального метаморфизма. Выделяют четыре самостоятельных пластины: ацгаринскую, абиширо-ахубскую, чиликскую, кяфарскую, с площадью выходов ее от 5 до 25 кв. км. Между пластинами картируются тектонические нарушения, маркируемые мощными зонами милонитов и местами хорошо выраженным структурным несогласием между породами покрова (рис. 50).

Метаморфиты, слагающие тектонические пластины, отличаются по составу исходных пород и по степени регионального метаморфизма. Краткие сведения о них приводятся по [Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005].

Первая, самая нижняя пластина в комплексе Ацгаринского покрова надвинута на верхнедевонские-нижнекаменноугольные отложе-

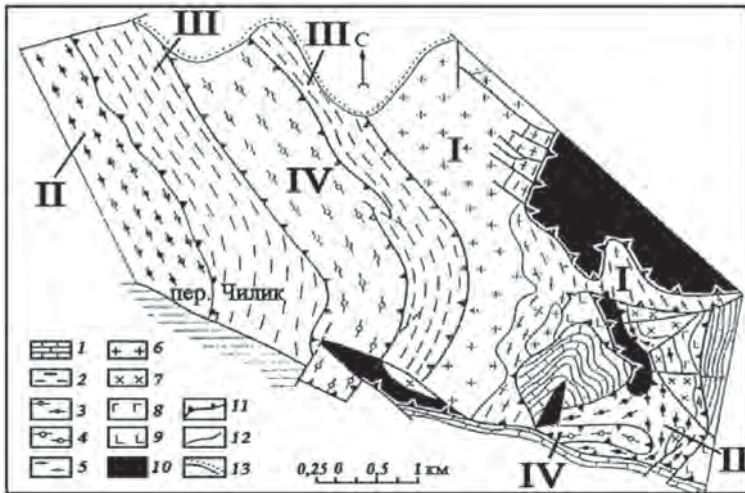


Рис. 50. Схема геологического строения верхьев рек Кяфар и Ацгара (по Д.М. Шенгелиа и др. [1986] с использованием материалов Е.В. Хаина, В.Ф. Сидоренко, Г.Л. Донченко и др.)

1 – известняки, филлиты и зеленые сланцы фамена-турне; 2 – микрогнейсы, графитовые сланцы; 3 – амфиболиты; 4 – двуслюдяные гранат-ставролитовые сланцы (Кяфарская тектоническая пластина); 5 – гнейсы с прослоями амфиболитов; 6 – мигматиты чиликского комплекса; 7 – габбро-диориты; 8 – габброиды; 9 – базальтовые порфириды, спилиты, диабазы; 10 – серпентинизированные гипербазиты; 11 – надвиги; 12 – разрывы; 13 – стратиграфически несогласные. I, II, III и IV – тектонические пластины Ацгаринского покрова

ния, относящиеся к Кизилкольскому тектоническому покрову, или на покров офиолитов, и отделена тектоническими нарушениями от других пластин. Представлена она метаморфизованными сланцами, мигматитами и чиликскими гранитоидами, что отличает ее от других пластин. Состоит из катаклазированных и ретроградно измененных метапелитов, насыщенных K_2O . Пород, богатых СаО, в ней мало. Это плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые амфиболиты, в которых амфиболы представлены бурыми или буровато-зелеными роговыми обманками. Степень регионального метаморфизма пород первой пластины соответствует фации биотит-мусковитовых гнейсов. Температура метаморфизма составляет 560–600 °С, а давление – 3–3,2 кбар.

Вторая пластина расположена на офиолитах и породах первой пластины. Она сложена богатыми СаО разновидностями, среди которых различаются плагиоклазовые и эпидотовые амфиболиты, нередко со сфеном и хлоритом, а также хлорит-эпидотовые сланцы со сфеном, эпидот-актинолитовые сланцы и горнблендиты. Редко встречаются метапсаммиты и биотит-кварц-эпидот-плагиоклазовые сланцы. По минеральным парагенезисам степень регионального метаморфизма второй пластины соответствует ставролит-хлоритоидной субфации ставролитовой фации, а диафоризованных разновидностей – зеленосланцевой фации.

Третья пластина состоит она из двух частей. В составе нижней преобладают породы, богатые СаО, а в верхней части – K_2O . Среди пород нижней части присутствуют роговообманковые сланцы с повышенной метаморфизацией. Степень регионального метаморфизма соответствует биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Температура метаморфизма составляет 340–480 °С.

Основная часть четвертой пластины сложена насыщенными K_2O метапелитами. Второстепенную роль играют богатые СаО породы. Встречаются двуполевошпатовые гнейсы и графитовые кварциты. Степень регионального метаморфизма пород Кяфарской пластины соответствует ставролит-хлоритовой субфации ставролитовой фации. Температура минералообразования оценивается в 500–600 °С.

По условиям давлений метаморфические породы тектонических пластин Ацгаринского покрова принадлежат к умеренному барическому типу.

На состав исходных пород метаморфитов Ацгаринского покрова существуют разные точки зрения. По мнению одних исследователей

[Баранов, Кропачев, 1976; Сомин, Хаин, Видяпин, 1980], парагнейсы покрова образовались за счет песчаников и алевролитов. Ставролитовые и другие сланцы являются преобразованными глинистыми осадками, а амфиболиты – вулканогенными породами основного состава. Г.И. Баранов и И.И. Греков считают, что покров представляет собой часть литосферной плиты сиалического континентального типа. На существенно сиалический состав Ацгаринского покрова указывает и М.Л. Сомин. Противоположной точки зрения придерживается Ш.А. Адамия, считая метаморфиты метаофиолитами некоего океанического бассейна. По мнению И.П. Гамкрелидзе и Д.М. Шенгелиа, состав исходных пород для разных пластин различный. Но лишь в четвертой и второй из них он в небольших объемах отмечает метавулканиды основного и среднего состава.

Большинство исследователей отложения Ацгаринского покрова предположительно датируют докембрием [Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005; Баранов, Кропачев, 1976], а Е.В. Хаин – нижним палеозоем. «К-Аг возраст метаморфитов Ацгаринского тектонического покрова, определенный М.М. Аракелянц по материалам М.Л. Сомина: по мусковитам из метапелитов Кяфарской пластины – 390, 387 ± 10 и 368 ± 10 млн лет, а из пегматита, прорывающего эти сланцы – 364 ± 11 млн лет; по роговой обманке из двух проб неметаморфизованной дайки лампрофира, секущей сланцы этой же тектонической пластины – 400 ± 12 и 394 ± 14 млн лет, и биотита из той же породы – 366 ± 10 млн лет. М.Л. Сомин считает, что эти цифры ближе к истинному возрасту регионального метаморфизма. Наиболее высокое значение К-Аг возраста – 470 ± 14 млн лет приводит Е.В. Хаин. Оно получено по роговой обманке из амфиболита, вероятно, абиширо-ахубской единицы [Сомин и др., 2009] или же второй пластины [Шенгелиа и др., 1986] Ацгаринского тектонического покрова».

Максютовский и Суваянский комплексы зоны Уралтау западного склона Южного Урала

Уралтауская структура выделяется как осевая зона Урала, протягивающаяся субмеридионально на многие сотни километров при ширине от 5 до 25 км. На всем протяжении она состоит из двух

тектонических пластин, надвинутых друг на друга с востока. Западная из них – Юмагузинская – сложена породами суваянского комплекса, а восточная – Иткуловская – состоит из образований максютовского комплекса. Суваянский комплекс на востоке по Янтышево-Юлукскому надвигу, подчеркнутому тектонизированными серпентинитами, граничит с максютовским комплексом, который на востоке соседствует с Магнитогорской синформой по Главному Уральскому надвигу. Структурная геология зоны Уралтау характеризуется пластинчато-надвиговым строением. Надвигание аллохтонов происходит преимущественно с востока на запад (рис. 51).

На всем протяжении хребет Уралтау надвинут с востока на смежные структуры западного склона Урала. Пологий надвиг вдоль

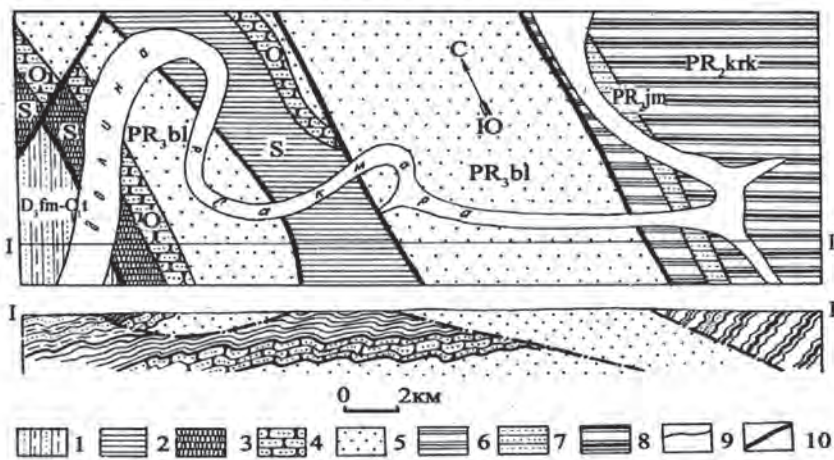


Рис. 51. Геологическая карта участка хребта Уралтау в районе широтного течения р. Сакмара, д. Янтышево и разрез по линии I-I (по М.А. Камалетдинову [1974])

1 – зилаирская свита (фаменский ярус верхнего девона – низы нижнего карбона): граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты; 2–3 – силурийские отложения (2 –глинистые сланцы поднадвига; 3 – кремнистые сланцы аллохтона); 4 – средний и верхний ордовик: кварцевые песчаники; 5 – верхний рифей, белекейская свита: кварциты; 6–8 – средний рифей (6 – карамалинская свита: мусковито-хлорито-кварцевые и графитистые сланцы, пачки кварцитов; 7 – юмагузинская свита: хлорито-мусковито-кварцевые сланцы и кварциты; 8 – кайраклинская свита: графитистые и слюдяные кварциты и актинолито-хлорито-альбитовые сланцы); 9 – геологические границы; 10 – тектонические контакты

западного крыла антиклинория во многих местах проявлен весьма отчетливо. Надвигание с востока слюдяно-кварцевых сланцев укшук-арвякской свиты верхнего рифея на различные горизонты силура и девона со срезанием их простираения почти под прямыми углами установлено в районе г. Белорецка. Между этим городом и с. Кирябинское, в синклинальном прогибе, образованном докембрийскими толщами Башкирского антиклинория, сохранился аллохтонный покров метаморфических образований зоны Уралтау. Средняя часть его сложена ниже- и среднепалеозойскими толщами, образующими синклиналь, известную под названием Тирлянской мульды. В.И. Козлов, детально изучивший этот покров, отмечает срезание им ряда структур Башкирского антиклинория, которые, очевидно, «ныряют» под аллохтон. Ряд картировочных скважин, пробуренных во фронтальной зоне надвига уралтауских метаморфитов, вскрыл под ними на глубинах до 150 м породы зигазино-комаровской и миньярской свит. Сам контакт представлен брекчией гематитизированных образований мощностью до 1 м. Наделение подошвы шарьяжа, по данным названного автора, ориентировано на восток под углами 45–50°. О более пологом ее залегании свидетельствует крайне извилистая западная граница покрова, образующая в плане тектонические окна и полуокна. В более южных районах надвиг хребта Уралтау фиксируется данными сейсморазведки. Они показали, что осадочный комплекс палеозоя зилайского синклинория в верховьях р. Большой Ик погружается на восток под верхнерифейско-палеозойские метаморфические сланцы под углами 10–20°. Учитывая резкое различие в составе, строении и мощности образований, слагающих зону Уралтау и примыкающих структур, следует полагать, что амплитуда шарьяжа значительная.

Максютовский комплекс прослеживается вдоль восточной части хребта Уралтау в субмеридиональном направлении почти на 200 км при ширине 5–10 км. Севернее д. Абдулкаримово он перекрыт аллохтоном Магнитогорской синформы. На западе – граничит с суваянским комплексом по Янтышевско-Юлукскому разлому (Центрально-Уралтауский надвиг), вдоль которого в соприкосновении приведены разнофациальные и разновозрастные толщи, имеющие разные структурные планы и различную степень метаморфизма. Плоскость сместителя круто погружается к востоку под углом около 60°. Восточной границей является Главный Уральский надвиг,

имеющий в целом пологое падение на восток под углами от 10 до 50°. Он маркируется мощной зоной меланжа, в котором сохранились довольно крупные гипербазитовые массивы. Это Салатимско-Кемпирсайский гипербазитовый пояс (Кемпирсайский на Южном Урале). Здесь с севера на юг выделялись крупные антиклинали: Галеевская, Якуповская и Кувашлинская, дополнительно осложненные мелкой складчатостью, часто изоклиальной. Названные антиклинали сложены образованиями *галеевской, кайраклинской, юмагузинской и карамалинской свит*, в составе которых преобладают кварциты, часто слюдястые, иногда с глаукофаном, гранатом, хлоритом, эпидотом и актинолитом, реже графито-кварцевыми, графитистыми и мусковито-кварцевыми сланцами, а также метаморфизованными вулканитами основного состава. Иногда отмечаются линзы мраморизованных известняков.

Исследованиями О.А. Захарова и В.Н. Пучкова, О.А. Захарова и М.Ю. Аржавитиной установлено, что максютовский комплекс представлен несколькими разновеликими тектоническими пластинами (рис. 52, 53).

Изучение отложений максютовского комплекса и характера их метаморфизма, проведенное Д.Г. Ожигановым, С.С. Гороховым, А.И. Демчуком, В.И. Ленных, А.А. Алексеевым и др., показывает, что преимущественным распространением пользовались осадочные и частью вулканогенные образования основного состава, с телами основных и ультраосновных пород. В результате метаморфизма песчаных и песчано-глинистых отложений возникли кварциты и слюдяно-кварцевые сланцы, а известковистые осадки были преобразованы в мраморизованные известняки и мраморы. Зеленые сланцы формировались по основным вулканогенным и частью интрузивным породам или по продуктам их метаморфизма, что подтверждается результатами петрографических и петрохимических исследований.

Значительное развитие в составе комплекса эклогитов и глаукофановых сланцев принесло ему широкую известность в связи с тем, что эти породы служат индикаторными при определении геодинамических условий формирования содержащих их образований. Они присутствуют во всех свитах описываемого комплекса, исключая галеевскую. Эклогиты представлены здесь массивными либо грубо-рассланцованными породами темно-зеленой окраски. Обязательным

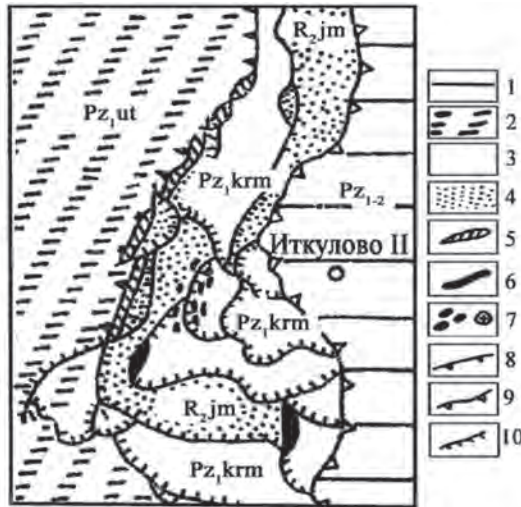


Рис. 52. Схема геологического строения северной части максютовского метаморфического комплекса (по О.А. Захарову и В.Н. Пучкову [1994])

1 – меланж Главного Уральского надвига и вулканогенно-осадочные отложения Присакмарской зоны Магнитогорской синформы ($Pz_{1,2}$); 2 – утальская свита (Pz_{1ut}); 3 – карамалинская серия (Pz_{1krm}); 4 – юмагузинская свита (R_{2jm}); 5 – метагабброиды юлукского комплекса; 6 – серпентиниты; 7 – эклогиты; 8 – Янтышевско-Юлукский разлом; 9 – Главный Уральский надвиг; 10 – надвиги

минералом в их составе являются порфиروبласты граната (гранат-альмандин). Присутствуют также омфациит, глаукофан, обыкновенная роговая обманка, актинолит, хлорит, эпидот, клиноцоизит, мусковит, сфен и рутил. Наиболее известны эклогиты в районе деревень Каряново, Максютово, Шубино, речки Сабалаир.

К общим особенностям геологии максютовского метаморфического комплекса А.А. Алексеев и др. [2006] относят: «Преимущественно сиалический и терригенный характер субстрата метаморфических пород; в составе комплекса доля ортопород различной фациальной природы составляет в среднем около 10–12% и в конкретных разрезах не поднимается выше 20% от мощности всего разреза комплекса... Не меньше половины мощности разреза сложено глинисто-песчаными высокозрелыми терригенными породами, превращенными

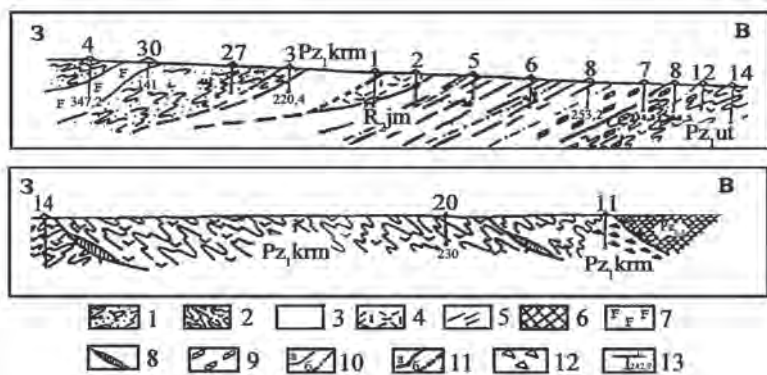


Рис. 53. Схематический геологический разрез Иткуловского структурного профиля (по О.А. Захарову и М.Ю. Аржавитиной [2007])

1 – утальская свита (Pz_{ut}) (серпичито-хлорито-кварцо-альбитовые («рябчиковые») сланцы, серпичитовые кварциты); 2 – карамалинская свита (Pz_{krm}) (переслаивание хлорито-мусковито-графито-кварцевых, мусковито-хлорито-актинолитово-альбитовых сланцев, мусковитовых и графитистых кварцитов); 3–5 – юмагузинская свита (R_{jm}) (3 – гранато-глаукофано-мусковито-кварцевые сланцы, мусковитовые кварциты; 4 – мусковито-кварцо-микроклиновые метаморфиты (ортогнейсы); 5 – прослои графитистых сланцев среди гранато-глаукофано-мусковито-кварцевых сланцев и мусковитовых кварцитов); 6 – серпентинитовый меланж; 7 – метагабброиды Юлукского комплекса; 8 – линзы серпентинитов в основании тектонических пластин; 9 – будины эклогитов; 10 – геологические границы: а) достоверные, б) предполагаемые; 11 – тектонические границы: а) достоверные, б) предполагаемые; 12 – зона брекчирования; 13 – скважина, ее номер и глубина

при метаморфизме в слюдяно-кварцевые и слюдястые кварциты. ... Ортопороды комплекса по петрохимическим и геохимическим характеристикам соответствуют как внутриплитным континентальным базальтам, так и базальтам срединно-океанических хребтов и недифференцированным натриевым базальтам офиолитовой ассоциации» [Алексеев и др., 2006, с. 138]. Таким образом, максютовский комплекс в соответствии с контрастностью его состава включает нижнюю терригенно-осадочную толщу (докармалинская часть разреза) и верхнюю офиолитовую часть (кармалинская свита), тектонически сближенные. Термобарические условия их формирования, по данным этих же авторов, оцениваются как умеренно высокие – 300–550 °С

по температуре и от 5–6 до 14 кбар по давлению. Для наиболее высокобарических кварц-жадеитовых пород – 500–550 °С и до 22, а иногда и до 25 кбар для коэситсодержащих эклогитов.

Проблема возраста субстрата максютовского метаморфического комплекса является весьма дискуссионной. В соответствии с унифицированными схемами 1993 г., утвержденными МСК названный комплекс, представленный галеевской, кайраклинской, юмагузинской и карамалинской свитами, рассматривался как среднерифейский. Определение его докембрийским было основано на основании корреляции с вещественными комплексами Башкирского антиклинория, время образования которых определялось цифрами от 1050 до 1400 млн лет. Кроме того, были получены датировки по цирконам из кварцитов галеевской и юмагузинской свит, которые, по данным В.И. Козлова, оценивались от 960 до 2130 млн лет. Сейчас принято думать, что эти цирконы привнесены с области сноса, а потому принимать их во внимание не следует. По цирконам из метаморфических пород южной части Уралтау (кармалинская свита) определен абсолютный возраст в интервале от 705 до 880 млн лет, на основании чего эта свита отнесена к позднему рифею. О возможном докембрийском возрасте максютовского комплекса говорят изотопные данные А.А. Краснобаева, полученные по магматическим цирконам из апориолитов, а также наличие древних реликтовых изотопных соотношений в некоторых эклогитах.

Согласно данным А.А. Алексева и др., для эклогитов максютовского комплекса получены две группы датировок: по U/Pb методу – 396–358 млн лет (рутил и апатит); Sm-Nd – по гранату, омфациту, рутилу и апатиту время проявления высокобарического метаморфизма оценивается средним девоном (около 380 млн лет).

По данным С.Г. Ковалева и Е.А. Тимофеевой [2012], этапность метаморфических событий максютовского комплекса определена Н.Л. Добрецовым в четыре интервала, соответствующих четырем этапам деформаций и метаморфизма: 440–400, 370, 340–330, 300(?) млн лет. Из того же источника – Б. Бостик с коллегами также выделяет четыре интервала от 390 до 300 млн лет, а Д. Браун с соавторами установили, что на регрессивной стадии выделяется три интервала от 300 до 376 млн лет.

Имеются сведения о находках К.А. Львовым в мраморизованных известняках кармалинских отложений фауны археоциат, а А.М. Микрю-

ковым – обломок конодонта позднекембрийского возраста. Находки конодонтовой фауны не древнее ордовика в мраморизованных известняках метаморфитов максютовского комплекса, в частности в районе д. Юлук, принадлежат О.А. Захарову. Этот же исследователь из линзы кайраклинских мраморов, взятой в ур. Альмухаметово, обнаружил и обломки конодонтов, которые, по определению О.В. Артюшковой и Т.М. Мавринской, не древнее ордовика [Захаров, Пучков, 1994].

Приведенные данные согласуются с представлениями о двучленном строении максютовского комплекса. В.И. Ленных, например, рассматривает его как коллизионно-шовную зону, состоящую из тектонически совмещенных двух толщ: нижняя из них – континентального происхождения, существенно терригенного состава; верхняя – офиолитового состава. По О.А. Захарову и М.Ю. Аржавиной [2007], максютовский комплекс также представлен двумя сериями: нижней – юмагузинской, а верхней – карамалинской. Нижняя серия сложена кварцитами и гранат-мусковит-глаукофан-кварцевыми сланцами среднерифейского возраста. Она отнесена к коре континентального типа. Верхняя представлена графитистыми сланцами и метабазальтами с будинами серпентинитов и линзами известняков. Она рассматривается как производная коры океанического типа. Возраст субстрата ее, по В.Н. Пучкову, – позднесилурийско-раннедевонский. Контакт между сериями тектонический. В соответствии с этими взглядами генезис высокобарических эклогит-глаукофансланцевых пород рассматривается как результат взаимодействия пограничной зоны палеоконтинент – океан.

Хорошо сопоставимы критерии сравнительности максютовского метаморфического комплекса зоны Уралтау Южного Урала и блыбского комплекса Передового хребта Большого Кавказа. Подмечены следующие общности:

- аллохтонное структурное положение, пластинчато-надвиговый стиль тектоники;
- особый породный состав комплекса, характеризующийся присутствием эклогитов и офиолитов;
- контрастность первичного состава с участием субстрата континентального и океанического происхождения;
- равнозначность метаморфических преобразований (до высоких ступеней);
- возраст первичных пород (докембрий либо палеозой);

– несколько периодов их метаморфизации, близко разновозрастных для сравниваемых объектов в интервалах нижнего – верхнего палеозоя.

Суванякский комплекс. Метаморфические породы комплекса прослеживаются более чем на 400 км от хребта Уйташ (район севернее с. Кирябинское) на севере до широтного течения р. Урал на юге. Геологическое строение и метаморфизм комплекса освещались Д.Г. Ожигановым, С.С. Гороховым, В.И. Ленных, В.И. Козловым, А.А. Алексеевым и мн. др.

В южной части Уралтауской структуры ранее Д.Г. Ожигановым в составе нижней части суванякского комплекса, относимого им к среднему и позднему протерозою, выделялись: уткальская, курташская, тупаргасская, мазаринская и укшук-арвякская свиты. Позже В.И. Козловым здесь назывались: уткальская, курташская, акбиикская и белекейская свиты. Краткие сведения о них приводятся по данным этого автора.

Уткальская свита пользуется большим распространением, непрерывно протягиваясь через всю Уралтаускую зону – от с. Кирябинское на севере до бассейна р. Баракал на юге. В составе ее преобладают слюдяно-хлорит-плагиоклаз-кварцевые сланцы, переслаивающиеся с существенно кварцевыми разностями, кварцитами и иногда графито-кварцевыми сланцами. Существенными признаками свиты является ритмичный характер переслаивания полевошпатовых и кварцевых разностей сланцев и кварцитов, а также наличие порфиробластов альбита, придающих породе «рябчиковый облик».

Курташская свита представлена несколькими толщами, связанными между собой постепенными переходами. В составе ее преобладают кварциты, мусковито-кварцевые сланцы, кварцито-песчаники и слюдяно-кварцевые сланцы. Иногда присутствуют графитистые и карбонатсодержащие разности. Севернее р. Суваняк свита расчленяется на две толщи, нижняя из которых кварцитовая, а верхняя – преимущественно сланцевая.

Акбиикская свита имеет сложное строение и недостаточно обнажена. В ее составе по рекам Суваняк, Баракал и Бетеря выделяют: кварцито-песчаники, кварциты с линзами гравелитов и прослоями филлитизированных сланцев серицит-хлорит-кварцевого состава; плейчатые мусковито-кварцевые сланцы, ритмично переслаивающиеся, прослоями известковистые. В разрезе по р. Суваняк выделя-

ют две толщи: кварцитопесчаниковую – нижнюю и преимущественно сланцевую – верхнюю.

Белекейская свита завершает разрез метаморфических толщ суванякского комплекса. Она распространена от истоков р. М. Суваняк на севере до широтного течения р. Сакмара на юге. С подстилающей акбиикской свитой она связана постепенными переходами и отличается преобладанием сланцев, часто почти не метаморфизованных, а также сиреновой окраской пород нижней части разреза, маркирующих нижнюю границу свиты.

Субстрат метаморфического комплекса названных выше свит представлен почти исключительно терригенными породами. Аповулканические образования типа зеленых сланцев и особенно карбонатные породы имеют очень незначительное развитие. По А.А. Алексееву и др. [2006], отвечают осадочным породам песчано-глинистого состава и отличаются низкой известковистостью, преобладанием калия над натрием в составе щелочей, повышенной и иногда высокой (в филлитах) глиноземистостью. Альбитсодержащие парасланцы, характеризующимися почти равными содержаниями натрия и калия, образовались, вероятно, по алевритито-глинистым породам с первично повышенным содержанием натрия.

Метаморфизм суванякского комплекса характеризуется относительно низкоградиентным, слабозональным региональным метаморфизмом в условиях филлитовой и зеленосланцевой фаций, выдержанным на больших площадях. Наблюдается постепенное усиление степени метаморфизма пород комплекса вниз по стратиграфическому разрезу – от типичной филлитовой фации (белекейская и акбиикская свиты) до мусковит-хлоритовой и местами до биотит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации (свиты от уткальской и ниже), а также с юга на север – от филлитовой до зеленосланцевой фации. Считают, что наблюдаемое в некоторых участках присутствие хлоритоидсодержащих пород указывает на обусловленность их локальными проявлениями стресс-метаморфизма.

Согласно А.А. Алексееву и др. [2006], современные представления о возрасте слагающих суванякский метаморфический комплекс стратиграфических подразделений дискуссионны. В унифицированных и корреляционных стратиграфических схемах Урала уткальская свита отнесена к среднему рифею, а остальные свиты комплекса – к верхнему рифею, кудашу и отчасти к венду. Важная информация

для корреляции различных метаморфизованных толщ была получена при изучении типоморфизма обломочного циркона и определении его изотопного возраста. В частности, было установлено наличие в отложениях рифея стратотипических разрезов Башкирского антиклинория и в одновозрастных им метаморфических образованиях Уралтауского антиклинория трех единых уровней радиологического возраста детритового циркона [Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, Козлов, 1988]. Нижний уровень (зигальгинская свита Башкирского антиклинория сопоставляется с уткальской свитой хребта Уралтау) определяется радиологическим возрастом малиново-красных, красных и темно-красных цирконов от 1600–2100 до 2300–2600 млн лет. Средний уровень – возрастом темно-розовых и розовых цирконов от 1100–1400 до 1600–1700 млн лет. Верхний уровень (укская, урюкская, басинская, кукаркаульская, аршинская свиты Башкирского антиклинория сравниваются с акбийской и белекейской свитами Уралтау) – возрастом розовых (от 1300–1500 до 1700 млн лет), матовых (2400 млн лет) и красных (от 2050–2300 до 2400–2600 млн лет) цирконов. Определение радиологического возраста циркона из гранитов Барангуловского массива (660 ± 15 млн лет, Pb-Pb и U-Pb методы) позволило уточнить возраст мазаринской свиты Уралтау, которую эти граниты прорывают, а значит и в целом пород Уралтауского антиклинория.

По данным С.С. Горохова, Л.Н. Овчинникова, А.А. Алексева, радиологические определения калий-аргоновым методом возраста метаморфических пород суваньянского комплекса соответствуют значениям от 290 до 555 млн лет. Они группируются в интервалы 490–555, 350–425 и 290 млн лет, что интерпретируется как свидетельство проявления вендского и каледонского этапов метаморфизма. Наиболее молодая датировка в 290 млн лет получена по мусковит-хлоритоидному сланцу мазаринской свиты в Тирлянском районе. Она свидетельствует о локальном проявлении в зоне Уралтау и позднепалеозойской фазы метаморфизма.

Итак, геология метаморфического суваньянского комплекса зоны Уралтау Южного Урала и ацгаринского – Передового хребта Большого Кавказа имеют следующие общие черты. Их структурное положение – аллохтонное, а взаимоотношения с сопредельными структурными элементами – тектонические. Они хорошо сопоставляются по особенностям пластинчато-надвигового стиля тектоники. В первичном (до метаморфизма) составе их преобладают породы преиму-

щественно осадочного генезиса. Выявляется общность в характере метаморфических преобразований сравниваемых комплексов. Это довольно низкие ступени метаморфизма. Дискутируется проблема возраста субстрата – докембрий либо палеозой. На современной стадии изученности решение этого вопроса находится на уровне равнозначной неопределенности как по данным геохронологии, так и по палеонтологическим находкам.

Все изложенное выше свидетельствует о хорошей сопоставимости геологии метаморфических комплексов домезозоя хребта Уралтау Южного Урала и Передового хребта Северного Кавказа, а следовательно, о вероятной общности истории их геодинамического развития.

К истории изучения проблем геологии и геодинамики Кавказа в представлениях Ю.В. Казанцева

Почти 100 лет назад знаменитый французский ученый Frederic de Montpereux осуществил путешествие по Крыму и Кавказу и собрал первые, хотя и отрывочные, сведения по геологии этих горных стран. То есть конец 30-х и начало 40-х годов XVIII столетия можно считать началом геологических исследований на Кавказе, позже продолженных Германом Абихом и геологами Закавказского горного управления. Ими были проведены геолого-съёмочные работы почти для всего Закавказья, составлены на эту территорию геологические карты масштаба 1:210000. Здесь проводили исследования швейцарец Эрнест Фавр (Ernest Favre) и француз Фоньер (Founiers), отдельные районы изучались русскими исследователями в 90-х годах XIX столетия. Петрографические же исследования проводил академик Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и его ученики. Иначе говоря, в этом районе был выполнен основной объем работ.

Первичная оценка геологического строения этих регионов показала, что оно здесь весьма сложное и нелегко поддается изучению – на это же указывали такие крупные ученые, как Albert Heim и Marcel Bertrand, посетившие Кавказ в 1907 г. в связи со II сессией Международного конгресса геологов. Геологическим комитетом в 1916 г. было принято решение приступить к систематическим исследованиям геологии не только равнинных, но и его горных областей.

А.П. Герасимов и В.П. Ренгартен в 1934 г. применили методику изучения геологического строения по сети линий поперечных пересечений горной страны во всю ширину перешейка, стремясь к оптимальным условиям сбора информации о вещественном составе и структуре геологических формаций Кавказа. Исследования по данной методике начаты еще в 1917 г. и широко развернуты в 1923 г. Они осуществлялись с участием многих организаций, главным образом Академии наук, Нефтяного института и местных геологоразведочных центров. Были настолько успешными, что уже в 1929 г. появилась возможность не только составить геологическую карту Кавказа в масштабе 1:1000000, но и получить общие представления о тектонике этой горной страны в целом, и ее отдельных регионов, в частности.

Французский исследователь P. Bonnet указывал, что геологическое строение Кавказа резко отличается от Альп отсутствием здесь широкого развития покровных структур. Он писал: «Мы имеем пример ярко выраженной чешуйчатой структуры, с которой связано сравнительно не крупное по горизонтальному направлению перемещение отдельных глыб и клиньев по довольно крутым поверхностям разрывов. Нельзя сказать, чтобы покровы совсем отсутствовали на Кавказе: они есть главным образом по южному склону Главного хребта (в северной Кахетии и может быть в Армении), но они не являются основной тектонической формой, как в Альпах». Позже это мнение было опровергнуто, так как были получены многочисленные факты надвигового строения Кавказа (рис. 54).

Доказательства в пользу аллохтонной природы Большого Кавказа, как и Горного Крыма, Добруджи, приводились нами ранее [Казанцев, 1982]. С нашими выводами согласуются и данные геофизических исследований по «Южморнефтегазгеофизразведка» Министерства газовой промышленности Украины. Ведь шарьяжи и надвиги в пределах Большого Кавказа имеют широкое развитие и составляют основу тектонической структуры Кавказа.

Леопольд Кобер называет Кавказ таинственным, потому что, по его мнению, движение горных масс, в особенности на Северном Кавказе, было направлено не на север, как в Альпах, а на юг. Если исключить сравнительно немногие случаи перемещения отдельных глыб на север, то по всему Северному Кавказу от подошвы его северного склона до продольных долин рек Куры и Риони видно, что

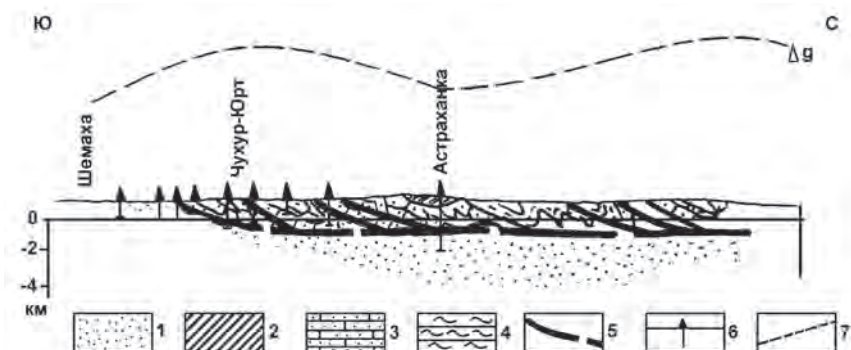


Рис. 54. Геологический разрез Шемахино-Кобыстанской зоны Кавказа (по данным Б.В. Григорьянца [1982])

1 – моласса, 2 – Астраханский тектонический покров, 3 – верхний мел (дибрарская фация), 4 – палеоген, 5 – надвиги, 6 – скважины, 7 – кривая силы тяжести (Δg)

крупные плоскости разрывов имеют весьма крутое падение на север и только отдельные надвиговые чешуи подают на юг. Таким образом, Кавказ, подобно Пиренеям, как бы является одной из передовых складок, возникших в сложной системе Тетиса. Но А.П. Герасимов и В.П. Ренгартен [1934] отмечают: «Есть только один район, правда район крупный, где мы ясно наблюдаем перемещение масс на север... перемещение, происходящее по довольно пологим поверхностям разрыва. Это... Аджаро-Имеретинский хребет». В истории развития этой горной страны наибольшее значение имели эры палеозойского и третичного диастрофизма, с которыми связаны наиболее интенсивная складчатость и наиболее яркое проявление вулканических процессов.

В 30-е годы прошлого столетия была опубликована статья А.П. Герасимова и В.П. Ренгартена [1934] о Крымско-Кавказском регионе. Авторы утверждали: «Здесь мы имеем пример ярко выраженной чешуйчатой структуры, с которой связано... перемещение в горизонтальном направлении отдельных глыб и клиньев по довольно крутым поверхностям разрывов» (с. 41). При этом исследователи (Л. Кобер и др.) затруднялись в выяснении обстоятельств, повлиявших на формирование северного падения сместителей на северном склоне. На современном этапе по данным геофизических исследований,

установлено, что северное падение обусловлено наличием встречного основным надвигом разрыва, который не простирается вглубь, ниже главного надвига в прилегающем Аджаро-Имеретинском регионе, где фиксируют преимущественно южное падение сместителей. Данными авторами также впервые описаны олистостромовые толщи в составе флиша юрского и мелового времени, что свидетельствует о цикличности процессов складкообразования в самой Альпийской геосинклинальной системе. И это как раз свидетельствует о сходстве Альп и Кавказа, а не их различии. Кроме того, данные характеристики важны для установления формационной принадлежности отложений мезозоя (T_1J_3 и т.д.) к платформенным (известняки) или геосинклинальным (флиш) образованиям.

Данные, приведенные в статье Ф.П. Боркова и др. в 1977 г., позволяют однозначно утверждать, что Большой Кавказ является аллохтоном. Этот шарьяж покоится на майкопских отложениях олигоцена – миоцена (данные треста «Краснодарнефтегеофизика» и Краснодарского филиала «ВНИИгеофизика»). Несмотря на отличие геологического строения Кавказа и Альп, все же известное сходство этих двух горных стран, безусловно, существует. Оно выражено в идентичности фаз формирования всего складчатого комплекса. На Кавказе, как и в Альпах, отмечены андские, австрийские (предсенноманские) и предсенонские движения. При этом переход от континентальных отложений на севере к миоценовым морским осадкам на юге происходит постепенно.

Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин [1963] представляют Большой Кавказ в виде «асимметричного мегаантиклинория в поперечном сечении, а в продольном направлении – в виде разделяющегося на несколько относительно приподнятых и опущенных сегментов. Наиболее приподнят центральный сегмент, а наиболее погружены северо-западное и юго-восточное окончания. Осевую зону (ядро) образует антиклинорий Главного хребта, сложенного в наиболее приподнятом сегменте Большого Кавказа палеозоем, а в опущенных сегментах – преимущественно лейасом. Северное крыло мегантиклинория сложено мезозойскими и отчасти палеогеновыми терригенно-карбонатными отложениями умеренной мощности, смятыми в простые складки или даже залегающими моноклинально. Южное крыло отличается значительно большей мощностью мезозойского разреза, верхняя часть которого представлена флишем, и интенсивной склад-

частостью, вплоть до образования изоклинально-чешуйчатой структуры с общим смещением масс к югу. Прерывистая полоса флишевых синклиналий южного крыла обрамляется на юге системой поднятий с более сокращенным, в основном нефлишевым разрезом мезозоя, отделяющим мегантиклинорий Большого Кавказа от Закавказской межгорной зоны. Как ядро мегантиклинория, так и его крылья слагаются рядом частных тектонических элементов, ориентированных косо по отношению к оси складчатого сооружения в целом и кулисообразно представляющих друг друга по простиранию» (с. 27).

По нашему мнению, структура Кавказа наиболее достоверно представлена А. Сорским [1962], которую мы принимали за основу при изучении геологии этого региона. Как пишет Э.М. Щекинский с соавторами [1985]: «Кавказ, являясь составной частью Альпийско-Гималайского складчатого пояса, представляется сложнопостроенным складчато-шарьяжным сооружением и характеризуется разнообразием и богатством тектонических форм» (с. 69). В целом Кавказ представляет собой комплекс интенсивно деформированных пород как палеозойско-допалеозойского возраста, так и мезозойского. Это метаморфические сланцы, гнейсы, кварциты, известняки, мрамора, интрузивные и эффузивные породы от кислого до ультраосновного состава, граниты докембрия и палеозоя, которые (согласно Дотдугеву, 1986 и Мамедову, 1968) образуют сложную мегасинформу, подразделяемую на ряд синформ и тектонических покровов, сложенных образованиями мезозоя. К тектоническим покровам Бол. Кавказа приурочены зоны меланжа (дикого флиша, по Ф. Кауфману; автокластического меланжа, по Е. Гринли; олистостром, по Г. Флоресу). Широкое развитие здесь шарьяжей и различных олистостромовых комплексов (Белов и др., 1976) подтверждено и данными бурения. Огромное количество хаотично расположенных блоков палеозойских пород, а также известняков верхней юры известно на южном склоне Большого Кавказа среди флиша нижнего мела. Аналогичная картина нами наблюдалась и в Горном Крыму. Кроме того, лобовые части аллохтонов повсеместно смяты в асимметричные антиклинальные складки.

В зоне Передового хребта Северного Кавказа выделены (Белов, Омельченко, 1976) офиолитовые покровы, которые, согласно Т.А. Гасанову, надвинуты с юга. Сами покровы повсеместно сопровождаются тектонизированными олистостромами вперемежку с глыбами ультрабазитов. Например, на правом берегу р. Тохана, в 0,5 км

к северо-востоку от минерального источника, в естественных обнажениях выступают силурийские фтаниты в виде изолированных глыб размерами 6×3,9, 2×1,5 и 1,5×1 м. Глыбы заключены в терригенной толще аргиллитов, алевролитов, песчаников и олистостром. Среди них преобладают (95%) серые кремни. Возраст толщи, содержащей олистолиды, постсилурийский.

Антиклинорий Большого Кавказа простирается с юго-востока на северо-запад. Здесь залегают комплексы осадочных и магматических пород в основном мезозойско-кайнозойского возраста, однако на Центральном Кавказе в осевой части антиклинория широко обнажены породы докембрийского и палеозойского возраста. В поперечном сечении антиклинорий Большого Кавказа отличается четко выраженной асимметрией. Его северное крыло относительно пологое с нормальным залеганием напластований, южное – крутое, интенсивно дислоцированное и нарушенное многочисленными разломами, часть из которых прослеживается на значительную глубину. В строении антиклинория четко выражена поперечная зональность, обусловленная региональными ундуляциями шарнира. Весь антиклинорий подразделяется на три крупных объекта. Это область Восточного Кавказа, где в ядре антиклинория обнажаются песчано-сланцевые толщи среднего и, возможно, нижнего лейаса. Центральный Кавказ – от Военно-Грузинской дороги (восток) до меридиана г. Сочи (запад) – с высоко расположенным ядром, сложенным породами докембрия и палеозоя. Область Северо-Западного Кавказа, где сланцы лейаса составляют ядро, а крылья сложены мелом и палеогеном. На юго-востоке и северо-западе наблюдается сужение и замыкание антиклинория. В плане антиклинорий Большого Кавказа имеет вид двух гигантских линз, разделенных сравнительно узким прогибом в районе Военно-Грузинской дороги. Считается, что Большой Кавказ представляет собой часть альпийской складчатой области, которая на севере отделяется от ВЕП Предкавказским прогибом, разделённым поперечным Ставропольским плато на две тектонические депрессии – Терскую и Кубанскую (рис. 55).

Строение всей этой зоны достаточно хорошо изучено геолого-геофизическими методами (Бурштар, 1957; Балавадзе, Шенгелия, 1961; Гроссгейм и др., 1956 и др.). Кубанская депрессия, выполненная осадочными толщами мезозоя и кайнозоя, является структурой с крутым южным и пологим северным крылом. С севера депрессия огра-

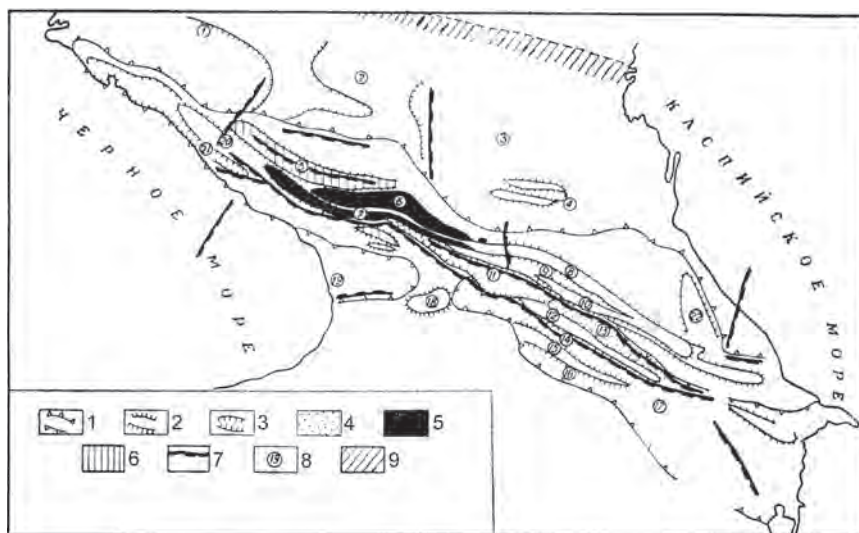


Рис. 55. Схема структурных элементов Большого Кавказа (по В.Е. Хаину [1982])

1 – контуры мегантиклинория; 2 – контуры антиклинориев; 3 – контуры крупных депрессий и синклинориев; 4 – наложенная впадина; 5 – докембрийские и нижнепалеозойские ядра антиклинориев; 6 – средне- и верхнепалеозойские ядра антиклинориев; 7 – разломы; 8 – наименование отдельных структурных элементов; 9 – погребенные герциниды Предкавказья.

Цифры в кружках: 1 – Кубанская впадина; 2 – Ставропольское поднятие; 3 – Терская впадина; 4 – Терский и Сунженский антиклинорий; 5 – Даховско-Тырныузский антиклинорий; 6 – Эльбрусско-Садонский антиклинорий; 7 – Дарьяло-Богосский антиклинорий; 8 – антиклинорий Бокового хребта; 9 – Бежитинский грабен-синклинорий; 10 – антиклинорий Главного хребта; 11 – флишевый синклинорий Восточного Кавказа; 12 – Кахетинский антиклинорий; 13 – Алазанская депрессия; 14 – Карталино-Иорский синклинорий; 15 – Чатминский антиклинорий; 16 – Караязо-Евлахский синклинорий; 17 – осевая часть Куринского мегасинклинория; 18 – Дзирульский антиклинорий; 19 – Рионский мегасинклинорий; 20 – Оштенский антиклинорий; 21 – флишевый синклинорий Западного Кавказа; 22 – Мугринский антиклинорий

ничена Ростовским выступом кристаллического массива. Северный борт депрессии, являющийся южной оконечностью эпигерцинской платформы, вскрыт буровыми скважинами до палеозойского фундамента. Последний представлен метаморфизованными углисто-серцитовыми сланцами с прослоями кварцитов и известняков нижнего

карбона, залегающими под углом 70–80°. В пределах Кубанской депрессии выявлено несколько крупных структурных элементов – Ейско-Березанский вал, Адыгейское поднятие, Западно-Кубанский и Восточно-Кубанский прогибы. Глубина залегания палеозойского фундамента в пределах Кубанской депрессии колеблется от 1,5–2 км на востоке, до 5–6 км – на западе. Палеозойский фундамент Ставропольского поднятия почти на всем протяжении вскрыт бурением. Фундамент (девон и карбон) сложен сильно метаморфизованными и смятыми в складки породами – в основном углисто-серицитово-кремнистыми сланцами, филлитами и кислыми эффузивами. По данным М.С. Бурштара, метаморфизованные породы фундамента вскрыты на восточном склоне поднятия на глубине 2365 м; в центральной его части залегают на глубине меньше 1000 м.

Терская депрессия является наиболее глубоко погруженной частью Предкавказского прогиба к востоку от Ставропольского поднятия. Палеозойский складчатый фундамент вскрыт здесь только на северной и восточной перифериях. Терская депрессия также имеет асимметричное строение: ее северный борт – пологий, а южный – крутой. Она раскрывается в сторону Каспийского моря. В средней части Терской депрессии в близширотном направлении прослеживаются две антиклинальные зоны, выраженные в рельефе Терским и Сунженским хребтами; последние сложены породами палеогена, миоцена и плиоцена. Южная часть депрессии наиболее сильно прогнута, общая мощность мезозойско-кайнозойских образований здесь достигает 7–8 км.

Метаморфизованные породы палеозойского основания, вскрытые на северном крыле депрессии, представлены чередованием серицитово-кремнистых, углисто-карбонатных сланцев, а также аргиллитов и известняков. Палеозойские отложения восточного борта впадины, по данным бурения, представлены толщей сильно дислоцированных карбонатно-серицитовых, тальковых и других метаморфических сланцев, имеющей крутое падение на глубине около 3500 м. Дислоцированные и метаморфизованные породы палеозойского фундамента Предкавказского прогиба неоднородны и разновозрастны. По сути, это, возможно, погребенная герцинская складчатая зона.

В настоящее время достаточно определенно установлено, что основные крупные структурные элементы Большого Кавказа ограничены крупными разломами, среди которых выделяются продольные

кавказского простирания и поперечные, характерные как для складчатой области Большого Кавказа, так и для сопредельной с ней Русской платформы. Центральный Кавказ, ядро которого сложено метаморфическими и магматическими породами докембрия и палеозоя, по существу, представляет собой крупную глыбу, ограниченную со всех сторон разновозрастными разломами. Докембрийские и палеозойские толщи в составе этой глыбы представлены гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами, мраморами, амфиболитами, кварцитами, известняками, а также различными интрузивными и эффузивными породами – от кислых до ультраосновных. Разрывная тектоника в этой области чрезвычайно сложна и характеризуется наличием многочисленных продольных и поперечных разрывов, осложненных складками.

На основании новых палеонтологических данных и анализа тектонической природы и структурного положения утесов юрских пород, установлено, что утесы являются олистолитами (рис. 56) и приурочены к эоценовым отложениям (Мамедов, 1968). Наиболее крупные глыбы юрских пород наблюдаются в южной, прилегающей к Куринской впадине, полосе предгорий Большого Кавказа.

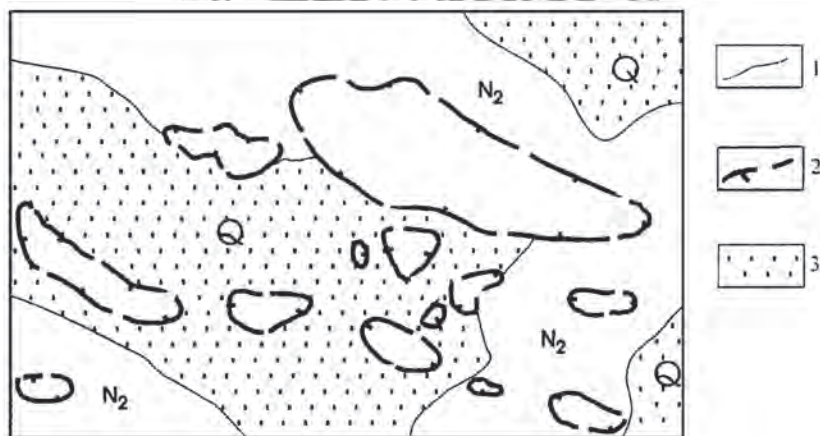


Рис. 56. Геологическая схема района Цители-Царского участка Большого Кавказа (по А.В. Мамедову (1968))

1 – стратиграфические границы, 2 – надвиги, ограничивающие клипы юрских известняков, 3 – четвертичные отложения

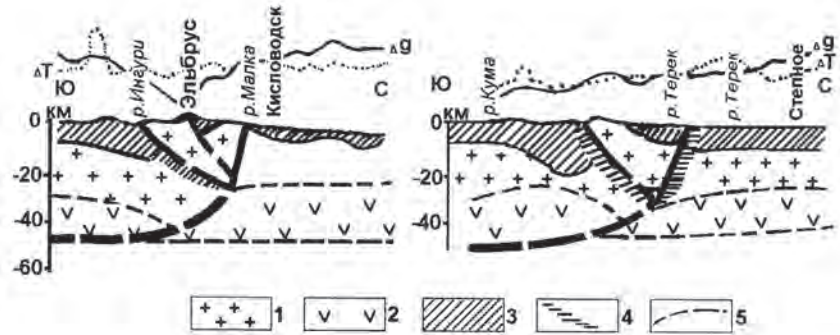


Рис. 57. Геофизические разрезы земной коры по профилям Гали-Александровское (а) и Степное-Бакуриани (б) (по А.Г. Шемпелеву (1978))

1 – «гранитный» слой, 2 – «базальтовый» слой, 3 – осадочный слой, 4 – зоны разломов, 5 – границы «базальтового» слоя

По данным геофизических исследований, Главная Кавказская мегасинформа представляет собой тектонический клин, ограниченный сместителями надвигов встречного падения (рис. 57).

А.Г. Шемпелев приводит данные интерпретации материалов ГСЗ и гравимагнитных съемок, касающиеся глубинного строения Большого Кавказа по пересечениям Гали-Александровское, Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичевань. По его мнению, в зоне Большого Кавказа переход от «базальтового» к «гранитному» слоям нечеткий и представляет собой «зону гранито-базальтового переслаивания» (с. 57). Кроме того, выделяемые границы внутри «базальтового» слоя свидетельствуют о наклонном его залегании под Большим Кавказом и это дает ему право предполагать надвигание «базальтового» слоя на «гранитный». Данные А.Г. Шемпелева в какой-то мере подтверждают «клиновидное» строение Кавказа.

В.Е. Хаин, приводя данные А.Г. Шемпелева 1978 г. об очень сложном геологическом строении Кавказского региона по сейсмическим данным, заключает, что и по этим материалам просматривается аллохтонная природа кавказских структур в пересечениях Степное-Бакуриани, Гали-Александровское. Но более показательным представляется характер распространения сейсмоволн на глубине под Кавказом, по данным И.А. Белявского, А.А. Борисова и И.С. Воль-

вовского (1967), указывающий на аллохтонное залегание Большекавказских сооружений на глубине.

В настоящее время Г.А. Павленковой, благодаря компьютерным технологиям, по сохранившимся годографам рассматриваемого профиля удалось получить скоростные модели земной коры и самых верхов мантии этого региона до глубины 80 км. Показано, что мощность коры увеличивается под Большим Кавказом до 50–60 км, но не плавно, как было показано раньше, а по системе глубинных нарушений. Нарушения прослеживаются и внутри коры по наклонным отражающим площадкам и по резкой смене сейсмических скоростей. В верхах мантии на глубине 50–80 км выявлена протяженная, наклонная на север граница.

Здесь же прослеживается цикличность надвигообразования. То есть, аллохтоны, сформировавшиеся в начальные этапы (например, в палеозое), подвергались в более позднее время (мезозой-кайнозой) дополнительным деформациям (геофизические исследования показывают «клиноформность» структуры главного хребта, что выражено в характере расположения изолиний продольных скоростей сейсмических волн). В результате исходные аллохтоны дробились на более мелкие блоки так, что в кайнозойскую эпоху превратились в олистолиты, сцементированные тектонизированной глиной, что мы и видим сегодня на большом хребте Кавказа.

В составе древнего ядра Большого Кавказа, по мнению Е.А. Долгинова, присутствуют блоки гетерогенных пород, представленных разновозрастными образованиями (палеозойские обломки цементируются, например, глинистыми тектонитами мезозойского возраста). К тому же М.В. Муратов, В.Г. Бондаренко, М.Г. Плахотный, Н.И. Черняк в 1968 г. полагали, что если глыбы пород среднего карбона–верхней перми встречены в виде олистолитов в Горном Крыму, то это свидетельствует о наличии пород этого возраста и южнее. То есть перенос их осуществлялся с юга на север.

По данным А.А. Сорского, на Большом Кавказе наблюдается этажность расположения структур. Самые нижние слои, по его мнению, образуют нижние тектонические покровы. Они сложены гранитно-гнейсовыми образованиями протерозоя-палеозоя. Выше разрез наращивается аллохтонными структурными формами верхней юры и нижнего мела, а самые верхние представлены неоген-четвертичными структурами. К тому же установлено, что

морфология принадвиговых складок в направлении снизу вверх упрощается.

Можно также заметить, что на Большом Кавказе, в зоне наиболее приподнятых горных кряжей, выделяется область развития гранитоидных массивов. Подобно гранитному поясу Урала, они прослеживаются вдоль складчатого сооружения и являются аркогенными структурами. В аркогенез вовлечены не только гранитные массивы, но и вмещающие гнейсы, сланцы, амфиболиты и прочие интенсивно метаморфизованные образования. Формирование самих гранитов чаще обусловлено процессами метасоматоза в период верхнего палеозоя (чаще среднекаменноугольный).

Работами многих исследователей Северного Кавказа и Прикаспия (Галямов, Вильцинг, 1966; Пустильников, Семенов, 1969; Цатуров и др., 1972; Знаменский и др., 1972; Сидоренко, 1972; Коршенбаум, 1975; Щекинский, Гаджиев, 1974; Лопатин, 1975; Арутюнян и др., 1973; Итенберг, Александров, 1971 и др.) отмечается приуроченность ловушек углеводородов к чешуйчато-надвиговым структурам.

О том, что Главный хребет Большого Кавказа и Горный Крым являются аллохтонами, в какой-то мере свидетельствует их кулисообразное сочленение между собой, хотя, как установлено и признано геологическим сообществом, принадлежность Горного Крыма и Кавказа к единой эпохе складчатости бесспорна (Бобылев и др., 1979). По новому рассмотреть надвиговое строение Кавказа по данным геофизических исследований делают попытки сотрудники ФГУГП «Кавказгеолсъемка» Л.М. Расцветаев, И.И. Греков, М.А. Компаниец и др. (2004) в содружестве с учеными МГУ.

Другой точки зрения на тектонику Кавказа придерживался М.М. Тетяев [1935]. Одной из главных проблем здесь является то, что тектонические движения горных масс, как принято считать, происходили здесь с севера на юг, тогда как на всем Альпийском поясе – с юга на север. Следует отметить, что идея о надвигании горных масс в направлении с севера на юг принадлежит В.П. Ренгартену, который в 30-е – 40-е годы XX в. был одним из авторитетнейших исследователей Кавказа. При изучении разрезов по берегам р. Терек им выявлен мощный надвиг всей известняковой гряды Северного Кавказа с севера на юг. М.М. Тетяев ссылается на совместное с В.П. Ренгартеном посещение этого разреза во время экспедиции по р. Терек в районе Дарьяльского гранитного массива, где, однако, отчетливо было видно

опрокидывание складок к северу, а не к югу, и, следовательно, движение было в сторону севера. В районе же между населенными пунктами Ардон и Урух М.М. Тетяев обнаружил еще более четко выраженную опрокинутость складок в северном направлении.

М.М. Тетяев рассматривает характер развития деформаций на Северном Кавказе в мезозойско-кайнозойское время на примере крупных антиклиналей Ставропольского поднятия. В этой работе он ссылается на мнение Л. Кобера, который считал, что на Северном Кавказе движение горных масс должно происходить с юга на север, т.к. это характерно для тектоники всего Альпийского пояса. По данным М.М. Тетяева, в северном Дагестане, в Грозненском районе во многих разрезах принадлежавшие складки опрокинуты либо к северу, либо к югу (веерообразные дислокации). Но это свидетельствует, в первую очередь, об интенсивности деформаций. М.М. Тетяев писал: «... нужно констатировать, что представление о спокойном залегании мезозоя и третичных отложений для данной области, не совсем соответствует действительности. Наличие палеозойских массивов Гунделена в верховьях р. Малки и древнего гранита к юго-западу от г. Кисловодска совершенно определенно говорит о существовании крупного (хотя бы и пологого) антиклинального перегиба, выдерживающегося с северо-западным простиранием на большое расстояние. Двигаясь далее к северу, в район Северокавказской железнодорожной магистрали, можно обнаружить новый антиклинальный перегиб, ясно очерчиваемый полосой палеогена среди неогеновых отложений, также подчеркивающий южное падение сместителя» [Тетяев, 1935, с. 215]. В заключении автор делает некоторые выводы. 1. Складчатость Главного Кавказского хребта не ограничивается ее проявлением лишь в пределах орогена, а переходит в Предкавказскую равнину: в этом направлении она приближается к периферии альпийской складчатой структуры. 2. Складчатая структура Предкавказской равнины, как области, лежащей ближе к платформе, может иметь уже перемежаемость складок со спокойным залеганием тех же самых осадочных свит. 3. При геофизических работах по изучению Ставропольского плато и при разведках необходимо иметь в виду, что эта складчатая структура, по-видимому, замаскирована явлениями более поздних сбросов, определивших соответственное поднятие и опускание ее отдельных участков, закономерность распределения которых остается пока еще не ясной. Последнее

положение особенно важно для понимания главной структуры Кавказа. Ставропольское поднятие наиболее гипсометрически выражено (палеозойский фундамент находится на его юге на глубине 1000 м, а на севере – 2000–2500 м). Поднятие ограничено с боков глубокими (2,5–3,5 км) сдвигами, фиксируемыми флексурами в мезозойско-кайнозойских отложениях. Сами же осадочные толщи смяты в валы широтного простирания, связанные с лобовыми частями надвигов.

Во-вторых, например, на территории Керченского полуострова Крыма широко развиты дислокации с северным падением сместителей. Особенно широко они известны вдоль южной границы Керченского полуострова (Белоусов, Яроцкий, 1934). Здесь к тому же четко фиксируется северо-восточное простирание как складчатых, так и разрывных дислокаций, тогда как в центре и на севере полуострова они имеют четкое субширотное простирание. Как установлено по данным геологической съемки, геофизических работ и бурения, на глубине сместителя нарушений встречного падения соединяются, образуя синформы, вложенные по размеру одна в другую [Казанцев и др., 1989]. При этом дислокациями первого порядка являются надвиги с южным падением сместителя, тогда как разрывы встречного падения являются нарушениями второго порядка, осложняющими основные надвиги. Очевидно, сходной обстановки следует ожидать и на Большом Кавказе.

В.Е. Хаин [1982], анализируя особенности тектоники, присущие складчатому сооружению Большого Кавказа, приводит доводы в пользу решающей роли тангенциального сжатия в этом процессе. Однако следствие этих напряжений он усматривает в поддвиге Закавказской микроплиты под ВЕП (в таком случае вероятность надвигов и должна быть с севера на юг, т.е. в сторону более низкой плиты. При этом автор считает, что подобные условия характерны и для Крыма, с чем вряд ли можно согласиться, т.к. в пределах Горного Крыма, как четко установлено, происходило движение горных масс с юга на север. По данным сейсморазведочных работ в районе Геленджика (А.А. Терехов), доказано несомненно аллохтонное залегание этого горного сооружения [Казанцев, 1982; Казанцев и др., 1989]. Аналогичные представления справедливы также для Добруджи и Кавказа.

Позже В.Е. Хаин напишет: «Существенно по-новому начинает рисоваться структура и соответственно история Большого Кавказа. Наиболее радикальные изменения произошли во взглядах на стро-

ение герцинского комплекса зоны Передового хребта. Открытие силурийских граптолитов в отложениях, ранее относившихся к нижнему карбону, способствовало выявлению многоярусности шарьяжей. В этих шарьяжах участвует и офиолитовый комплекс, оказавшийся досилурийским (ранее ультрабазиты и габбро относились к концу раннего карбона), а также кристаллические сланцы смежной зоны Главного хребта. Высказано предположение о широком проявлении шарьяжей и в самой зоне Главного хребта, а также в Лабино-Малкинской зоне, к северу от Передового хребта. Окончательно установлено и направление перемещения шарьяжей, скорее всего, оно было направлено к северу» (с. 40–41).

В связи с последним обстоятельством следует привести пример Гларнской дислокации, история изучения которой служит ярким примером заблуждений в геологии по поводу вергентности складок. В начале XX в. геологам этот район был широко известен под названием Гларнской двойной складчатости. Особенно активными сторонниками тезиса двойной складчатости этой дислокации были Зюсс и Бертран. Даже после того, как Гейм, лучший знаток Швейцарских Альп, отказался от своих первоначальных взглядов о двойной складчатости и доказал, что движение происходило в направлении с юга на север, Лодиренц и Лоренс на основе проведенных специальных исследований доказывали, что надвигание массива Гларнских гор шло только с юга. При этом его фронтальная часть даже погружалась к северу и востоку. Мы считаем это верным по той причине, что разрывное нарушение – дислокация первого порядка, а складка – второго порядка, а не наоборот. Поэтому складчатость повсеместно (и на Урале, и в Альпах) приурочена к фронтальным частям аллохтонов.

В работе за 1905 год Г. Штейнманн так характеризует дискуссию: «Гларнская двойная складчатость, до недавнего времени считавшаяся железным основным принципом геологии Швейцарских Альп, оказала вредное влияние, так как позволила крупные, наклоненные к югу складки и связанные надвиги рассматривать не как отклонение от нормы, а как нечто само собой разумеющееся». Этот исследователь полагает, что здесь возможна различная ориентировка складок, и вызвано это тем, что на Гларнском покрове, испытывавшем неодно-кратное возобновление тектонических движений, лежат более поздние аллохтоны, надвинутые с юга.

Между тем южная граница ВЕП в палеозое, вероятно, проходила вдоль северного побережья Черного и Азовского морей, далее, возможно, через Ейский полуостров и Донбасс, а южнее прослеживалась вдоль южного борта Прикаспийской впадины. На всем этом протяжении граница платформы трассируется вдоль внешнего края герцинского прогиба, по северному краю которого должны находиться барьерные рифовые сооружения пермского возраста. В складчатой же области в течение палеозоя происходило цикличное формирование магматических образований. В начале каждого тектонического цикла накапливались толщи основных вулканитов (диабазов, спилитов, лавобрекчий, туфов и пр.) и вулканогенно-осадочных (эффузивов, глинистых и кремнистых сланцев и пр.) пород ордовикского, силурийского, девонского, каменноугольного возраста, т.е. отложений, которыми сложены тектонические пластины хребта Большого Кавказа. Затем происходили процессы метаморфизма, завершившиеся гранитизацией с образованием плагиогранитных тел, обычно сопровождаемых гнейсами. Процесс гранитизации (возраст плагиогранитов, по данным А.А. Белова, 370–360 млн лет) завершился накоплением аспидной (или флишевой) формации в соседних районах, и это сопровождалось многократным надвигообразованием. Проявления этих процессов детально изучены в пределах Передового и Главного хребтов Кавказа, куда образования геоактивной зоны в результате тектонических движений были перемещены из Аджаро-Триалетской зоны – прародины герцинской структуры Кавказа. В заключение происходило накопление молассовых красноцветных серий верхнего карбона и перми.

К северу располагается область краевого понижения, шириной, примерно, 150–200 км. В пределах этой области редкими скважинами в Предкавказье и в Крыму на глубине до 4,5 км были вскрыты лишь красноцветные молассы пермо-триаса – основные образования, характеризующие состав и определяющие главный признак краевого Преддонецкого прогиба, ранее выделявшиеся как переходный комплекс.

Южнее распространены метаморфизованные, местами гранитизированные породы палеозойского возраста, а еще южнее, возможно, и мезозойские отложения, нарушенные складчато-надвиговыми дислокациями, составляющие фундамент Альпийского пояса и южной оконечности Скифской плиты.

В пределах Скифской плиты отложения мезозой-кайнозоя смяты в линейные складки. Выделяют обычно Тарханкутский, Азовский, Каневско-Березанский, Сальский и многие другие валы, состоящие из локальных принадвиговых антиклиналей преимущественно субширотного простирания. Между Скифской плитой и Альпийским поясом некоторые исследователи выделяют также «передовые» прогибы: Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский (Мирчинк и др., 1966), разделенные Ставропольским поднятием, в пределах которого некоторые линейные валообразные структуры имеют субмеридиональное простирание. Нам представляется, что этот факт еще требует доказательства, а пока мы можем говорить лишь о том, что весь северный склон Большого Кавказа – это часть Скифской плиты. Строение всей этой зоны достаточно хорошо изучено по данным геолого-геофизических методов. Индоло-Кубанская впадина является крупной отрицательной структурой с крутым южным и пологим северным крылом. Она выполнена осадочными толщами мезозоя и кайнозоя. С севера граничит с выступом Ростовского кристаллического массива. Северный борт депрессии, являющийся южной оконечности эпигерцинской платформы, вскрыт буровыми скважинами вплоть до палеозойского фундамента.

Возможность выявления геодинамических режимов развития тех или иных геологических объектов обеспечивается особенностями состава и строения слагающих их вещественных единиц соответствующего ранга. Современная эффективная методика геодинамических реконструкций базируется на структурном факторе геологического вещества: минералов, пород, формаций и формационных рядов. Такая методика разработана Т.Т. Казанцевой в Институте геологии УНЦ РАН. Она использована для установления периодизации геологических событий Южноуральской складчатой области, выявления тектонических стадий, циклов, этапов и фаз. Соответственно выделения и изучения особенностей строения (структур) геовещественных единиц всех геологических уровней организации. Необходимыми условиями для ее использования является достаточность знаний об объекте, его структурном положении, внутреннем строении, стратиграфической полноте с последовательностью залегания составляющих единиц, формационном расчленении. Изучение геологии Транскавказской меридиональной зоны в плане сравнительного анализа с Южным Уралом показало, что только северная часть

ее обнажена и изучена настолько, что дает возможность определять геодинамические режимы, но только фрагментарно. Аллохтонность положения и пластинчато-надвиговое внутреннее строение изучаемых объектов не позволяют устанавливать реальную последовательность цепи геотектонических событий. Ранее мы показали (отчет 2010–2012 гг.), что северная часть Транскавказской зоны (Лабинско-Малкинский тектонический блок) представляет собой аллохтонную структуру, потому геодинамика здесь может определяться только для территории конкретного тектонического покрова. Сравнительный анализ структурно-формационных комплексов Северного Кавказа с западным склоном Южного Урала дает возможность судить их геодинамического режима сравнимых складчатых областей.

Аллохтонное структурное положение наиболее обнаженной и изученной части Транскавказской меридиональной зоны, внутреннее строение и составы вмещающих ее комплексов привели нас к заключению об общности с геологией западного склона Южного Урала. Представляется, что докембрий Северного Кавказа являлся составной частью западного склона Южного Урала. Не может быть исключен и вариант, что его первоначальное местоположение находилось между Кракинским и Сакмарскими шарьяжами, в области средней части Зилаирского синклиория. Как известно, в настоящее время это приподнятая (антиклинальная) часть между двумя прогнутыми: северной центриклиналью структуры и южной частью – Сакмарским аллохтоном. Если это так, механизм его перемещения на территорию современного местонахождения также предположителен. Возможно, перемещение его к западу было связано геодинамическим условиям разнонаправленного тангенциального сжатия. С одной стороны, с востока Уральского орогена, с другой – с юга, со стороны Аравийской плиты.

Такой вариант доказателен наличием широтно направленных мегасдвигов, подобно тому, как это показано В.Е. Хаиным и Н.А. Яблонской [2002], изображающих Трансевразийский мегасдвиг, пересекающий всю Европу и Азию, в том числе проходящий по территории Северного Кавказа (рис. 58). Это согласуется с характером строения тектонических швов между Бечасынской и Андрюкско-Тоханской зонами (Северный разлом), Передовым и Главным хребтом (Пшекиш-Тырныаузский тектонический шов), которые, по Л.М. Расцветаеву, выражены сетью разрывов, пересекающих в широтном направлении

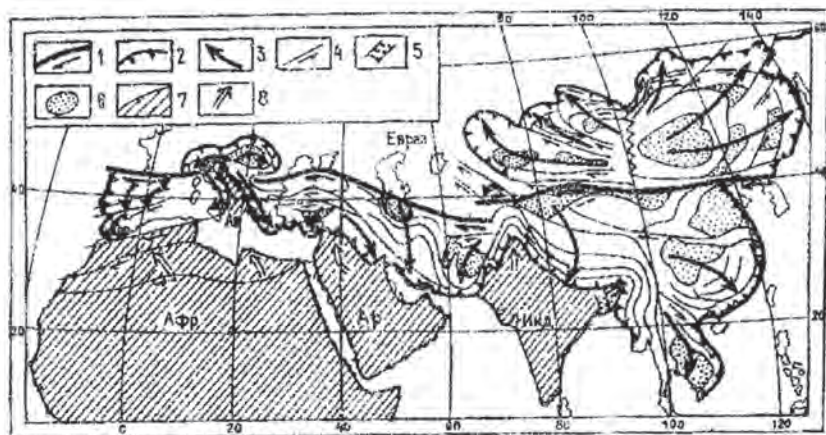


Рис. 58. Трансевразийский мегасдвиг В.Е. Хаина [Хаин, Яблонская, 2002] в модели новейшей геодинамики Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского горных поясов

1 – Трансевразийский мегасдвиг; 2 – фронтальные надвиги коровых пластических потоков; 3 – направления пластических потоков; 4 – сдвиги; 5 – зона растяжения в тылу Шиллонгского клина Индийской плиты; 6 – впадины, расположенные в тыловых частях пластических потоков; 7 – плиты-обломки суперконтинента Гондвана; 8 – направления движения плит

весь Лабино-Малкинский блок Северного Кавказа. В геомеханическом смысле это система сближенных разрывов надвигового и сдвигового типа, между которыми зажаты сильно тектонизированные палеозойские и раннемезозойские породы, что может трактоваться как зоны развития мегасдвигов.

Об этом же могут свидетельствовать современные движения в пределах Северного Кавказа по GPS наблюдениям [Милуков и др., 2015].

По данным В.К. Милукова, А.П. Миронова, Е.А. Рогожина, Г.М. Стеблова, Северная часть Большого Кавказа обладает весьма активным современным геодинамическим режимом, который обусловлен взаимодействием крупных Евразийской и Аравийской плит. В настоящее время этот район характеризуется деформацией сжатия в субмеридиональном направлении. Скорости горизонтального движения, зафиксированные станциями Зеленчукская и Кисловодская,

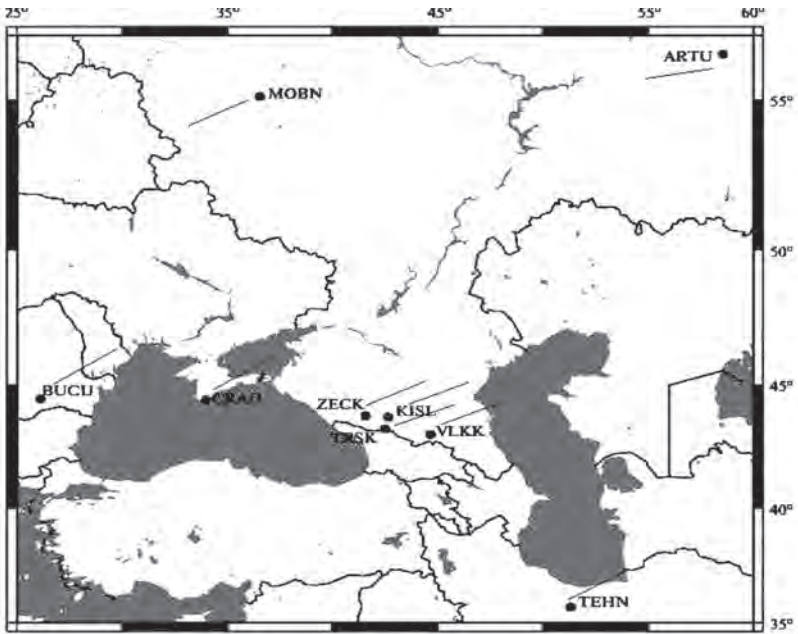


Рис. 59. Скорости горизонтальных смещений с эллипсами ошибок 1σ GPS станций Северо-Кавказской региональной сети ((ZECK (Зеленчукская), KISL (Кисловодская), TRSK (Терскол), VLKK (Владикавказская), ARTU (Арти, Урал), BUCU (Бухарест, Румыния), CRAO (Крым), MOBN (Обнинск, Московская область), TEHN (Тегеран, Иран)) и опорных станций сети IGS в системе относительности ITRF 2008 [Мидюков и др., 2015]

расположенные в пределах Северокавказского (Лабино-Малкинского) аллохтона, характеризуются цифрами от 23 до 34 мм/год, а вертикальные смещения составляют от 2,5 до 3,5 мм/год. При этом общее направление перемещения юго-восточное, как показано на рис. 59.

Следует учитывать и влияние Туранской плиты на геологию Кавказа, что зафиксировано в направлении простираций структур Дагестанского клина.

К сказанному добавим, что современное микросейсмотектоническое районирование территории Башкортостана показало унаследованность в направленности структур геологического прошлого с современными движениями.

Заключение

Докембрийские и палеозойские образования Транскавказской меридиональной зоны (Бечасынской, Андрюкско-Тоханской и Передового хребта) неплохо обнажены, следовательно, доступны для изучения в крупных структурно-формационных единицах Северного Кавказа.

В настоящее время в пределах названных структурных единиц одним из главных достижений в области тектоники является установление покровного строения докембрийских и палеозойских комплексов.

При осуществлении исследований, направленных на сравнительный анализ структурной геологии и формационных связей докембрия Северного Кавказа и Южного Урала, использовались следующие критерии:

- 1) вещественный состав и формационное наполнение;
- 2) интенсивность и характер метаморфизма;
- 3) литологические особенности и возраст как первичных составов, так и последующих метаморфических преобразований;
- 4) структурное положение и общий стиль тектоники, отличительные черты пластинчато-надвиговой геологии и индивидуальности разрывно-пликативной дислоцированности.

Бечасынская зона сложена миогеосинклинальными образованиями докембрия и палеозоя. К докембрию относятся чегемская и хасаутская свиты верхнего рифея. В их составе преобладают метаморфизованные породы, преимущественно осадочного генезиса. Абсолютный возраст пород 900–860 млн лет. Типы пород каратауской серии Башкирского антиклинория западного склона Южного Урала характеризуются такими датировками. Абсолютный возраст катавской свиты 938 млн лет, а инзерской 853–867 млн лет.

Палеозойские образования Бечасынской зоны залегают на докембрийских образованиях с резким угловым и азимутальным несогласием. В основании палеозоя находится урлешская свита, по составу и характеру залегания аналогичная ордовикским образованиям Зилаирского синклинория Южного Урала. Выше залегают осадки силура и девона, которые в Бечасынской зоне представлены фациями: карбонатно-терригенной и сланцево-кремнистой. Вторая из них тяготеет к глыбово-меланжевой зоне Малкинского гипербазитового

массива. В северной части Зилаирского синклинория наблюдается подобная картина.

Все названные выше образования в пределах изучаемой территории не метаморфизованы. Они прошли лишь стадию катагенеза и были подвержены динамометаморфизму, связанному, вероятно, с развитием надвигов и сдвигов. Сопровождались рассланцеванием, будинированием и брекчированием [Парада и др., 2011].

Выявление общности тектонических условий происхождения и геодинамических режимов развития складчатых областей Урала и Кавказа в домезозойский период рассмотрены на примере одной из главных геологических вещественных единиц – *офиолитовой формации Кракинских гор западного склона Южного Урала и Малкинского гипербазитового массива Бечасынской зоны Северного Кавказа*. Установлены общие особенности геологического строения, которыми являются: миогеосинклинальный тип разреза, как докембрия, так и палеозоя; структурное совмещение разнофациальных типов силура, образовавшихся в различной палеотектонической обстановке и отличающихся интенсивностью смятия с присутствием изоклинальной складчатости; пластинчато-надвиговый стиль тектоники. Характерные черты офиолитовой формации Южного Урала и Северного Кавказа такие. Контрастность рельефа, присутствующего гипербазитам и вмещающим их породам. Преимущественно гарцбургитовый состав, при подчиненности лерцолитов и дунитов. Высокая степень серпентинизации всех ультраосновных пород. Малая мощность гипербазитовых тел. Тектонические взаимоотношения с вмещающими породами. Одинаковый стратиграфический диапазон подстилающих образований от докембрия до среднего палеозоя включительно. Тектоническая совмещенность разнородных типов палеозойского разреза. Идентичность геохронологической периодизации. Приведенные особенности характерны для домезозоя как Бечасынской зоны Северного Кавказа, так и пограничной зоны Зилаирского синклинория с Башкирским антиклинорием на Южном Урале. Это свидетельство общности тектонических условий их происхождения и развития, в частности, аллохтонного залегания Малкинского гипербазитового массива и состава обрамляющего его меланжа.

Андрюкско-Тоханская зона располагается южнее Бечасынской. Разграничивает названные единицы Северный разлом, к кото-

рому приурочена цепочка гипербазитовых тел, сопровождаемых зонами меланжа.

Структура сложена миогеосинклинальным типом разреза палеозойских отложений, представленных образованиями, называемыми здесь **сланцевой толщей**. В западной части зоны они выделены Д.С. Кизевальтером в *андрюкскую свиту*. В основании ее разреза залегает мощная монотонная толща **филлитов** с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, алевролитов и туфов кислого состава. В восточной части зоны этим же исследователем сланцевая толща на севере названа *тоханской свитой*, а на юге – в *артыкчатской*. *Тоханская свита* представлена флишоидами: пестроцветными песчаниками, алевролитами и конгломератами позднедевонского и раннекаменноугольного возраста. *Артыкчатская* же сложена монотонной толщей **глинистых сланцев**, перекрытых верхнедевонскими и нижнекаменноугольными терригенно-карбонатными образованиями. Между тоханской и артыкчатской свитами известен горизонт крупноглыбовых пород (олистостром) с кластическим материалом кремней и кремнистых сланцев силура, иногда живецких известняков. Возраст пород свиты считался ниже-среднедевонским. Удревнение возраста до силура, иногда называют и ордовик, связано с появлением здесь работ уральского геолога Л.Д. Чегодаева, известного нам как специалиста по разрезам силура Урала. В основании горизонта олистостром среди сланцевых образований в маломощном, но протяженном слое темноокрашенных кремней он обнаружил граптолиты силура.

В этой зоне Северного Кавказа присутствует и терригенная флишоидная *картджюртская свита*, в которой имеются линзы и пачки обломочных пород полимиктового состава, включающие небольшие глыбы известняков, содержащих живецкую и даже верхнедевонскую фауну. Потому верхнюю часть названной свиты относят к франскому (верхнедевонскому) олистострому.

Касаясь геодинамических условий образований свит Андрюкско-Тоханской зоны, особо следует обратить внимание на то, что типично-сланцевыми формациями здесь являются только андрюкская и артыкчатская. Состав и строение их свидетельствуют о накоплении в тектоническом режиме окраинно-континентальных обстановок (миогеосинклинальном) в сравнительно глубоководных условиях.

Флишевый характер двух других – тоханской и картджюртской, свидетельствует о высоких напряжениях тангенциального сжатия

в период их образования, что и подчеркивается присутствием в их составе олистостромовых горизонтов.

В отчете показано, что **сланцевые толщи** доверхнедевонского возраста, представленные андрюкской и артыкчатской свитами Андрюкско-Тоханской зоны Северного Кавказа, совместно с олистостромами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми и тонкотерригенными породами силура, являются подобием образований, что присутствуют на западном склоне Южного Урала. В частности, они сравнимы со сланцевыми образованиями палеозоя западной части Уралтауской структуры, с подофиолитовой тектонической единицей Кракинско-го шарьяжа, а также северных пластин Сакмарского аллохтона, выделенных Ю.В. Казанцевым. Это касается и развития в последних олистостромовых горизонтов.

Флишоиды тоханской свиты верхнего девона – нижнего карбона являются формационным и возрастным аналогом зилаирской свиты Южного Урала.

Зона **Передового хребта** представлена несколькими аллохтонными пластинами. Наиболее доказанными из них являются: *Кызылкольский (Урупский) аллохтон*, преимущественно вулканогенного состава, предположительно ниже-среднедевонского возраста; *Марухский аллохтон*, состоящий из нескольких тектонических чешуй с большим участием офиолитов, возраст которых 416–450 млн лет; *Ацгаринский покров*, представленный метаморфизованными толщами, в основном по осадочным сериям. Абсолютный возраст их – 400–360 млн лет. Наиболее высокое значение К-Аг возраста – 470 ± 14 млн лет получено по роговой обманке из амфиболита; *Блыбский покров* состоит из метаморфитов по породам основного состава с участием эклогитов и серпентинитов. Датировки регионального метаморфизма, определенные по цирконам, отражают его возраст, равный 460–320 млн лет. Для Gr-Ph-Amf сланцев – группы зерен 2471-1500, 653-499 и около 374 млн лет по детритовым цирконам. При датировании магматических цирконов из ортогнейсов балки Копцева, Малая Лаба получен возраст 549 млн лет.

Вулканиты Кызылкольского аллохтона сопоставляются с тектоническими пластинами Сакмарского шарьяжа Южного Урала, в частности, с Медногорско-Кувандыкской пластиной Ю.В. Казанцева. Хорошее сопоставление изверженных пород сравниваемых объектов сделано С.Г. Самыгиным и Е.В. Хаиным [1985], согласно которым

здесь разрез состоит из двух типов. Это непрерывно-дифференцированная вулканическая серия с лавами основного и среднего состава в нижней части, лавами среднего и кислого состава и их туфами в верхней (кызылкольская свита), а также контрастная серия (даутская свита). В основании ее наблюдаются недифференцированные базальты, которые вверх сменяются контрастной базальт-липаритовой толщей. В самой верхней части большую роль играют пирокластические образования. Здесь мы видим вулканическую серию тектонического цикла почти в полном объеме. Слагающие ее формации (от недифференцированной до флишевой), их структурные и минералогические особенности свидетельствуют о преобладании тектонического (геодинамического) режима от низких давлений и высоких температур, постепенно повышающихся давлений и снижающихся температур, завершающихся максимальными значениями тектонических напряжений. Эти выводы сделаны в соответствии с разработанной в Институте геологии УНЦ РАН вещественно-структурной методикой геодинамических реконструкций. С.Г. Самыгин и Е.В. Хаин сопоставляют перечисленные свиты Северного Кавказа с блявинской и утягуловской свитами Сакмарского аллохтона. Как они пишут: «сходство в строении и развитии ряда западных структурных зон Южного Урала и северных структурно-формационных зон Северного Кавказа совпадает во многом, вплоть до мелочей».

Марухская тектоническая пластина Передового хребта, как это наблюдается и в пределах западного склона Южного Урала, сложена преимущественно офиолитовым комплексом, который традиционно связывается с океанической корой геологического прошлого.

Блыбский и Ацгаринский комплексы Передового хребта Северного Кавказа по составу, особенностям структурной геологии и возрасту идентичны суваянскому и максютовскому комплексам Уралтауской антиформы Южного Урала.

Хорошо сопоставимы основные критерии сравнительности максютовского метаморфического комплекса зоны Уралтау Южного Урала и блыбского комплекса Передового хребта Северного Кавказа. Подмечены следующие общности. Аллохтонное структурное положение, пластинчато-надвиговый стиль тектоники. Особый породный состав комплекса, характеризующийся присутствием эклогитов и офиолитов. Контрастность первичного состава с участием субстрата континентального и океанического происхождения.

Равнозначность метаморфических преобразований (до высоких ступеней). Возраст первичных пород (докембрий либо палеозой). Несколько периодов их метаморфизации, близко одновозрастных для сравниваемых объектов в интервалах нижнего – верхнего палеозоя.

Геология метаморфического суваньякского комплекса зоны Уралтау Южного Урала и ацгаринского – Передового хребта Большого Кавказа имеют следующие общие черты. Их структурное положение – аллохтонное, а взаимоотношения с сопредельными структурными элементами – тектонические. Они хорошо сопоставляются по особенностям пластинчато-надвигового стиля тектоники. В первичном (до метаморфизма) составе их преобладают породы преимущественно осадочного генезиса. Выявляется общность в характере метаморфических преобразований сравниваемых комплексов. Это довольно низкие ступени метаморфизма. Дискутируется проблема возраста субстрата – докембрий либо палеозой. На современной стадии изученности решение этого вопроса находится на уровне равнозначной неопределенности, как по данным геохронологии, так и по палеонтологическим находкам.

Приведенные соображения свидетельствуют о хорошей сопоставимости геологии метаморфических комплексов домезозоя хребта Уралтау Южного Урала и Передового хребта Северного Кавказа, а следовательно, о вероятной общности истории их геодинамического развития.

Итак, можно полагать, что Северный Кавказ, все его структурно-формационные зоны домезозоя представляют собой аллохтонную структуру, являющуюся частью западного склона Южного Урала. В таком случае палеозойская связь Урала и Кавказа просматривается достаточно уверенно.

РАЗДЕЛ III

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВ УРАЛА И СОПРОВОЖДАЮЩИХ ИХ ГЛЫБОВЫХ ФОРМАЦИЙ. ПЕРИОДИЗАЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Гипербазиты Южного Урала

Механизм формирования и развития земной коры складчатой области во многом определяется масштабностью проявления офиолитовой ассоциации, ее структурным положением и геохронологической определенностью. Рассматриваются эти положения. Офиолитовые комплексы Урала представлены линейно вытянутыми гипербазитовыми поясами, приуроченными к крупным региональным разломам. Они состоят из множества различных размеров массивов и тел ультраосновного состава, сопровождающихся зонами меланжа. Уральская складчатая область занимает первое место в мире по их развитию. Простираение гипербазитовых поясов согласуется с общей дислоцированностью региона. Доказано, что изученные гипербазитовые массивы Урала являются аллохтонными структурами, а гипербазитовые пояса – надвигами океанической коры на сопредельный континент. Они сопровождаются зонами особых вещественно-структурных образований (формаций), которые сейчас называют меланжем, микститом, олистостромом. Это одна из важнейших закономерностей структурной геологии регионов их развития. Периодизация выведения на поверхность гипербазитовых поясов и образование офиолитовой формации обосновываются новыми геохронологическими данными, основанными на современных методиках, в частности цирконологии. Приводится достаточно большой разброс значений абсолютного летоисчисления, свидетельствующий о многократности периодов их становления. Поскольку сейчас тектоническое положение гипербазитовых поясов не вызывает сомнений, их временная периодизация подтверждается также общерегиональными перестройками структурных планов и возрастом формаций-индикаторов

интенсивности геодинамического режима надвигания и шарьирования. Обосновывается принцип определения возраста таких формаций. Периодизация их увязывается с геохронологическими данными формирования гипербазитовых тел, их надвигания. Сказанное согласуется с обдукционным типом развития Уральской складчатой области.

Гипербазиты – магматические породы ультраосновного состава – чрезвычайно широко распространены в складчатых областях. Урал, например, занимает первое место в мире по площади их развития. Второе отводится Корякско-Камчатской складчатой области. В значительном количестве они присутствуют в Аппалачах, Альпийско-Гималайском складчатом поясе, в Севано-Аккеринской зоне Малого Кавказа и во многих других регионах. Потому этим образованиям всегда уделялось большое внимание и придавалось особое значение в механизме образования и истории развития земной коры складчатых областей.

Гипербазиты составляют основную часть особых формаций, известных как офиолиты. В состав последних входят также габброиды и пелагические осадки, развитые на дне океанических пространств.

Длительная история изучения офиолитов привела к выявлению закономерностей их состава, строения, структурного положения, происхождения как отдельных типов пород, так и их парагенетических ассоциаций. Уже хрестоматийными истинами стали сведения: о сопоставимости офиолитов складчатых областей континентов с мафической корой океанов; преимущественно дунит-гарцбургит-лерцолитовом составе массивов, при участии верлитов, горнблендитов и других пород; тектоническом характере контактов; об отсутствии активных интрузивных взаимоотношений с вмещающими породами. В нашей стране после установления аллохтонности гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале [Казанцева, 1970; Казанцева, Камалетдинов, 1969] надвиговая природа офиолитовых комплексов доказана во многих складчатых областях, где они присутствуют.

Минералы, слагающие гипербазиты, подвержены вторичным изменениям, среди которых наиболее распространена серпентинизация. Серпентиниты развиваются по дунитам и пироксенитам, преимущественно в краевых частях гипербазитовых тел и массивов, а также в зонах разрывных нарушений. Они служат и цементирующей массой кластических образований, возникающих в процессе

тектонического перемещения гипербазитов. Запасы их весьма велики, что важно для Башкортостана, где в настоящее время внедрена технология полной утилизации промышленных, кислотных и щелочных отходов, разработанная Б.А. Шкуропатом, В.А. Борисовой и Л.В. Губеевой [1994]. В ней в качестве нейтрализаторов используются серпентиниты и малоизмененные ультраосновные породы. Конечными продуктами являются сернокислый магнезий, гидрокремнезем и гидроокислы железа. Первый служит быстродействующим магнезиальным удобрением, а также исходным сырьем для получения солей магнезия в отдельных сферах промышленности. Второй используется как эффективный сорбент. Третьи применяются при производстве керамики, декоративного стекла, опалового фарфора и др., а также содержат примеси хрома, никеля, марганца, кобальта, которые являются высококачественным легированным железорудным концентратом.

Одной из важнейших закономерностей структурной геологии регионов развития гипербазитовых массивов является сосредоточение этих образований в виде нескольких субпараллельных линейно вытянутых поясов, приуроченных к крупным региональным разломам. Простираение их согласуется с общей дислоцированностью региона. Форма отдельных тел и массивов также вытянута согласно простираению поясов. Большинство гипербазитовых массивов сопровождается зонами особых вещественно-структурных образований (формаций), которые сейчас называют меланжем, микститом, олистостромом. Они характеризуют деформационные периоды эволюции тектонических циклов складчатых областей [Казанцева, 2011]. На Урале сначала выделяли четыре гипербазитовых пояса, затем количество их возросло до тринадцати. Размещены они здесь вдоль границ крупных структурно-формационных зон. На рис. 60 приведены наиболее представительные из них.

Самый западный гипербазитовый пояс, *Салатимско-Кемпирсайский* (I), включает три отрезка: Хадатинско-Войкаро-Салатимский на Полярном и Приполярном Урале, Платиноносный – на Северном и Среднем Урале и Кемпирсайский – на Южном Урале. Пояс располагается вдоль восточной границы метаморфических комплексов хребта Уралтау. К наиболее известным массивам Салатимско-Кемпирсайского пояса принадлежат: на Полярном Урале – Войкаро-Сыннинский, Пай-Ер, Рай-Из, Хадатинский и др., на Северном



Рис. 60. Схема расположения гипербазитовых поясов Урала

и Среднем Урале – Салатимский, Кытлымский, Нуралинский и др., на Южном Урале – Кемпирсайский, Хабарнинский, Ишкининский, Байгускаровский, Присакмарский и др. *Серовско-Невьяновский* пояс (II) располагается восточнее рассмотренного, на границе Тагильского синклиория с Восточно-Уральским поднятием. Наиболее известные массивы Устейский, Серовский, Невьяновский, Верхне-Тагильский, Красноураловский и др. *Миасско-Кацбахский* гипербазитовый пояс (III) разграничивает Магнитогорский синклиорий и Восточно-Уральский антиклиорий (Куликовский, Сахаровский, Черниговский, Кацбахский и ряд мелких массивов). Далее к востоку известен *Алапаевско-Татищевский* гипербазитовый пояс (IV), располагающийся вдоль Восточно-Уральского поднятия и Алапаевско-Брединского погружения. Он объединяет массивы Алапаевский, Останинский, Режевский, Баженовский, Ключевской, Теченский, Успенский, Татищевский, Варшавский, Каряжский, Айдырлинский и др. Еще вос-

точнее развит *Полтавско-Киембайский* пояс (V), который отделяет Алапаевско-Брединское погружение от Восточно-Мугоджарского антиклинория и включает массивы: Муслумовский, Полтавский, Гогинский, Каменнодольский, Наследницкий, Подольский, Кайрактинский, Киембайский и др. В состав самых восточных *Джетыгаринско-Аккаргинского* (VI) и *Тобольского* (VII) гипербазитовых поясов Зауральского поднятия входят такие крупные массивы, как Георгиевский, Джетыгаринский, Милютинский, Аккаргинский, Буруктальский, Гришинский, Максимовский и целый ряд более мелких.

Имеются многочисленные данные геологических съемок, бурения и тематических разработок, в которых доказано, что все перечисленные выше гипербазитовые пояса представляют собой фронтальные зоны надвигания океанической коры на континентальное основание. Изолированные массивы ультраосновных пород, расположенные на западном склоне Южного Урала, представляют собой останцы тектонических пластин, оторванных от своих корневых зон. Одним из них является Кракинский гипербазитовый аллохтон (рис.61.)

Аллохтонное положение гипербазитов, расположенных вдоль фронта Главного Уральского надвига (Салатимско-Кемпирсайский пояс), установлено бурением и сейсморазведкой на Байгускаровском массиве (рис. 62). Судя по этим материалам угол падения

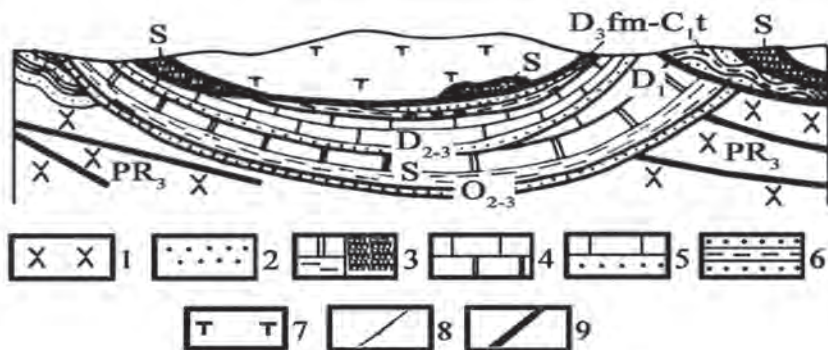


Рис. 61. Аллохтонное положение гипербазитов Крака (по Т.Т. Казанцевой)

1 – сланцы; 2 – песчаники; 3 – глинистые сланцы, доломиты, кремни; 4 – известняки; 5 – переслаивание песчаников и известняков; 6 – песчаники, алевролиты, аргиллиты (флиш); 7 – гипербазиты; 8 – стратиграфические границы; 9 – тектонические контакты

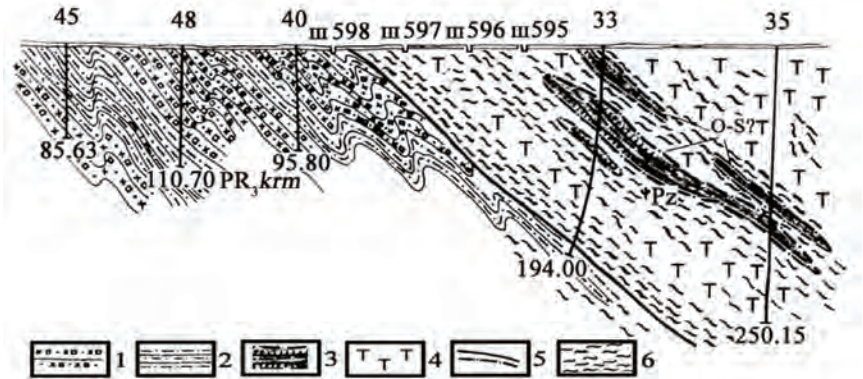


Рис. 62. Взаимоотношение серпентинитов Байгускарковского массива с метаморфическими толщами хребта Уралтау в районе рудного поля Ивановского месторождения (с использованием материалов А.А. Захарова)

1 – хлорит-полевошпат-кварцевые сланцы; 2 – слюдисто-кварцевые сланцы; 3 – кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы; 4 – серпентиниты; 5 – тектонические контакты; 6 – зоны рассланцевания и брекчирования

подошвы его колеблется от 10 до 30°, а у д. Абубакирово, по данным горных выработок, под углами 30–40° погружается к востоку. Серпентиниты у контакта превращены в глиноподобную массу, на ширину более 500 м вдоль контакта породы раздроблены, перемяты и рассланцованы. Аналогичные сведения имеются для Халиловского, Хабаровинского и Кемпирсайского массивов.

Аллохтонное залегание Сыростанского массива изображено на рис. 63.

Пологие плоскости надвигания Главного Уральского надвига в пределах территории Башкирии подтверждены также сейсмическими исследованиями методом отраженных волн, проведенными управлением «Башкиргеология». При этом направления и углы падения гипербазитовых тел устанавливаются при анализе гравитационных и магнитных полей. Первые дают представления о мощности пород висячем боку разрыва, а вторые о направлениях залегания. Во всех изученных опорных профилях (Сафаровский – в северной части Учалинского района, Озерный – в южной части; на широте Верхнеуральска, оз. Банное и др.) устанавливается погружение верхнепротеро-

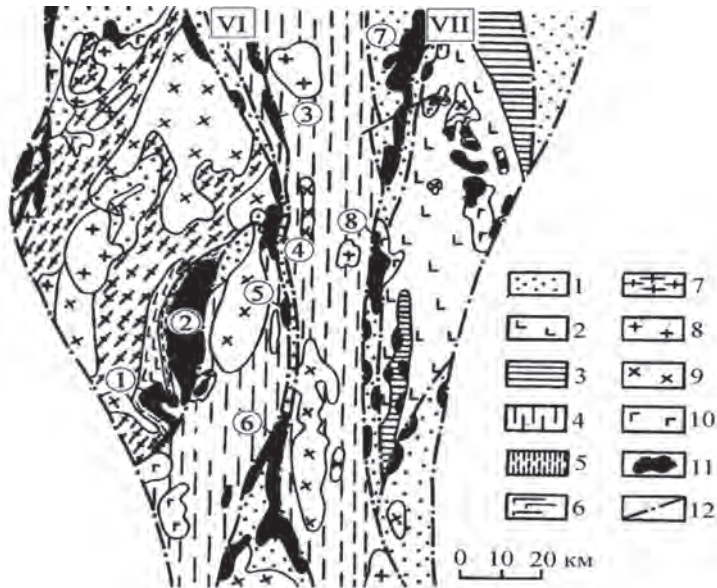


Рис. 65. Гипербазитовые пояса Кустанайской части Зауралья по Б.А. Шкурпату и материалам Джетыгаринской ГРЭ

1 – верхний и средний палеозой, осадочные и вулканогенные породы; 2 – верхний и нижний силур, вулканогенные породы основного состава; 3 – нижний силур, глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 4 – верхний протерозой, углисто-глинистые, углисто-кремнистые, филлитовидные сланцы, песчаники, порфириитоиды; 5 – кварциты, кристаллические сланцы; 6 – амфиболиты; 7 – плагииogneисы; 8 – граниты; 9 – плагииограниты, диориты; 10 – габбро; 11 – гипербазиты; 12 – границы тектонических пластин. Гипербазитовые массивы Джетыгаринско-Аккаргинского пояса (цифра в круге – 3 – Георгиевский, 4 – Джетыгаринский, 5 – Милютинский, 6 – Аккаргинский; западнее: 1 – Кундыбайский, 2 – Шевченковский; Тобольского пояса, 7 – Гришинский; 8 – Максимовский)

Аналогично выглядит структурное положение Кундыбайского гипербазитового массива (рис. 67), расположенного западнее Джетыгаринско-Аккаргинского пояса.

Состав гипербазитовых массивов отражен несколькими типами формаций. Наиболее распространены дунитовая, дунит-гарцбургитовая, дунит-гарцбургит-лерцолитовая и др. Неоднозначность

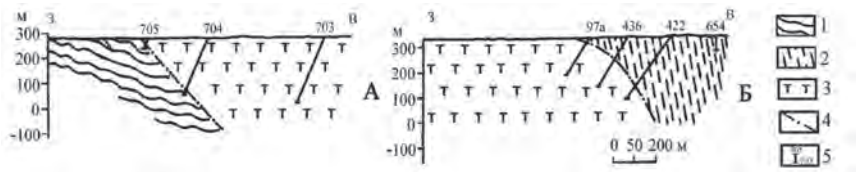


Рис. 66. Геологические разрезы южной оконечности Джетыгаринского гипербазитового массива: через западный (А) и восточный (Б) контакты (по Б.А. Шкуропату, А.А. Скрипию, Л.Я. Шишковой)

1 – нижний палеозой, сланцы глинистые, филлитовидные, углисто-кремнистые; 2 – верхний протерозой; 3 – серпентиниты; 4 – тектонические контакты; 5 – скважины

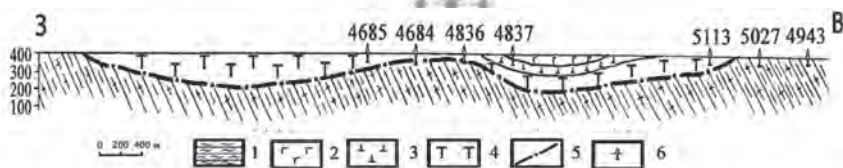


Рис. 67. Геологический разрез северной части Кундыбайского гипербазитового массива (по Б.А. Шкуропату и В.А. Борисовой)

1 – протерозой нерасчлененный, сланцы, гнейсы, амфиболиты; 2 – габбро; 3 – дунит-клинопироксеновый комплекс; 4 – гипербазиты серпентинизированные; 5 – тектонический контакт; 6 – скважины

в вариационных соотношениях типов ультраосновных пород в перечисленных формациях и кардинально различающиеся представления на последовательность их формирования во времени наводят на мысль об особом характере геодинамического режима, обуславливающего их кристаллизацию. Логичность приведенной выше последовательности вытекает из структурных возможностей порообразующих минеральных составляющих, которыми являются оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен и амфибол в порядке кристаллизации ряда темноцветных минералов по Боуэну-Заварицкому. В этом случае островной тип структуры оливина сменяется цепочечным, свойственным ортопироксену, с малыми затратами энергии. Кристаллизация клинопироксена происходит с некоторым повышением роли тектонического давления. Это вытекает из экспериментальных данных, когда ортопироксен превращается в клинопироксен в условиях деформирования [Моррисон-Смит, 1985].

При этом структура клинопироксена отличается от ортопироксена тем, что у него тетраэдрические цепи смещены относительно друг друга в направлении оси z [Декарли, 1985]. Если же последовательность появления минералов не соответствует прямому порядку кристаллизации (например, когда лерцолитовая формация предшествует гарцбургитовой), то требуется принос энергии. Это вытекает из реконструктивного характера структурного превращения ортопироксена из клинопироксена, так как размеры ионного радиуса Fe и Mg (катионов ромбических пироксенов), значительно меньше, чем у Ca (одного из катионов моноклинных пироксенов). Это положение можно использовать в структурной геологии при определении нормальной либо опрокинутого залегания формаций ультраосновных пород в каждом конкретном случае.

В пятидесятые-семидесятые годы прошлого столетия время формирования гипербазитов определялось в основном по общегеологическим данным при использовании следующих положений: 1) возраст вмещающих образований, прорванных гипербазитами; 2) наличие зерен офиолитов в составе кластического материала обломочных пород известного возраста; 3) прорывания гипербазитов молодыми интрузиями, для которых установлен абсолютный возраст. Два первых относятся к неоднозначным критериям, а третий является однозначным.

Согласно общегеологическим данным, ультрабазиты Салатимско-Кемпирсайского пояса, по И.А. Малахову, Ю.Д. Смирнову и А.Л. Кухаренко, считались верхнеордовикскими в северном отрезке пояса, венлокскими и доверхнелудловскими – в средней его части. Большинство дат гипербазитовых тел южного отрезка пояса также укладывались в силурийскую эпоху. В.М. Сергиевский Присакмарский массив считал лландоверийским, Е.А. Шумихин время формирования южной группы массивов также относил к силуру. Таким образом, наиболее вероятным признавалось становление Салатимско-Кемпирсайского гипербазитового пояса с конца ордовика до конца силура. Имевшиеся указания на сравнительно молодые даты ультраосновных пород (нижне-среднедевонский, нижневизейский и поствизейский) рассматривались как следствие различных этапов метаморфических преобразований. Для возрастных интервалов Серовско-Невьяновского пояса А.А. Спасский называл пределы от среднего до верхнего девона. По Н.Н. Дингельштедту, Куликовский

массив Миасско-Кацбахского гипербазитового пояса сформировался в верхнем девоне. На послесреднедевонский возраст мелких массивов пояса указывал И.А. Малахов. Известны многочисленные ссылки на нижнекаменноугольный возраст подавляющего большинства массивов Алапаевско-Татищевского гипербазитового пояса. По данным Л.Д. Булькина, возраст Полтавского, Елизаветпольского и Гогинского массивов Полтавско-Киембайского пояса – посленижневизейский. В результате наметилась тенденция омоложения гипербазитов Урала с запада на восток. Этот вывод согласован со значениями абсолютного возраста гипербазитов, которые получены в тот период. Предпринимались попытки обосновать возраст гипербазитов на основе определения абсолютного возраста минералов: моноклинного пироксена (методом сравнительной дисперсии Е.А. Кузнецова) либо флогопита – вторичного минерала, возникшего после метаморфических преобразований ультраосновных пород. В первом случае цифра абсолютного возраста для перидотитов из массивов Крака соответствует 440 млн лет [Казанцева, 1970]. Во втором – для Кемпирсайского массива – 404 ± 18 млн лет [Павлов, Кравченко, Чупрынина, 1968]. Возраст пироксенитов и амфиболитов Хабаровинского массива укладывается в интервал от 495 до 380 млн лет. Более древние цифры известны [Овчинников, Степанов, Краснобаев, Дунаев, 1969; Гаррис, 1977] для горнблендитов Качканарского массива – 600 ± 70 млн лет. Для габбро-амфиболитов Кемпирсайского массива – 570 млн лет, а пироксенитов Суроямского массива – 594 млн лет.

В конце двадцатого столетия отличный специалист по гипербазитам Урала Б.А. Шкуропат привел очень интересную информацию о возрасте гипербазитов, которую получил на основе изотопного датирования различных этапов эволюции офиолитов. Согласно ему такие этапы отражены в особенностях дайковых комплексов, ассоциирующих с ультрабазитами. Он считал, что этап раскрытия мантии и начало формирования океанической коры отражают будины даек основного и среднего состава с аномально низкими содержаниями калия (менее 1%), рубидия (менее 30 г/т), циркония (менее 150 г/т) и других «сиалических» элементов. Эти дайки в той или иной степени родингитизированы. Они встречены в пределах Баженовского и Джетыгаринского массивов. Датирование рубидий-стронциевым методом позволило определить возраст этих пород в 949 млн лет для Баженовского массива и в 905 млн лет для Джетыгаринского

при точности определений ± 180 млн лет. Первичные отношения стронция-87 к стронцию-86 составили соответственно 0,7041 и 0,7023. В указанный интервал с учетом точности определений попадает и определенный тем же методом возраст хромдиопсидов Кемпирсайского массива (1100 млн лет). Завершением эндогенного минералообразования в офиолитах, по мнению большинства исследователей, является образование жил хризотил-асбеста, связанное с поступлением из подстилающего сиалического основания водных растворов и расплавов. Этот этап фиксируется дайками кислого и умеренно кислого состава, но в отличие от древних даек они лишены каких-либо структурных и минералогических изменений и характеризуются повышенными содержаниями калия (более 1,5%), рубидия (более 50 г/т), циркония (более 200 г/т). Наиболее детально такие дайки изучены в пределах Джетыгаринского массива, где их возраст составил 245 ± 8 млн лет при первичном отношении стронция-87 к стронцию-86 равном 0,7051. Таким образом, общая длительность эндогенных процессов в офиолитах Южного и Среднего Урала, от раскрытия мантии до завершения гидротермального минералообразования, оценивалась им в 700 млн лет [Шкуропат, Борисова, 1997].

В XXI веке укоренились весьма надежные методы определения абсолютного возраста гипербазитов, среди которых наиболее используемой в настоящее время являются цирконометрия. Циркон считается ценнейшим источником геохронологической информации, так как содержит уран в небольшом, но достаточном количестве для измерения его в масс-спектрометре. Для радиометрического определения возраста горных пород допалеозойского и палеозойского возраст – это идеальный минерал, что связывают с продолжительностью периода полураспада урана. При этом возраст цирконов непосредственно из магматических пород соответствует возрасту кристаллизации этих пород, а из метаморфических пород может нести информацию, как эпохи кристаллизации, так и метаморфических преобразований, иногда многократных. В первом случае это, скорее всего, ядра циркона, а во втором – обрамляющие их зоны. Зональный циркон вообще характерен для метаморфических пород, при этом каждая зона может отражать эпоху отдельного метаморфического проявления. Следовательно, даже одно зерно циркона содержит информацию о последовательности и длительности гео-

логических событий определенного региона [Хаин, Солин, 2008]. Как утверждают петрографы, циркон относится к аксессуарным минералам изверженных пород преимущественно кислого состава (граниты и их излившиеся аналоги), реже присутствует в породах щелочного и среднего состава. Нередко отмечается в пегматитах. Чаще он идиоморфен по отношению к другим минералам глубинных изверженных пород. Принято считать, что наибольшей идиоморфностью обладают те минералы, которые кристаллизуются в первую очередь. Это положение относится к главным породообразующим минералам. В том случае, когда зерна циркона в породе идиоморфны, следует думать, что их идиоморфизм связан с временным отрывом его появления по отношению к кристаллизации основных минералов изверженных горных пород. Это может указывать на особые условия его образования. Вероятно, обнаружение зерен циркона в гипербазитах объяснимо значительными метаморфическими преобразованиями, возникающими при надвигании океанической коры на сиалическое основание.

Приведем сведения по абсолютному возрасту пород офиолитовой формации, полученные в первом десятилетии двадцать первого века. Они таковы. По С.Г. Самыгину, В.С. Буртману [2009], метабазалты и плагиогнейсы с океаническими характеристиками, слагающие отдельные чешуи в составе Ильменогорского и Сысертского метаморфических комплексов вблизи Главного Уральского разлома, датированы U-Pb методом – 643 ± 46 и 576 ± 65 млн лет. Sm-Nb возраст перидотитов Миндякского массива равен 882 ± 83 млн лет, Re-Os возраст габбро соответствует 804 ± 37 млн лет.

В монографии В.Н. Пучкова [2010], с приведенными в ней ссылками, также указываются докембрийские изохронные датировки. Для массива Нурали Re-Os даты: верлитов и хромитов – 1243 ± 80 млн лет, перидотитов – 536 ± 51 млн лет. Для габбро и клинопироксенитов массива Миндяк им тоже называются цифры 804 ± 37 млн лет, а для гипербазитов – 536 ± 51 млн лет; Sm-Nd датировки перидотита по валу соответствуют 882 ± 83 млн лет, габбро и диорита – 540 ± 18 млн.

Интересные сведения о периодизации становления гипербазитов, отраженной в возрастных интервалах метаморфизма этих пород, содержатся в работах [Пушкарев, Серов, Бирюзова, 2007], [Краснобаев, Русины, 2009], [Савельева, 2011]. В первой из названных работ проявления высокоградиентного динамометаморфизма

в подошве офиолитовых аллохтонов Сакмарской зоны Южного Урала связываются с возрастом шарьяжей, то есть определяется время их образования по метаморфическим породам подошвенной части аллохтона. Изотопное Sm-Nd-датирование показало раннедевонский возраст гранатовых амфиболитов в подошве Хабаровинского массива (415 ± 8 млн лет). Учитывая все имеющиеся данные об аналогичном возрасте, авторы заключают: «Можно уверенно говорить о раннедевонском возрасте динамометаморфизма, связанного с обдукцией офиолитовых аллохтонов в Сакмарской зоне Южного Урала, ...такие же геохронологические исследования показывают, что эндогенная активность в офиолитовых комплексах продолжалась вплоть до среднего девона ($380\text{--}370$ млн лет)» (с. 227). В статье [Краснобаев, Русины, 2009] приводятся результаты изучения геохронологической эволюции лерцолитов массива Узьянский Крак с использованием датировок единичных кристаллов цирконов. При полигенности цирконов длительность основного этапа их образования определяется датировками 587 ± 4 млн лет, NPR_3 (основной этап). Последующие преобразования этих цирконов и появления новых генераций приурочены к этапам с границами 537 ± 5 млн лет, 515 ± 2 млн лет, 430 ± 5 млн лет, 403 ± 8 млн лет, то есть от докембрия до нижнего девона включительно. При этом реликтовые мезопротерозойские цирконы оцениваются возрастом 1132 ± 6 млн лет MPR_3 . В последние годы по данным рассматриваемой статьи появились подобные датировки ($540\text{--}610$ млн лет) для лерцолитовых массивов Нурали и Миндяк.

Как видим, разброс значений в определениях настолько велик, что нет возможности отдать предпочтение одному из них. Это связано с тем, что все приведенные выше возрастные датировки, как по определениям абсолютного летоисчисления, так и по геологическим данным, свидетельствуют не только о возрасте гипербазитовых пород, но и о времени тектонического становления их в виде поясов, то есть связанные с последующими метаморфическими преобразованиями. Потому требуют разграничения. Самые древние, докембрийские, цифры, их количество и качество, уже не могут быть проигнорированы. Скорее всего, они говорят о докембрийском возрасте ультраосновных пород, являющихся главной составляющей океанической коры геологического прошлого. К такому заключению мы пришли ранее [18, 19] на основании уже известных к тому времени данных о докембрийском возрасте грабеновых формаций кон-

тинентального рифтогенеза (Башкирский антиклинорий) и близким им по возрасту изверженным породам, являющимся производными океанического рифтогенеза (зона Уралтау).

Поскольку сейчас тектоническое становление гипербазитовых поясов не вызывает сомнений, их временная периодизация может базироваться на тектонических факторах. Это знания о: а) общерегиональных перестройках структурных планов и маркирующих горизонтах, запечатывающих их; б) возрасте формаций-индикаторов высокой интенсивности тектонического режима надвигания и шарьирования – флиша, олистостром-микстита и меланжа; в) периодах глаукофанизации, связанных с перемещением гипербазитовых поясов.

При производстве геологических съемок и структурном картировании всегда большое внимание уделялось *перестройкам структурных планов*. Например, в Зилаирском синклинии хорошо известны факты о резком угловом и азимутальном несогласии в основании образований, датированных средним-верхним ордовиком. Нигде в Магнитогорском синклинии не обнаружено согласных взаимоотношений кремнистых образований бугулыгырского горизонта верхнеэйфельского яруса среднего девона, как и мукасовского горизонта франского яруса верхнего девона с более ранними образованиями (Камалетдинов, Казанцева, 1983; Казанцева, 1985; Романов, 1987; Казанцев, Казанцева, Камалетдинов, Аржавитина и др., 1992). С размывом либо несогласно залегают вулканиты верхнетурнейского подъяруса нижнего карбона на флише зилаирской свиты. Это мы наблюдали в разрезах «Хайбулинский», «Гусевский» и др. Такие факты решили вопрос о неоднократном проявлении дислокационных фаз. На Урале, по нашим данным, они соответствуют **предордовикскому, позднеэйфельскому, верхнефранскому и верхнетурнейскому времени**. Такие же сведения запечатлены в индикаторных для особо активного тектонического режима формациях.

Накопление *флишевой формации* в Магнитогорском синклинии на Южном Урале возобновлялось неоднократно. Наиболее известными являются: **эйфельский** флиш ирендыкской свиты, **живетско-верхнефранский** – улутауской, **верхнедевонско-нижекаменноугольный** – зилаирской и **средне-верхнекаменноугольный** – кардаиловской. Заметим, что исследователи этого региона долго не соглашались с флишевым характером первых двух

из названных выше свит. В последнее время наметилось такое признание. Правда, они называют их флишоидами, а не флишем, однако, в принципе, это одно и то же. И те и другие по происхождению являются типичными ритмитами, производными импульсного характера высокой интенсивности геодинамического режима.

Олистостромообразование на Урале соответствует примерно тем же периодам, что и флишенаконпление, и парагенетически с ним связано. Наиболее известными являются олистостромы-микститы Сакмарского аллохтона. По данным С.В. Руженцева, С.Г. Самыгина (2004), здесь развиты образования: **нижнего ордовика** в Эбетинской структуре; **нижнего и среднего девона** – шандинские (сакмарский и сугралинский комплексы Сакмарской зоны); чебаклинский олистостром **среднего девона**, рысаевский олистостром **верхнего девона** – **нижнетурнейского подъяруса нижнего карбона** (сугралинский, чебаклинский, губерлинский комплексы Сакмарской зоны). В составе олистолитов известны рифогенные известняки с руководящей фауной от кембрийского до каменноугольного времени.

В Магнитогорском синклинии также присутствуют олистостромы. Это образования **верхнего эйфеля, франского и каменноугольного возрастов**. В составе их обнаруживаются биогермные массивы известняков, надежно фаунистически охарактеризованные. Эти массивы имеют небольшие размеры, достаточно легко разрушаются, не способны переноситься на сколько-нибудь значительные расстояния. Потому естественно думать, что они являются определяющими возраст, включающей их матрицы – олистострома. Известный горизонт под названием гадиловский представляет собой эйфельский олистостром. Он сложен линзовидными телами различной мощности и протяженности, состоящими из обломочных пород сложного строения, гематитизированных, кремнелых и карбонатизированных. В обломках присутствуют известняки с фауной эйфельского возраста. Олистостромовая природа этого горизонта установлена В.В. Коптевой (1981). Среди флиша зилаирской свиты верхнего девона–нижнего карбона находится биягодинский олистостром. Он впервые обнаружен и изучен Г.А. и Т.А. Смирновыми и М.Л. Ключиной [1971] в районе горы Бягоды, затем М.Л. Ключиной, Б.Д. Магадеевым, Е.В. Силантьевым [1980], которые обосновывали его как вещественно-структурную единицу, возникшую в условиях высокой тектонической активности. Биягодинский олистостром протягивает-

ся меридионально вытянутой полосой от с. Аскарова на севере до д. Туркменево на юге. В строении его принимают участие глыбы различного состава, формы и размера. Чаще всего это кремни, эффузивы и известняки, представленные рифогенными фациями. Они содержат многочисленную фауну верхов живецкого яруса среднего девона и франского яруса верхнего девона. Глыбовый горизонт, скорее всего среднекаменноугольного возраста, обнажен в 1,5 км ниже д. Юлбарсово по р. Зирень-Агач. Он состоит из глыб с элементами повышенной дислоцированности, представленных различными известняками и песчаниками, сцементированными карбонатно-песчаным материалом. Среди глыб отмечаются известняки с брахиоподами турнейского и визейского ярусов нижнего карбона [Казанцева, 1987].

Меланж сопровождает все гипербазитовые массивы и пояса Урала. Мы рассматриваем его как особую геологическую формацию, возникающую при тектонических перемещениях офиолитов. Преимущественный состав этой формации определяется составом океанической коры. Это – гипербазиты, габброиды, спилиты, пелагические осадки при участии различного цвета, состава и формы тектонокластов поднадвиговых образований. Особое место в составе меланжа занимают рифогенные известняки, определяющие время его формирования. Это довольно результативный способ определения времени формирования гипербазитовых поясов. Рифовые постройки среди отторженцев в зонах серпентинитового меланжа и олистолитов в олистростроме обычно имеют небольшие размеры, редко превышающие первые сотни метров в поперечнике. На Южном Урале многочисленные выходы рифовых известняков **нижнего кембрия и среднего девона** известны среди серпентинитового меланжа Сакмарской зоны. Включения раннекембрийских биогермных известняков здесь прослежены на значительные расстояния. Они представлены небольшими изолированными телами, размеры которых колеблются от первых метров до 200 м по длинной оси. Выход кембрийских рифов на горе Бикташ, к юго-востоку от деревни Бикташево, в плане имеет вытянутую в северо-западном направлении форму размером 70×180 м. Его слагают серые и светло-серые брекчированные археоциатовые и водорослевые известняки, в основании которых наблюдаются мелкообломочные брекчии и конгломераты с обломками известняков и эффузивов. Другой крупный выход кембрийских известняков известен на горе Известковой, в 3,5 км

от д. Кидрясово («Шапка Мономаха»). Размеры его 100×150 м. Установлено, что известняки находятся здесь в виде перебуренной глыбы. В бассейне р. Сакмары, севернее широты г. Кувандык, во многих местах встречаются выходы массивных рифогенных известняков с фауной эйфельского яруса, залегающие то среди кремней силура, то на серпентинитах, то внутри эффузивов, почти всегда отделяясь от вмещающих пород тектонической зоной различной мощности. Например, в верховьях ручья Кисыелга в виде экзотических утесов обнажаются массивные кораллово-мшанковые известняки нижнего эйфеля. В бассейне р. Катралы среди серпентинитов южной и западной частей Катралинского массива обнаружены многочисленные глыбы габбро-амфиболитов и аргиллитов кураганской свиты ордовика, кремней и основных вулканитов нижнего и верхнего силура, а также рифогенных известняков эйфельского яруса. Не менее распространены рифогенные известняки эйфельского возраста в зонах развития меланжа Кракинского аллохтона. Столь тесная ассоциация серпентинитового меланжа с ископаемыми рифами не случайна. Характер соотношения биогермов с вмещающими породами позволяет прийти к выводу, что они парагенетически связаны между собой.

Мы неоднократно отмечали, что формирование земной коры континентов осуществляется мегациклично (под мегациклом понимается цикл Вильсона). Каждый мегацикл представлен двумя стадиями: стадией растяжения (мы назвали ее рифтогенно-спрединговой) и стадией сжатия, к которой мы отнесли периоды (и соответственно зоны) геологического взаимодействия континентальной и океанической кор. Рифтогенно-спрединговая стадия порождает океаническую кору, состоящую преимущественно из гипербазитов, габброидов и пелагических осадков. Ее развитие обладает цикличностью и эволюционной направленностью. Стадия сжатия также состоит из одного или нескольких тектонических циклов. Тектонический цикл двухэтапен. Первый – эволюционный. Вещественное выполнение его представлено серией формаций осадочно-вулканического происхождения с эволюционной направленностью состава и строения. Второй – деформационный, сопровождающийся надвиганием и шарьированием, накоплением особых вещественно-кластических формаций, к которым следует относить меланж, микстит, олистостром, флиш. Геодинамический режим максимальных тектонических напряжений тангенциального сжатия этого этапа обуславливает ша-

рирование, тектоническое совмещение пластин океанической коры, их скупивание. Сами офиолитовые комплексы формируются в глубоководных условиях и лишь после дислоцированности и тектонического нагромождения образуют подводные хребты. Здесь возникает надобдукционный вулканизм с эволюционной направленностью его состава и строения от глубоководного к островодужному, от недифференцированных формаций к контрастно-, затем последовательно-дифференцированным и порфиритовым. Вулканические цепи эволюционируют в островные дуги. Это мы неоднократно и подробно излагали раньше [Казанцева, 1981; 1987]. На возвышенностях морского дна, образованных лобовыми частями надвигов и вулканическими дугами, периодически, после разрядки тектонических напряжений тангенциального сжатия, временно устанавливаются довольно спокойные геодинамические условия. Это благоприятная обстановка для поселения и роста рифостроящих организмов, являющихся весьма чуткими индикаторами морских глубин и условий среды. Биогермные сооружения дают и ценный материал для суждения об особенностях и темпах их роста. В частности, относительно малые размеры свидетельствуют о повышенной подвижности морского дна и, следовательно, об активности тектонической обстановки. Возраст биогермов должен быть моложе гипербазитов, которые образуются значительно раньше и находятся здесь уже во «вторичном», аллохтонном залегании. Вдоль берегов островных дуг селятся рифообразующие организмы, слагая относительно небольшие биогермные массивы. Известно широкое распространение рифов на островных дугах экваториальной зоны современных океанов. Например, многочисленные коралловые рифы располагаются по берегам Зондских, Филиппинских и Соломоновых островов, на островах Фиджи. Вдоль складчатых сооружений и офиолитовых зон восточного берега Австралии развит Большой Барьерный риф, имеющий протяженность до 2000 км.

Очередное возрастание тангенциальных тектонических напряжений сжатия способствует возобновлению надвигания и шарьирования, сопровождающихся разрушением фронтальных частей аллохтонов океанической коры. Образуется меланж, микстит, затем олистостром и флиш. Во все перечисленные образования попадают и тела рифогенных известняков в разных количествах. Чаще всего они встречаются в составе ближних к фронту надвига формаций, к которым

относятся меланж и микстит. В силу малой плотности и большой подверженности разрушению рифогенные образования не способны далеко и длительно переноситься. Следовательно, возраст таких одиночных рифовых построек в меланже соответствует короткому интервалу времени между разрядкой тектонических напряжений надвиганием и переотложением разрушающихся толщ. Потому меланж, являясь ближней к фронту офиолитового аллохтона формацией, обусловлен тектоническим становлением гипербазитовых поясов, а присутствие рифовых построек в нем и их возраст датируют время проявления крупных дислокаций океанической коры. В этом плане нелишне отметить мнение Г.Н. Савельевой [2011]: «Главное различие гипербазитов состоит в условиях формирования метаморфитов, ассоциирующих с офиолитами. Метаморфизм Уральских офиолитов происходил преимущественно в условиях коллизии островная дуга–континент, что приводило к формированию метаморфитов высоких давлений и низких температур» (с. 24). По ее мнению, «время формирования офиолитов максютовского комплекса относится к раннему докембрию либо палеозою. Высокобарический же метаморфизм гипербазитов происходил в раннем-среднем девоне. Пик метаморфизма пород офиолитовой ассоциации приходится на средний девон» (с. 30). Как альтернативные механизмы появления высокобарических ассоциаций Г.Н. Савельева рассматривает как субдукцию, так и обдукцию.

Учитывая изложенное, а также допалеозойский возраст гипербазитовых пород Урала, можно подтвердить, что происходило последовательное выведение на поверхность офиолитовых аллохтонов (гипербазитовых поясов) надвиганием, омолаживающимся в восточном направлении. При этом зафиксировано несколько этапов становления гипербазитовых поясов. Наиболее ранний из них соответствует кембрию – концу силура. Следующие этапы – концу эйфельского – началу живетского периода среднего девона и франскому и фаменскому ярусам позднего девона. И, наконец, послераннекаменноугольный этап. Эти соображения увязываются и с многочисленными известными данными по этапам проявлений глаукофанового метаморфизма, выраженного в цифрах абсолютного летоисчисления [Казанцева, 1981].

Итак, главной особенностью гипербазитовых комплексов складчатых областей, в которых они имеют широкое развитие, является их залегание в виде надвиговых поясов, согласующихся с общим

структурным планом региона. Все крупные гипербазитовые массивы и мелкие тела являются аллохтонными образованиями, выведенными на поверхность в результате шарьирования и, как правило, сопровождаются зонами меланжа и микстит-олисторомов. Устанавливается последовательное во времени латеральное смещение гипербазитовых поясов от континента к океану. Данные выводы хорошо согласуются с обдукционным типом развития складчатых областей [Казанцева, 2000], показанным на примере Урала.

О гипербазитах в структурной геологии палеозоя Кавказа

Гипербазиты на Кавказе распространены достаточно широко. Особенно это относится к мезозойским и более молодым комплексам, являющимся составной частью Севано-Аккеринской зоны Малого Кавказа. Структурная геология районов их развития, аллохтонное положение и особенности формирования в русле мобилистской доктрины хорошо изучены и давно детально описаны в работах А.Л. Книппера [1975], в обстоятельной монографии Т.А. Гасанова [1985] и др.

По данным Г.А. Михеева и Ю.Я. Потапенко [1973], на поверхность Северного Кавказа выходят и вскрыты бурением более 50 массивов гипербазитов (см. рис. 21). Степень серпентинизации их весьма высокая. По реликтовым первичным минералам установлено, что родоначальными породами были преимущественно гарцбургиты, реже лерцолиты и дуниты. Серпентиниты чаще размещаются в метаморфических породах досреднекаменноугольного возраста.

Ранее строение, структурное положение, взаимоотношения с вмещающими породами гипербазитовых комплексов Кавказа, залегающих среди докембрийских и палеозойских толщ, их возрастные характеристики, изучались многими исследователями, которые считали их производными ультраосновной магмы. Однако в семидесятых годах прошлого столетия появились убеждения в том, что все известные на территории Передового хребта гипербазиты, габброиды и основные эффузивы представляют собой офиолитовую ассоциацию, породы которой в настоящее время слагают тектонические покровы, располагающиеся в синформных структурах.

Большинство кавказских геологов, придерживающихся мобилистского направления, признает их останцами океанической коры палеозойского возраста. В этом плане они детально изучены В.Е. Хаиным и Е.В. Хаиным, А.А. Беловым, Г.И. Барановым, И.И. Грековым, А.Я. Дубинским, Г.Л. Донченко, В.Л. Омельченко, В.Ф. Сидоренко, М.Л. Соминим, С.М. Кропачевым, Л.Д. Чегодаевым и мн. др., материалы которых мы изучили.

Гипербазитовые комплексы Кавказа палеозойского возраста сосредоточены, в основном в пределах Бечасынской структуры, Передового и Главного хребтов. Известны они и в составе Дзирульского кристаллического массива. Было показано, что выходы ультраосновных пород тяготеют к двум системам региональных разломов – северо-западной и субширотной ориентации.

Вдоль контакта между породами Андрюкско-Тоханской зоны и зоны Передового хребта расположены тектонические тела и массивы серпентинитов, которые, так же как и в других складчатых областях, маркируют линию совмещения крупных тектонических элементов. На характер этой шовной зоны обращает внимание Ю.Я. Потапенко в работе 1980 г., где он указывает, что зона Северного разлома в палеотектоническом плане может иметь не меньшее значение, чем зона Тырнауз-Пшекишского разлома» [Хаин, 1984, с. 17]. С этим нельзя не согласиться. По сути дела, Северный разлом контролируется олистостромо-меланжевой полосой, представляющей собой мощный Северный тектонический шов.

Преобладающее количество массивов ультраосновных пород домезозойского возраста располагается на южной периферии Передового хребта. Их считали принадлежностью Карабекского интрузивного комплекса, в составе которого находятся гипербазиты рек Теберда, Кяфар, Зеленчук, Маруха и др. Называли массивы Марухский, Ацгаринский, Кизильчукский, Кяфар-Агурский, Зеленчукский и др. Довольно полное описание основных и ультраосновных пород Передового хребта привел А.А. Каденский в 1956 г., отметив, что самые большие массивы серпентинитов и габбро имеют блюдцеобразную форму и субгоризонтальные контакты. Зоны закалки на контактах отсутствуют. Вместе с тем нередко наблюдаются катаклазированные и метасоматически измененные породы с многочисленными зеркалами скольжения. Наиболее крупным из массивов является Кизильчукский, который занимает площадь 28 км² и представляет собой

пластообразное тело в ядре пологой синклинали. Он подстилается метаморфическими сланцами нижнего карбона. Отличительной особенностью гипербазитовых массивов Передового хребта является их ассоциация с интрузивными телами основного состава.

Детальные исследования Е.В. Хаина в районе Передового хребта, опубликованные в ряде работ, в том числе в монографии 1984 г., убедительно показали место и роль офиолитовой ассоциации палеозоя Большого Кавказа в строении и развитии этого горного сооружения. На рис. 69 мы видим геологическое строение участка Передового хребта в междуречье Кяфар и Кяфар-Агур по Е.В. Хаину, где аллохтонное положение офиолитов не вызывает сомнений.

Структурное положение меридионально ориентированного Маркопиджского массива приводится по данным Г.А. Михеева и Ю.Я. Потапенко [1973] (рис. 70), а Архызского – по Ю.Я. Потапенко [2004] (рис. 71).

Изучив геологическое строение Передового хребта от р. Маруха на востоке до р. Малая Лаба на западе, Е.В. Хаин [1979] выделяет здесь автохтонный, аллохтонный и неоавтохтонный комплексы. К автохтонному комплексу он относит: а) монотонную толщу филлитов андрюкской свиты мощностью около 1500 м с фауной среднего девона в верхней ее части. Потому возраст ее считается ранне(?)-среднедевонским; б) Блыбский комплекс кристаллических пород, в основании разреза которых залегают амфиболиты, амфиболовые сланцы, чередующиеся в верхней части разреза со слюдяными сланцами и плагиогнейсами. Общая мощность кристаллической серии 5000 м. Сланцы и амфиболиты содержат большое количество мелких и крупных тел серпентинитов и плагиогранитов. Этот комплекс контактирует с породами среднего девона тектонически. Аллохтонный комплекс, по данным Е.В. Хаина, представлен несколькими самостоятельными покровами, которые различаются по составу и возрасту преобладающих в них пород, а также по внутренней структуре и степени метаморфизма. Все разрозненные выходы силурийских отложений этот исследователь объединяет в единый тектонический покров, который всегда располагается в основании аллохтонных комплексов, выше блыбского комплекса. Отложения силура представлены кремнями и кремнистыми сланцами, хорошо сопоставимыми с одновозрастными, аналогичного состава образованиями Сакмарского аллохтона. Выше располагается офиолитовый аллохтон, перекры-

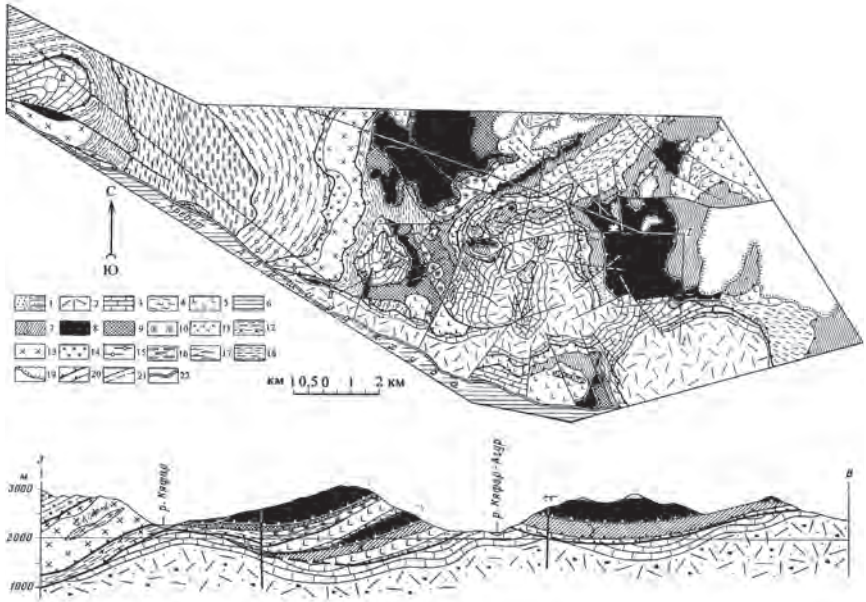


Рис. 68. Структурное положение гипербазитов на геологической карте и рис. 69 профиль междуречья Кыфар и Кыфар-Агур (по данным Е.В. Хаина [1979])

1 – терригенно-кремнистые отложения силура (?); 2 – средне-верхнедевонские ту-фоконгломераты и туфы (семиродниковая свита); 3 – известняки, филлиты и зеленые сланцы фамена – турне; 4 – зеленые сланцы и филлиты тебердинской свиты; 5 – базальтовые порфиры, спилиты, диабазы карабекской свиты; 6 – отложения мезозоя; 7 – габброиды; 8 – серпентинизированные гипербазиты; 9 – амфиболиты; 10 – сиенит-диориты; 11 – граниты; 12 – двуслюдяные гранат-кварц-плагиоклазовые сланцы; 13 – габбро-диориты; 14 – тоналиты; 15 – двуслюдяные гранат-ставролитовые, гранат-силлиманитовые сланцы; 16 – микрогнейсы; 17 – амфиболовые сланцы, амфиболиты; 18 – биотитовые гнейсы; 19 – стратиграфически несогласные границы; 20 – надвиги; 21 – взбросы, сбросы; 22 – Тырнауз-Пшекишский разлом

вающийся плагиогранитами. Офиолиты слагают здесь две тектонические пластины однотипного состава и строения. Нижняя из них состоит из серии чешуй зеленых сланцев, эффузивов основного состава, габброидов и гипербазитов. Наиболее полные разрезы этой пластины наблюдаются в междуречье Малый Кыфар и Кыфар-Агур и на хребте Абишира-Ахуба. Восточнее, в бассейнах рек Большой Зеленчук, Маруха и Теберда, сохранились от размыва только нижние

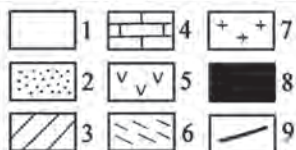


Рис. 70. Схематическая геологическая карта района Маркопиджского массива серпентинитов (по Г.А. Михееву и Ю.Я. Потапенко [1973])

1 – мезозой; 2 – верхний палеозой; 3 – нижний карбон; 4 – известняки верхнего девона-турецкого яруса нижнего карбона; 5 – вулканогенно-осадочные породы среднего и верхнего девона; 6 – досреднедевонские (протерозойские?) кристаллические сланцы; 7 – плагитограниты; 8 – серпентиниты; 9 – разломы

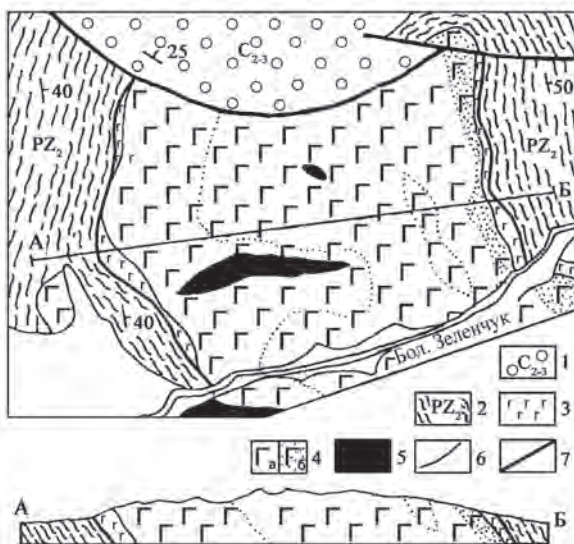


Рис. 71. Структурное положение Архызского массива габбро и серпентинитов (по Ю.Я. Потапенко [2004] с небольшими изменениями)

1 – песчаники и конгломераты среднего и верхнего карбона; 2 – метаморфические породы среднего палеозоя; 3 – структурно измененное габбро; 4 – среднезернистые габбро (а) и осветленные (б); 5 – серпентиниты; 6 – геологические границы; 7 – надвиги

пластины этого разреза (габброиды и эффузивы). Далее на восток, в зоне Передового хребта, известны только отдельные тектонические линзы серпентинитов и габброидов. Офиолитовый аллохтон, в свою очередь, тектонически запечатывается кристаллическими сланцами Ацгаринского покрова.

Выше кристаллического комплекса располагается Марухский аллохтон, состоящий из нескольких тектонических пластин, в каждой из которых присутствуют офиолиты и сопутствующие им олистостромовые образования. Возраст тех и других от раннего и среднего палеозоя до турнейского яруса нижнего карбона включительно.

Палеозойские гипербазиты Главного хребта встречаются в виде небольших, удаленных друг от друга массивов на всем протяжении от р. Урух на востоке до р. Белой на западе. Они представляют собой глыбы или линзовидные тела среди метаморфических сланцев бассейна р. Кубань, в районе перевала Карачай-Ауш, по рекам Даут, Мамхурц, Санчаро, Белой, Дукка (истоки р. Большой Зеленчук). Сложены в основном пироксенитами, реже перидотитами, характеризующимися значительным содержанием глинозема и преобладанием окисного железа над закисным. Серпентинизация проявлена здесь слабее, чем таких же пород Передового хребта и Бечасынской зоны. Как это отмечал О.Ш. Надарейшвили в 1977 г., тела офиолитового состава приурочены к выходам пород лабино-буульгенской серии. Они состоят из ультраосновных пород – дунитов, верлитов и пироксенитов; основных – габбро, габбро-норитов и габбро-амфиболитов, а также плагиогранитов, прорывающих габбро и ультраосновные породы.

Наиболее крупным массивом зоны Главного хребта является Намшихский. Расположен в верховьях одноименной речки, впадающей в р. Гвандра. Длина его около 3 км, ширина достигает 1,5 км. Он подробно изучен и закартирован О.Ш. Надарейшвили в 1978–1979 гг. По его данным, в центральной части располагаются верлиты и оливиниты. Во внешней зоне наблюдаются клинопироксениты, в разной мере серпентинизированные и амфиболитизированные. Интенсивность серпентинизации обычно возрастает к периферии массива. Ультраосновные породы и окаймляющие их габброиды образуют силловидные и линзовидные тела, залегающие согласно с вмещающими их породами. По мнению автора, эти породы являются магматическими образованиями, возникшими в процессе каледонского

инициального эвгеосинклинального магматизма, хотя контактовых воздействий на вмещающие породы нигде не обнаружено. Так же недавно трактовались массивы габброидов, гипербазитов и плагиогранитов Передового хребта. По мнению Е.В. Хаина, офиолиты Главного хребта, так же как и Передового, не отвечают понятию «конкретная магматическая формация» (в понимании Ю.А. Кузнецова), а представляют собой объединение разновозрастных элементов, находящихся в тектонических взаимоотношениях между собой и с вмещающими породами, т.е. являются чуждыми элементами для Главного хребта. Это тем более вероятно, что в составе окружающих их серий описываются мощные зоны катаклазитов и милонитов.

Граница между Главным хребтом и Южным склоном проходит по Главному Кавказскому разлому, который многими исследователями трактуется как крупный надвиг. На южной оконечности Южного склона находится сложенный древними метаморфитами тектонический блок, в составе которого выделяются Храмский, Локский и Дзирульский массивы с абсолютным возрастом слагающих их пород 1130–1350 млн лет (Ступка, 1986). Названные массивы рассматриваются как аллохтонные структуры. На геологической карте Дзирульского массива показано несколько тел серпентинитов, залегающих в филлитах. Возраст филлитов устанавливается как нижнекембрийский. На этом основании образование серпентинитов здесь относят к посленижнекембрийскому времени.

Наиболее крупными гипербазитовыми массивами в пределах Бечасынской зоны являются Беденский на западе и Малкинский на востоке. Беденский находится в бассейне рек Большая Лаба и Бесскес, где он частично перекрывается мезокайнозойскими отложениями. Разбурен несколькими скважинами, показавшими, что мощность его находится в пределах 100–150 м. На контакте с вмещающими породами наблюдается повышенный катаклиз пород. В составе серпентинитов этого массива различают антигоритовые, хризолитовые и переходные между ними разновидности. Первоначальная природа серпентинитов, по данным Н.Д. Соболева, перидотитовая.

Другой крупный гипербазитовый массив – Малкинский, находится в долине р. Малка. Площадь выходов его достигает 45 км². Он сложен в основном серпентинизированными гарцбургитами. Главные его минералы – антигорит и бастит, развиваются за счет оливина и ромбического пироксена в гарцбургитах. По геофизическим данным,

этот массив представляет собой бескорневое тело небольшой мощности. Контактная зона почти горизонтальная. В зоне контакта следы горячего воздействия на окружающие породы отсутствуют, но присутствуют зоны милонитов. Между серпентинитами Малкинского массива и урлешской свитой песчаников находятся выходы силура в виде тектонических блоков по притокам р. Малка – ручьям Уллу-Лахран и Чегет-Лахран. Форма массивов остается не ясной, так как большая часть его перекрыта отложениями юры [Потапенко, 2004]. По сведениям Б.Г. Вобликова и др. [2008], он вскрыт скважинами на глубине 180 м.

Структурное положение Малкинского массива совместно со сланцами силура и известняками девона следует рассматривать как аллохтонное. Мы считаем его останцом тектонического покрова, надвинутого из соседней с юга структурно-формационной зоны. Вероятно, этот покров некогда занимал более значительные территории. По составу и структурному положению этот массив аналогичен Кракинскому гипербазитовому аллохтону, находящемуся в северной центриклинали Зилаирского синклинория Южного Урала.

Относительно возраста гипербазитов необходимо исходить из разграничения: а) возраста гипербазитов как пород; б) времени тектонического становления гипербазитовых комплексов.

В первом случае (а) наиболее достоверными являются сведения об имеющихся данных абсолютной геохронологии. Их не так много. Например, определение радиометрического возраста (К–Аг-метод) из жилы габбро-пегматита внутри массива габброидов с левого борта р. Кяфар-Агур, выполненное в лаборатории абсолютного возраста и геохимии стабильных изотопов Геологического института АН СССР С.Б. Смеловым (образец В.Л. Омельченко и Е.В. Хаина), дало цифру 457 ± 13 млн лет. Это говорит об ордовикском возрасте гипербазитов. Косвенным подтверждением могут являться факты о наличии гальки офиолитов в конгломератах нижнего силура [Потапенко, Пруцкий, 1976]. Другой пример – все выполненные в ИГЕМ РАН многочисленные определения аргонового возраста метаморфитов Блыбского комплекса Передового хребта приходятся на интервал 370–320 млн лет [Сомин, Лаврищев, 2005, с. 371]. Однако имеется и датировка порядка 450 млн лет по флогопиту из контактовой зоны гранодиоритов и ультрабазитов Бескесского выступа, скорее всего, относится к офиолитам.

Во втором случае (б) при определении возрастных интервалов тектонического становления офиолитовых комплексов, наиболее важными являются, с одной стороны, общегеологические факты и с другой – факты, связанные с возрастом формаций деструктивного периода: меланжа, микститов и олистостром [Казанцева, 2011].

Общегеологические факты таковы. Д.П. Сердюченко в 1935 г. на основании изучения контактовых взаимоотношений серпентинитов с гранитами Беденского и Бескесского массивов приходит к выводу, что серпентиниты этих массивов имеют докембрийский возраст, подчеркивая постепенный переход вмещающих серпентиниты пород от более древних на западе к более молодым на востоке. Заключение о докембрийском возрасте Бескесского и Беденского серпентинитовых массивов он распространяет на серпентиниты массивов Блыби, Маркопиджа и Малой Лабы – Уруштена – Тхача. И.Г. Кузнецов в 1940 г. пришел к выводу, что возраст ультрабазитов Главного Кавказского хребта – докембрийский, зоны Передового хребта – нижнепалеозойский до среднепалеозойского. Малкинский массив Бечасынской зоны он считал еще более молодым (А.П. Герасимов в 30–40-е годы прошлого столетия определил его возраст, как нижнепалеозойский). Н.Д. Соболев [1952] выделял три группы ультрабазитов: докембрийского, среднепалеозойского и мезозойского возраста. Во второй половине двадцатого столетия и до современного времени по геологическому положению наиболее достоверно устанавливается возраст гипербазитовых массивов, размещенных в среднепалеозойских отложениях южной периферии Передового хребта в междуречье Большой Лабы и Зеленчука. Здесь глубоко расчлененный рельеф создает благоприятные условия для изучения многих массивов и их взаимоотношений с вмещающими породами. Интерес представляют секущие контакты серпентинитов с известняками верхнедевонского – турнейского возраста в истоках рек Ацгары и Загеданки, а также в верховьях р. Кяфар-Агур. В районе Тырнауза серпентинизированные перидотиты и пироксениты в виде тел протяженностью до нескольких сот метров залегают в породах среднего палеозоя. В западной части Передового хребта – в междуречье Большой и Малой Лабы – известно значительное количество выходов серпентинитов (Маркопиджский, Блыбские и др.), залегающих в кристаллических сланцах.

Что же касается возраста меланжа и олистостром в рассматриваемом регионе, можно отметить следующие данные. В Бечасынской

зоне между серпентинитами Малкинского массива и урлешской свитой песчаников ордовика находятся выходы силура в виде тектонических блоков (глыб) по притокам р. Малка – ручьям Уллу-Лахран и Чегет-Лахран. Здесь же на левом склоне долины ручья Чегет-Лахран А.П. Герасимовым еще в 1918 г. была обнаружена глыба среднекембрийских известняков с трелобитами, аналогичная одновозрастным рифогенным известнякам Сакмарского аллохтона на юге Зилаирского синклиория. Потому наиболее древним этапом шарьирования на Северном Кавказе, вероятно, следует признать ранний кембрий. По Е.В. Хаину полянская свита силурийского возраста является олистостромом. Офиолитовые комплексы Марухского покрова, по В.Л. Омельченко [2007], сопровождаются разновозрастными олистостромовыми образованиями. По различным данным, базитовая часть офиолитов датируется ранним, а вулканогенно-осадочные образования – ранним-средним палеозоем. Северной границей Андрюкско-Тоханского аллохтона является меланж Северного разлома, переходящий к югу в зону развития олистостром. С.Г. Самыгин и Е.В. Хаин [1985] относят ее к среднему девону. Ими сделано предположение и об олистостроме франского возраста. Ю.Я. Потапенко [1980] отмечает, что серпентиниты Северного разлома ассоциируют с мелкозернистым габбро, а местами содержат крупные глыбы (1, 12, 40 м и более по длинной оси) известняков раннекаменноугольного облика, напоминая серпентинитовый меланж. Следовательно, олистостромообразование на Кавказе было неоднократным и соответствовало периодам: кембрий, силур, средний и верхний девон, посттурнейский карбон. Эти же временные периоды присущи накоплению олистостром на Южном Урале. Потому следует считать, что периодизация тектонического становления гипербазитовых комплексов для Южного Урала и Северного Кавказа является общей.

Закономерностями состава, строения и структурного положения гипербазитовых комплексов Южного Урала являются такие. Офиолитовые формации континентов представляют собой реликты океанической коры, надвинутой на край платформы [Пейве, 1969; и др.]. На Урале аналоги океанической коры геологического прошлого были впервые доказаны Т.Т. Казанцевой и М.А. Камалетдиновым в конце шестидесятых годов прошлого столетия. Изолированные массивы офиолитов в окраиноконтинентальной зоне представляют собой бескорневые шарьяжи, а линейные гипербазитовые пояса активных зон складчатых об-

ластей – фронтальные зоны мегааллохтонных структур (Пейве, Хаин, Кобер, Белостоцкий, Казьмин, Казанцева, Камалетдинов, Книппер, Чирич, Гасанов, Bailey, McCallien, Rodgers, Williams, Cuming и др.). Для Урала это установлено Т.Т. Казанцевой и М.А. Камалетдиновым [Казанцева, Камалетдинов, 1969; Камалетдинов, Казанцева, 1983; Казанцева, 2013; и др.]. Как правило, они сопровождаются мощными зонами меланжа [Казанцева, 2014; Казанцева, Казанцев, 2010; и др.]. Омоложение гипербазитовых поясов происходит от платформы к центру складчатой области. Эта закономерность хорошо проявлена на Урале, где время формирования гипербазитовых аллохтонов близко совпадает с периодами надвигания и накопления флишевых толщ [Казанцева, 1981, 1987, 2013 и др.] В пределах Корякско-Камчатского орогена, на территории Канады и Сахалина это показали Г.Г. Кайгородцев, З.А. Жаркова (1976) и С.А. Мельникова (1976) и др.

Меланж как формация-индикатор активности геотектонического режима

Понятие «меланж» впервые применил И. Гринли при исследовании каледонской структуры Уэльса. Он обратил внимание на то, что гипербазиты и габброиды там интенсивно катаклазированы и включают глыбы экзотических пород. В пятидесятые годы прошлого столетия серпентинитовые тектониты под названием анкарской смеси (Ankara melange) были описаны И. Бейли и У. Маккэлиеном в Центральной Анатолии. В нашей стране термин «меланж» первым употребил А.В. Пейве при характеристике гипербазитовых комплексов Альпийско-Гималайского пояса. Он определил его так: «...тектонит, состоящий из смеси пестрых по составу и цвету пород: гипербазитов, габброидов, спилитов, туфов, розовых и зеленых кремнисто-глинистых сланцев, радиоляритов и экзотических глыб различных известняков и метаморфизованных сланцев. Все эти породы хаотично перемешаны, смяты, раздроблены и развальцованы» [Пейве, 1969, с. 7]. Цементирующей массой выступают серпентиниты и их сланцы. Уже это определение утверждает формационную принадлежность и структурную позицию меланжа как вещественно-кластическое образование, явившееся результатом аллохтонизации океанической коры.

Потому и в соответствии с представлениями отечественной школы тектонистов на сущность формаций (Н.П. Херасков, Н.С. Шатский, А.В. Пейве, В.Е. Хаин, К.В. Боголепов и др.) мы рассматриваем меланж как особую геологическую формацию, возникшую при тектонических перемещениях офиолитов. Преимущественный состав этой формации определяется составом океанической коры. Это – гипербазиты, габброиды, спилиты, пелагические осадки при участии различного цвета, состава и формы тектонокластов поднадвиговых образований. Особое место в составе меланжа занимают рифогенные известняки, определяющие время его формирования.

Общеизвестно, что Урал по развитию гипербазитовых пород занимает первое место в мире. Естественно, что и меланж здесь развит также исключительно широко. Но следует обратить внимание на тот факт, что меланжем иногда называют и глыбовые образования без участия серпентинитов, которые при достаточной степени их деформирования следует относить к микститам. В данной работе мы будем рассматривать именно серпентинитовый меланж.

На западном склоне Южного Урала нами были описаны зоны такого меланжа, сопровождающие Кракинский и Сакмарский аллохтоны [Казанцева, Камалетдинов, 1969; Kazantseva, Kamaletdinov, 1986].

Серпентинитовый меланж, развитый в основании **Кракинского шарьяжа**, представляет собой типовое вещественно-тектоническое образование, состоящее преимущественно из пород офиолитовой ассоциации с участием контактирующих с ними сред. Здесь зоны меланжа прослежены в обнажениях на значительных площадях между гипербазитовыми массивами и вдоль их краев. Достаточно хорошо обнаженные площади развития меланжа задокументированы нами в районе с. Магадеево (рис. 72, 73, 74). Известны они и вдоль тракта Белорецк – Старосубхангулово: у д. Яумбаево (на западной окраине гипербазитового массива Южный Крака); на территории между Узянским и Средним Крака; у южной окраины Южного Крака (в районе с. Сангельды); у северной границы этого массива (от д. Кага на западе до д. Хамитово на востоке). А также во многих других пунктах. Мощность зоны меланжа изменчива и колеблется от нескольких десятков до первых сотен метров. Местами же она выклинивается, тогда серпентиниты залегают непосредственно на осадочных образованиях постели шарьяжа.



Рис. 72. Общий вид района развития меланжа Кракинского аллохтона в районе восточной окраины с. Магадеево



Рис. 73. Зона меланжа Кракинского аллохтона к западу от с. Магадеево

Некоторые примеры. Вдоль западного края гипербазитового массива Южный Крака, по берегам р. Мамбет-Елга, в 0,8 км восточнее северной окраины с. Магадеево, глыбовая зона меланжа состоит из редких беспорядочно разбросанных глыб и утесов неправильной формы. В меланже преобладают брекчированные кремни черного цвета, разбитые густой сетью прожилков кварца; кремнистые сланцы пятнистой окраски с сохранившимися реликтами складок; кварцевые грубозернистые песчаники почти белого цвета с пленочным глинисто-хлоритовым цементом; кремнистая мелкообломочная брекчия, в которой и угловатые обломки, и цемент состоят из темных кремней; сильно слюдястые туфопесчаники серо-зеленого цвета, мелко- и грубозернистые, иногда тонкослоистые, вероятно докембрийского возраста; известняки светло-серые и серые, кристаллические, содержащие фау-

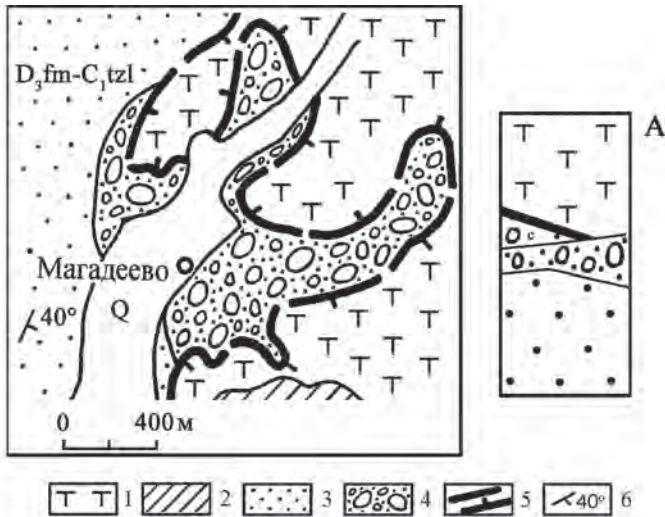


Рис. 74. Схема геологического строения района с. Магадеево. А – схематический вертикальный разрез

1 – серпентиниты; 2 – гипербазиты; 3 – терригенные ритмиты зилаирской свиты; 4 – серпентинитовый меланж, переходящий в олистостром; 5 – тектонические контакты; 6 – элементы залегания слоев

ну среднего девона. Цементом служат сланцеватые глинистые породы с серицитом и хлоритом, постепенно переходящие, с одной стороны, в серпентиниты (вдоль контакта с гипербазитами), с другой – в зилаирские граувакки, значительно тектонизированные. Канавами были вскрыты контакты пород аллохтона с отложениями постели, в последних отчетливо видны следы смятия с обтеканием обломков кремней, эффузивов и кварцитовидных песчаников (рис. 75).

Мощные зоны меланжа картируются в южной части гипербазитового массива Южный Крак. В его основании здесь обнажаются глыбы и блоки силурийских терригенно-кремнистых пород, мощность которых достигает 800 м. Особенно наглядна такая зона у д. Абдулмамбетово (рис. 76), где выходы этих образований обладают мозаичным строением в плане и носят преимущественно глыбово-катакластический характер. В долине р. Сангельды известны и обнажения известняков среднедевонского возраста, залегающих

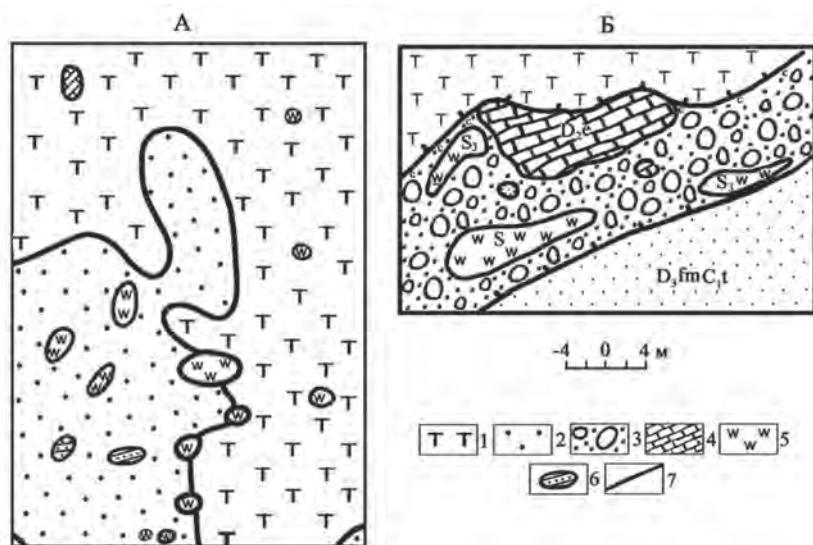


Рис. 75. Зоны серпентинитового меланжа и олистострома на контакте с зилайскими породами: А – южнее с. Магадеево, Б – северо-восточнее этого же села

1 – серпентиниты; 2 – перемежатые аргиллиты и алевролиты зилайской серии верхнего девонанижнего карбона; 3 – серпентинитовый меланж, переходящий в олистостром; 4 – рифогенные известняки среднего девона; 5 – кремни и кремнистые сланцы силура; 6 – песчаники ордовика; 7 – тектонические контакты

среди серпентинитов, перемежаясь с останцами силурийских эффузивных пород – диабазов и спилитов. Размеры их варьируют от 7 до 100 м в поперечнике. Известняки обычно подстилаются эффузивами основного состава мощностью 5–50 м. На контакте с серпентинитами породы перемежаты и брекчированы.

В Сакмарской зоне серпентинитовый меланж также сопровождается ультраосновными массивами и их крупные тела. Он обнажается во многих местах: в верховьях Узалы, в междуречье Дергаиша и Кишкильды, в районе ст. Кувандык, в бассейне р. Сакмара, в районе д. Бикташево и в некоторых других пунктах. В составе меланжа Сакмарской зоны, как и Кракинской, присутствуют породы, создающие своеобразный меланжевый рельеф. Он представляет собой беспорядочно разбросанные по площади сопки, остроконечные

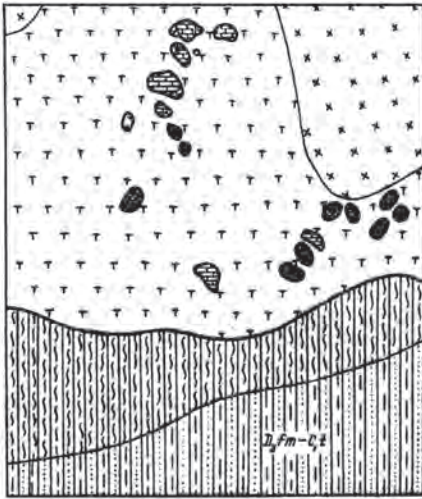


Рис. 76. Меланж в районе левобережья р. Сангильды
Условные обозначения см. рис. 75

скалы и сглаженные возвышенности из пород различной окраски, литологического состава и возраста. Это – серпентиниты, габбро-амфиболиты и амфиболиты, метаморфические сланцы рифейского возраста, светлые рифогенные известняки нижнего кембрия, красные глинисто-туфогенные сланцы кураганской свиты ордовика, зеленоватые слюдисто-кварц-полевошпатовые песчаники нижнего силура, черные кремни и кремнисто-глинистые сланцы, их брекчии, диабазы, спилиты и туфы с возрастом от силура до среднего девона. Все эти породы образуют различной величины и формы разрозненные выходы беспорядочно перемешанных между собой глыб со следами интенсивных тектонических напряжений. Примеры. В районе д. Бикташево (левый берег р. Сакмары) вершину одноименной горы слагает один из самых крупных на Урале выходов рифогенных известняков нижнего кембрия светлой окраски с фауной археоциат. Краевые части их интенсивно брекчированы. Размер выхода 70×180 м. Кроме того, среди обломков встречаются и другие породы разного состава и возраста. Это песчаники ордовика, кремни и кремнистые сланцы силура, диабазы и спилиты силура и среднего девона. К северо-западу и юго-востоку от горы Бикташ обнажаются кварц-полевошпатовые терригенные породы с линзами слоистых известняков ордовика, а к югу и юго-западу – кремни и кремнисто-глинистые сланцы с граптолитами силура. Слои кремнистых сланцев интен-

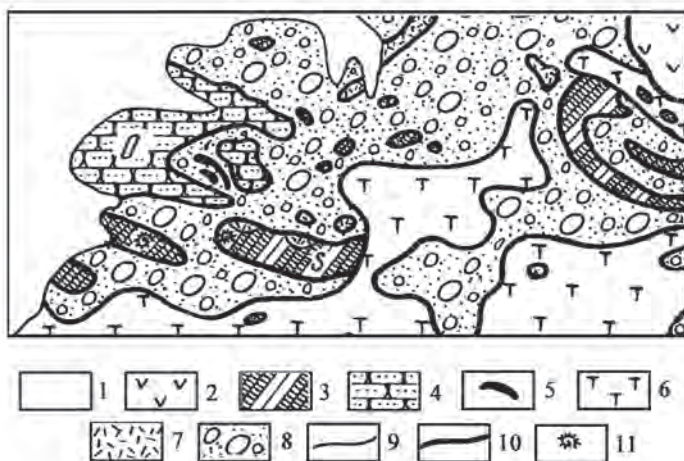


Рис. 77. Геологическая схема района д. Бикташево (по Ю.В. Казанцеву и Т.Т. Казанцевой)

1 – современные отложения; 2 – эффузивы основного и среднего состава с возрастом от силура до среднего девона; 3 – кремни и кремнистые сланцы силура; 4 – песчаники и алевролиты ордовика; 5 – архециатовые известняки нижнего кембрия вершины горы Бикташ; 6 – серпентиниты; 7 – спилиты; 8 – серпентинитовый меланж, переходящий в олистостром; 9 – геологические границы; 10 – тектонические контакты; 11 – места сбора фауны

сивно смяты в складки, брекчированы. Изредка отмечаются выходы мусковито-кварцевых сланцев, сопоставимых с породами рифея хребта Уралтау. Все перечисленные выше породы контактируют с серпентинитами (рис. 77).

Хорошо обнажен серпентинитовый меланж на левом берегу р. Кураган, западнее г. Медногорска, севернее д. Ишмуратово (рис. 78). Здесь положительные формы рельефа образованы в основном породами меланжа. Между ними развиты серпентиниты. Они же слагают основание Сакмарского аллохтона. Пониженные участки (особенно долина р. Кураган) выполнены флишем зилаирской свиты верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста – образованиями постели аллохтона.

У пос. Псянчино обнажаются метаморфические породы рифейского возраста, прослеживающиеся к северу более чем на 10 км. Они

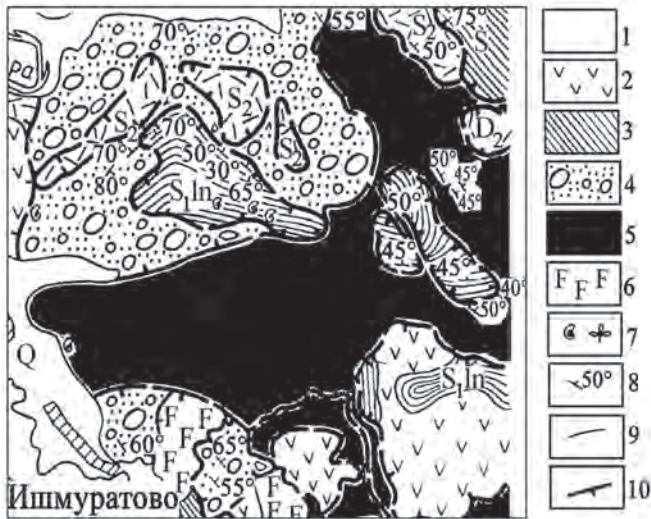


Рис. 78. Строение зоны меланжа у д. Ишмуратово (по Ю.В. Казанцеву)

1–2 – карбон–девон: 1 – флишевые толщи, 2 – вулканиты; 3 – кремни и кремнистые сланцы силура; 4 – зоны меланжа; 5 – гипербазиты; 6 – габбро; 7 – участки обнаружения фауны; 8 – элементы залегания слоев; 9 – стратиграфические границы; 10 – надвиги

перематы, раздроблены, с мелкой пloidчатостью. Изучение особенностей залегания рифейских пород с помощью горных выработок показало, что они не образуют антиклинальную складку, как это считалось ранее, а повсеместно залегают в виде бескорневых аллохтонных блоков в зоне серпентинитового меланжа [Камалетдинов, Казанцев, 1968] (рис. 79).

Здесь же встречаются глыбы слоистых кремней силурийского возраста. Они имеют неправильные, резко угловатые формы, падение и простирание слоев в разных глыбах различное. Отмечаются серпентиниты с отчетливыми следами тектонических воздействий.

В верховьях р. Кисыелга (приток р. Зилаир) в зоне меланжа в виде скальных выходов обнажаются светлые кораллово-мшанковые известняки эйфельского яруса среднего девона, контактирующие с серпентинитами и кремнями силура, а также обнажение кварцевых песчаников с фауной брахиопод тремадокского яруса ордовика. Это довольно

крупные глыбы с размером от 10 до 250 м в поперечнике. Нагляден меланж в бассейне р. Катралы. Он наблюдается в серпентинитах южной и западной окраин Катралинского массива. Среди глыб отмечены породы ордовика, нижнего и верхнего силура, а также биогермы эйфельского яруса среднего девона. Присутствие нижнекембрийских рифогенных известняков в зонах меланжа Сакмарского аллохтона является одной из характернейших особенностей геологии Южного Урала. Мы обращаем на этот факт особое внимание, так как, по нашему мнению, возраст их определяет не только время образования самого меланжа, но и начальный период формирования гипербазитовых поясов Урала. Выходы таких биогермов отмечены во многих местах: у северной окраины ст. Кувандык, западнее г. Медногорск, в районе пос. Беркут, а также на других участках.

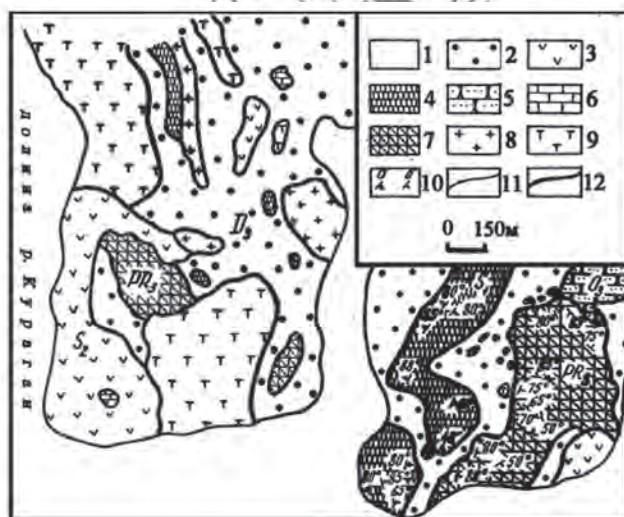


Рис. 78 А. Меланж и олистостром с глыбами метаморфических пород рифея на левом берегу р. Кураган, к западу г. Медногорска (по М.А. Камалетдинову и Ю.В. Казанцеву [1968])

1 – четвертичные отложения: глины, пески; 2 – верхнедевонские (?) терригенные породы: конгломераты, гравелиты, песчаники; 3 – верхнесилурийские эффузивы; 4 – лландовер-венлокские кремни; 5 – верхнеордовикские песчаники и алеволиты; 6 – известняки; 7 – рифейские метаморфические сланцы; 8 – диориты, гранодиориты и граниты; 9 – серпентиниты; 10 – наклонное залегание; а – слоев, б – полосчатости; 11 – геологические границы; 12 – тектонические контакты

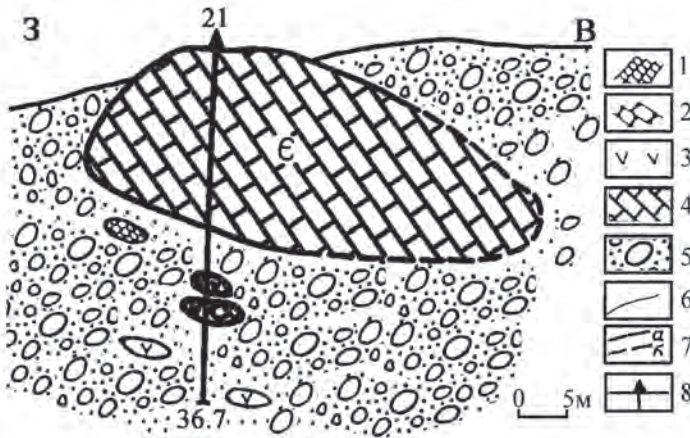


Рис. 78 Б. Клип кембрийских известняков горы «Шапка Мономаха» в зоне меланжа Сакмарского аллохтона (по Ю.В. Казанцеву)

1 – яшмы и кремни силура; 2 – песчаники и 3 – вулканиты силура; 4 – известняки кембрия; 5 – тектонически перетертые и милонитизированные образования, вмещающие глыбы осадочных, вулканогенных и интрузивных пород (меланж); 6 – литологические границы; 7 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 8 – скважина

На левом берегу р. Кураган, в 3,5 км к северо-востоку от д. Кидрясово, гора «Шапка Мономаха» и несколько небольших холмиков вокруг горы сложены известняками. Один из выходов известняков был перебурен скважиной, показавшей бескорневое положение кембрийских отложений (рис. 78 Б). Размер самого крупного выхода известняков – 100×150 м. Он расположен среди сильно милонитизированных, тектонически перетертых обломочных пород. Помимо обломков кембрийских известняков, здесь присутствуют крупные глыбы и обломки песчаников и алевролитов ордовика с плохо сохранившимися раковинами оболид и лингул, кремнистых и углисто-кремнистых сланцев с граптолитами верхнего венлока, диабазов, базальтовых порфириров, спилитов и реже известняков эйфельского яруса среднего девона.

Как видим, на западном склоне Южного Урала в Кракинской и Сакмарской зонах развит типичный серпентинитовый меланж, в составе которого преобладают вулканогенные и вулканогенно-оса-

дочные породы, а также в виде экзотических включений встречаются рифейские кристаллические сланцы, вероятно, зоны Уралтау и рифогенные тела известняков, возраст которых от кембрия до девона включительно. Зонам меланжа присущ своеобразный рельеф, с многочисленными сопками, причудливыми скалами и возвышенностями, состоящими из пород разного возраста, окраски и литологического состава. Меланж запечатывается тектоническими пластинами Кракинского и Сакмарского аллохтонов.

На восточном склоне Южного Урала наиболее крупным и хорошо изученным регионом развития серпентинитового меланжа является район Магнитогорского синклинория. Это аллохтонная структура – синформа. Она сложена осадочными и изверженными породами палеозойского возраста с основанием меланократового состава, приуроченным к плоскости крупного тектонического нарушения, известного как Главный Уральский разлом. Сейчас доказана надвиговая природа этого разлома, в связи с чем его стали именовать Главный Уральский надвиг (ГУН). Это пограничное тектоническое нарушение, разделяющее западный и восточный склоны Урала. Почти на всем протяжении сопровождается гипербазитами и серпентинитовым меланжем, которые надвинуты с востока на запад на образования рифея-нижнего палеозоя Уралтауской структуры. В бассейне верхнего течения р. Урал, в районе с. Бурангулово, ГУН оказывается надвинутым вначале на верхнедевонско-нижнекаменноугольные осадочные отложения, а затем уже совместно с ними и подстилающими гипербазитами на рифейско-нижнепалеозойские толщи. Вероятно, это свидетельство того, что постелью Магнитогорского синклинория, кроме рифейско-нижнепалеозойских метаморфических пород, служат также осадки девона-карбона, которые, очевидно, могут быть встречены не только на западном крыле, но и в достаточно погруженной части мегааллохтона.

Присутствие крупных гипербазитовых аллохтонов с телами габброидов – Таловского, Сыростанского, Кисыкульского, Нуралинского и других – также указывает на небольшую глубину эрозионного среза, а следовательно, на близость подошвы Магнитогорской структуры. Данные геофизики подтверждают вывод о такой ее толщине в пределах бассейна рек Атлян – Миасс (1,5–2 км на севере и 5 км на юге). Характер распределения физических полей и результаты их геологической интерпретации позволяют сделать

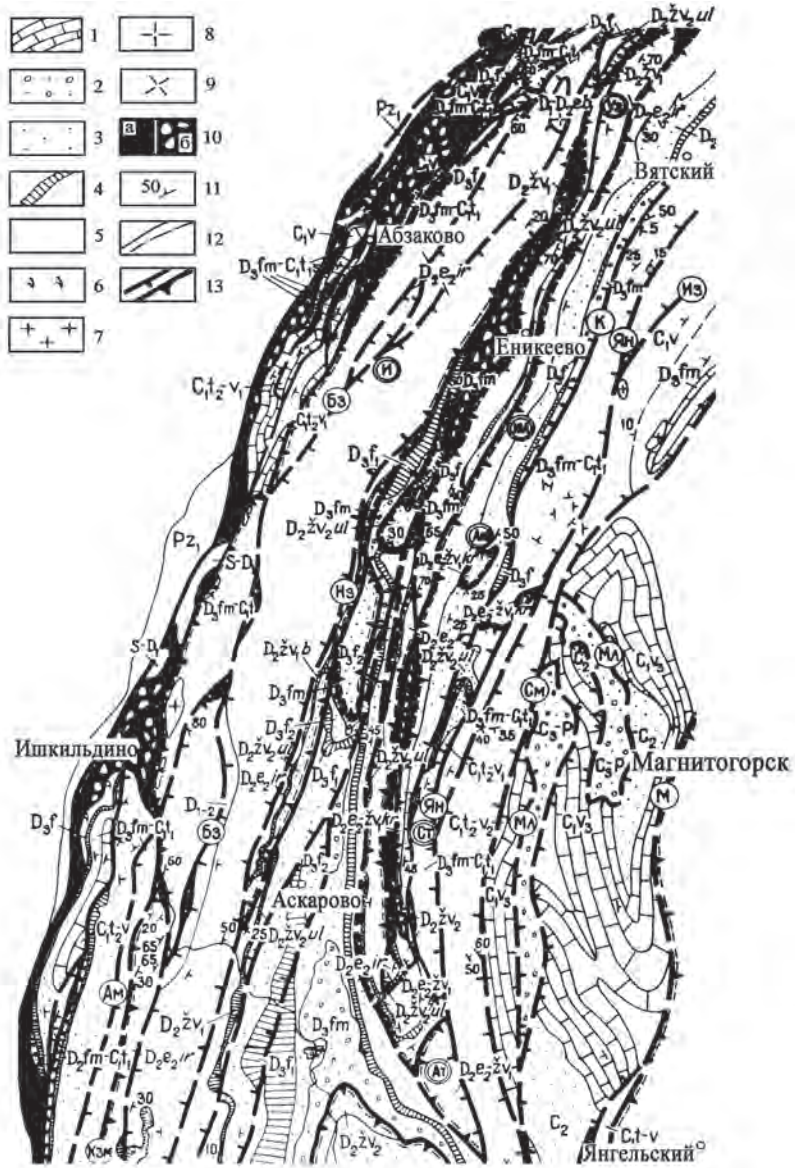


Рис. 79. Геологическое строение центральной части Магнитогорского синклинария (по Ю.В. Казанцеву и Т.Т. Казанцевой)

вывод о сближении и слиянии гипербазитовых толщ на глубине в единое меланжированное тело. Выход надвига в этом районе на местности прослеживается изогнутой линией от широты с. Кирыбинского до оз. Тургояк в субмеридиональном направлении на 85 км. На восточном склоне горы Валежной, к северо-западу от пос. Верхний Атлян, сместитель надвига перебурен скважинами. Падение надвига ориентировано на восток под углами от 10 до 50°. По данным МОВ, на Выдринском профиле падение отражающих площадок в области ГУН также восточное под углами 30–50°. Особенно четко отражения следятся на глубинах 3–6 км [Меньшиков и др., 1983].

Чешуйчато-надвиговое строение Магнитогорского синклиниория, в том числе и западного крыла его, является характернейшей особенностью структурной геологии Урала. Это детально описано нами еще в начале 90-х годов прошлого столетия [Казанцев и др., 1992], но почему-то спустя десятки лет рассматривается некоторыми исследователями как открытие без соответствующих ссылок.

В пределах Магнитогорской синформы зоны меланжа представлены тремя меридионально вытянутыми ветвями. Западной из них является Главный Уральский надвиг, центральной – Юлдашевско-Аслаевский аллохтон и восточной – Ларинско-Миасская система надвигов (рис. 79).

Одна из представительных зон серпентинитового меланжа Главного Уральского надвига обнажена по дороге из с. Кучуково к с. Сураманово (восточнее г. Миндяк), в междуречье Кара-Елги и Каран-Елги. Она вытянута полосой вдоль восточного крыла хребта Крыкты-тау. Глыбы и блоки вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород заключены в серпентинитах. Последние часто превращены в серпентинитовые сланцы, содержащие отдельные обжатые обломки серпентинитов. Размеры глыб инородных пород самые различные и колеблются от нескольких сантиметров до нескольких километров

1–5 – фации: 1 – карбонатные, 2 – моласса, 3 – флиш, 4 – кремнистые, 5 – вулканогенные; 6 – габбро; 7 – граниты; 8 – гранодиориты; 9 – сиениты; 10 – гипербазиты (а), меланж (б); 11 – угол наклона слоистости; 12 – стратиграфические границы; 13 – надвиги, название в кружках: Аг – Амангильдинский, Бз – Бузхангайский, Нз – Ниязгуловский, К – Кизильский, Ян – Янгельский, Из – Извозный, См – Смеловский, Мл – Мулдакаевский, М – горы Магнитной, И – Ирендыкский, Уз – Узункырский, ЮА – Юлдашевско-Аслаевский, Аю – Аюсазовский, Ст – Суртандинский, Ат – Атавдинский, Ам – Амамбайский, Кзм – Казмашевский

в поперечнике. С краев они часто сдавлены. Несколько севернее, в приустьевой части р. Каран-Елга, на контакте с вмещающими их гипербазитами, закартировано небольшое тело перекристаллизованных известняков, превращенных в пятнистые листвениты. Благодаря хорошей обнаженности особенно отчетливое полосовое распределение глыб в серпентинитах запечатлено на горе Карюкмас, по левому берегу р. Краснохты. Небольшой размер примерно равновеликих (3–5 м в поперечнике) обломков инородных пород позволяет одним взглядом охватить картину их линейной субмеридиональной вытянутости среди серпентинитов и даже увидеть, как эти полосы в виде «пластов» полого погружаются на восток. Также, кстати, восточное падение имеют и слои осадочных пород на соседней к западу вершине.

Замечено, что блоки в меланже Главного Уральского надвига часто распределены полосами: полоса гипербазитов с обильными обломками, глыбами и блоками инородных пород перемежается

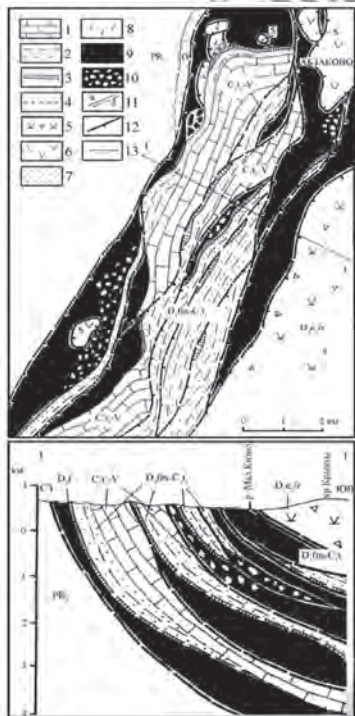


Рис. 80. Зона меланжа в районе д. Абзово (по Ю.В. Казанцеву и Т.Т. Казанцевой)

1 – карбонатные отложения; 2 – флиш; 3 – кремнистые сланцы, яшмы; 4 – конгломераты, гравелиты; 5 – вулканиты, иртышская свита эйфельского яруса; 6 – базальты, базальтовые порфириты, сакмарская свита, силур; 7 – ордовикские песчаники и конгломераты кварцитовидные; 8 – габбро, габбро-диориты; 9 – серпентиниты; 10 – меланж; 11 – стратиграфические границы: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – надвиги; 13 – линия разреза

с полосой гипербазитов, почти лишенной их. Полосы имеют вытянутость в северо-восточном направлении. Это можно наблюдать в бассейне р. Малый Кизил у д. Абзаково (рис. 80).

Ю.В. Казанцевым с соавторами [1992] это описано так: «Здесь неоднократно разными исследователями отмечалась перемежаемость пород в последовательности с запада на восток: гипербазиты (или меланж), затем несогласно через конгломераты кремни мукасовского горизонта франа, выше следует толща терригенного флиша зилаирской свиты фаменского яруса верхнего девона – турнейского яруса нижнего карбона. Затем тоже несогласно залегают известняки нижнего карбона.

Все породы погружаются на восток под различными углами. Далее на восток снова обнажаются гипербазиты, следом появляются кремни, потом флиш и известняки. Эти чешуи также наклонены на восток. Выше вновь повторяется та же последовательность, но в отдельных пересечениях встречаются и неполные наборы. В этом случае нижние части в них могут быть представлены кремнями мукасовского горизонта или же непосредственно зилаирским флишем, лежащим то на известняках карбона, то прямо на породах зилаирской свиты» (с. 59).

Зона меланжа Байгускарковского гипербазитового массива расположена в южной части Присакмарской структурно-фациальной зоны восточного склона Южного Урала, в районе водораздела рек Сакмары на западе и Таналыка на востоке. Наблюдаемые здесь выходы крупных тел серпентинитов являются составной частью южного отрезка гипербазитового пояса, приуроченного к ГУН, меридионально простирающегося между метаморфическими комплексами хребта Уралтау и горноскладчатыми образованиями восточного склона Южного Урала. Согласно геофизическим данным, массивы серпентинитов представляют собой плоское тело, полого погружающееся к востоку. Вертикальная мощность его в западной краевой части минимальна – 0,9–1,5 км, к востоку она возрастает до 2–2,5 км и достигает 3,5 км у южного конца [Бучковский, 1962]. Данные детальных геологических съемок, бурения, сейсморазведки и ГСЗ свидетельствуют о погружении рифейских пород зоны Уралтау под массивы серпентинитов района Байгускарово под углами 10–30° (на сейсмических профилях подошва массива следится на глубинах 1,5–4 км). Гипербазиты, совместно с блоками осадочно-вулканогенных образований палеозоя, в свою очередь, полого погружаются под верхне-девонские отложения Присакмарской зоны (рис. 81).

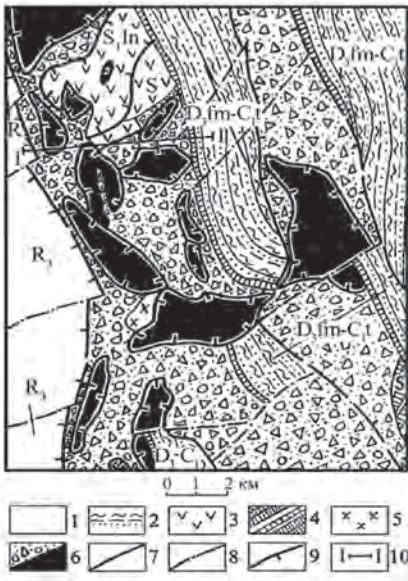


Рис. 81. Схематическая геологическая карта Байгускарковского массива (по А.А. Захарову и др. в интерпретации Ю.В. Казанцева)

1 – хлорито-слоистые, кварцитовые сланцы верхнего рифея; 2 – граувакки зилаирской свиты; 3 – диабазы, диабазовые порфиры, спилиты; 4 – кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы; 5 – амфиболиты, амфиболовые сланцы; 6 – меланж и серпентиниты; 7 – разрывные нарушения; 8 – сдвиги; 9 – надвиги; 10 – линия разреза

Среди ультраосновных пород Байгускарковского массива часто встречаются обломки и глыбы (от первых сантиметров до нескольких метров) осадочных и изверженных (преимущественно основного состава) пород возраста от ордовика до позднего силура включительно, которые следует рассматривать как производные океанической коры.

Следовательно, образования Байгускарковского массива, представляют собой меланж, состоящий из пород фундамента и пород океанической коры. Но особенно широкое развитие меланж ГУН имеет в северной части Магнитогорской мегасинформы, где данный надвиг образует пологую синформную центриклиналь, а меланжированные серпентиниты двух соседних аллохтонообразующих надвигов объединены в единое тело. Здесь нами проведены детальные исследования, выделены и закартированы отдельные участки его развития. Площадь исследований охватила северное замыкание Магнитогорского синклиория, включая бассейны рек Атлян, Уй и Миасс. Она ограничена на севере широтой оз. Тургояк (северо-западнее г. Миасс), на юге – долиной р. Уй в районе сел Вознесенка – Поляковка. Широкое развитие площадных полей серпентинитового меланжа в отличие от выходов их полосами на юге обусловлено тем,

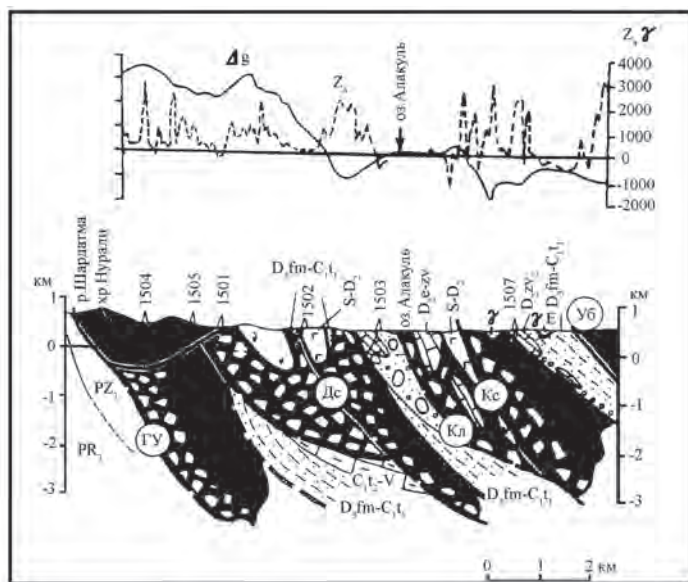


Рис. 82. Зона меланжа в районе оз. Алакуль (с использованием данных Ю.В. Казанцева, Т.Т. Казанцевой, И.С. Анисимова, Л.Н. Сопко, Г.Н. Савельевой и Е.А. Шумихиной)

Условные обозначения см. рис. 9, 10. Дополнительно надвиги в кружке: ГУ – Главный Уральский, Дс – Досчаный, Кл – Колюшинский, Кс – Киселевский, Уб – Убалинский

что здесь обнажается центриклинальная часть поверхности сместителя ГУН. Последующее изучение в камеральный период позволило определить состав меланжа, а также сделать заключение о формационной природе его и проследить эволюцию структуры в геодинамических условиях тангенциального сжатия. Состав и строение некоторых объектов меланжа отражено на нижеприведенных рисунках. Детально изучена зона меланжа в районе оз. Алакуль (рис. 82) и в 1,5 км северо-восточнее вершины г. Круглой (рис. 83).

Одним из наиболее информативных участков развития меланжа Юлдашевско-Аслаевской полосы является левобережье р. Урал, северо-западнее г. Учалы, между селами Калканово и Юлдашево. Этот участок хорошо обнажен (рис. 84). Он в свое время был детально откартирован Б.М. Садрисламовым и, по данным этого исследователя,

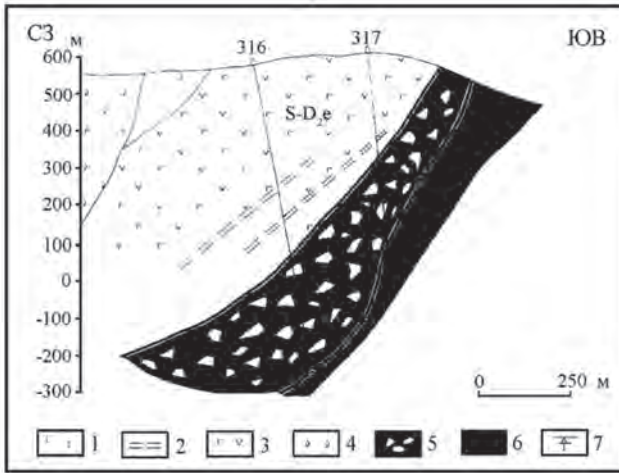


Рис. 83. Геологические разрезы восточного крыла Круглогорской синформы (по В.С. Мухиной и В.П. Иванову)

1 – туфы смешанного состава; 2 – туфопесчаники и туфоалевролиты; 3 – вулканиды основного и среднего составов; 4 – габбро и габбро-диабазы; 5 – серпентинитовый меланж; 6 – гипербазиты; 7 – скважины

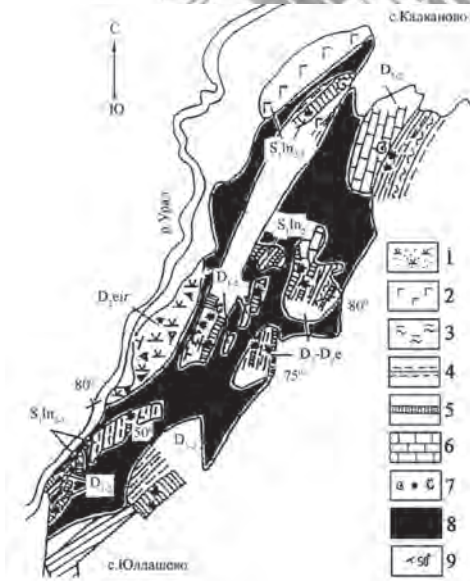


Рис. 84. Зона меланжа Главного Уральского надвига на левом берегу р. Урал, между селами Калаканово и Юлашево (по Б.М. Садрисламову)

1 – лавы и туфобрекчии андезитовых порфиров (ирендыкская свита); 2 – эффузивы основного состава; 3 – ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 4 – аргиллиты, глинистые сланцы; 5 – кремни, кремнистые сланцы; 6 – известняки; 7 – места определения брахиопод, радиолярий, граптолитов; 8 – серпентинизированные гипербазиты; 9 – угол наклона слоистости

отложений. Они представлены на севере мраморизованными известняками рифогенного облика, содержащими банки брахиопод, в центральной же части и на юге – пачками терригенного флиша, включающими прослой кремней с ниже-среднедевонскими радиоляриями. Размеры блоков в плане колеблются от 200 до 500 м в поперечнике. Наиболее крупный из них (0,5×1,0 км) находится в районе горы Истукай (восточная окраина с. Юлдашево). Кроме названных, на участке много мелких (десятки и первые сотни метров в поперечнике) глыб, разбросанных в промежутке между крупными блоками пород. Сложены они такими же по составу и возрасту образованиями. Часть их охарактеризована находками радиолярий и граптолитов.

Серия сближенных разрывных нарушений на восточном крыле Магнитогорского синклинория, маркируемых протяженными пологосовыми выходами серпентинитов и серпентинитового меланжа мы назвали Ларинско-Миасской зоной надвигов. Она известна как Серовско-Кацбахский гипербазитовый пояс. Восточнее располагается область Восточно-Уральского поднятия.

Строение Ларинско-Миасской зоны тектонических чешуй отражено на рис. 88.

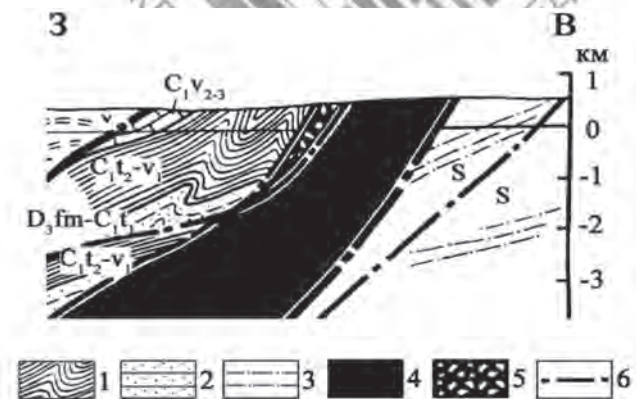


Рис. 88. Строение Ларинско-Миасской зоны чешуй по Выдринскому профилю (по Ю.В. Казанцеву и др.)

1 – мергели, алевролиты, углисто-кремнистые и глинистые сланцы нижнего карбона; 2 – флиш зилаирской свиты; 3 – метаморфические породы предположительно силура; 4 – гипербазиты; 5 – меланж; 6 – тектонические контакты

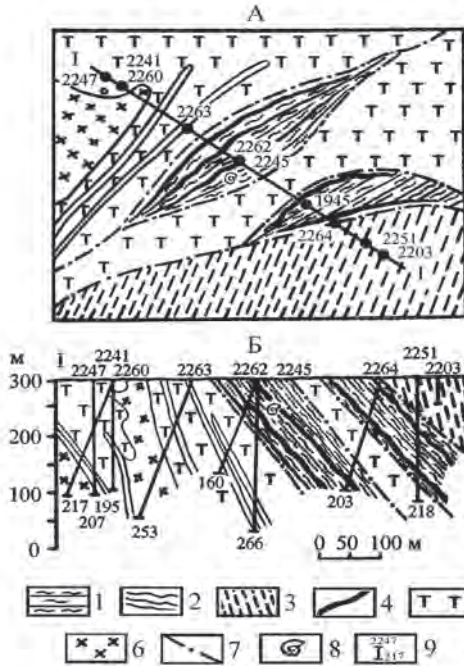


Рис. 89. Особенности строения меланжа южного окончания Джетыгаринского гипербазитового массива. А – схема геологического строения, Б – разрез по линии скважин 2247-2203 (по Б.А. Шкуропату, А.А. Скрипню и Л.Я. Шишковой)

1 – нижний карбон, аргиллиты; 2 – нижний палеозой, сланцы глинистые, филлитовидные, углисто-кремнистые; 3 – верхний протерозой, сланцы углисто-глинистые, кварцево-хлорито-серицитовые, кремнистые и др.; 4 – диабазовые порфириты; 5 – серпентиниты; 6 – плагиограниты; 7 – тектонические границы; 8 – места сбора фауны брахиопод раннекаменноугольного возраста; 9 – скважины и их номера, м

Аналогично структурное положение, особенности состава и строения зон меланжа свойственно и более восточным гипербазитовым поясам Джетыгаринского пояса (рис. 89) и Тобольского пояса (рис. 90).

Мы использовали свои материалы по меланжевым зонам Южного Урала. Существует довольно много других источников информации по строению меланжа и не только описанных нами зон. Как

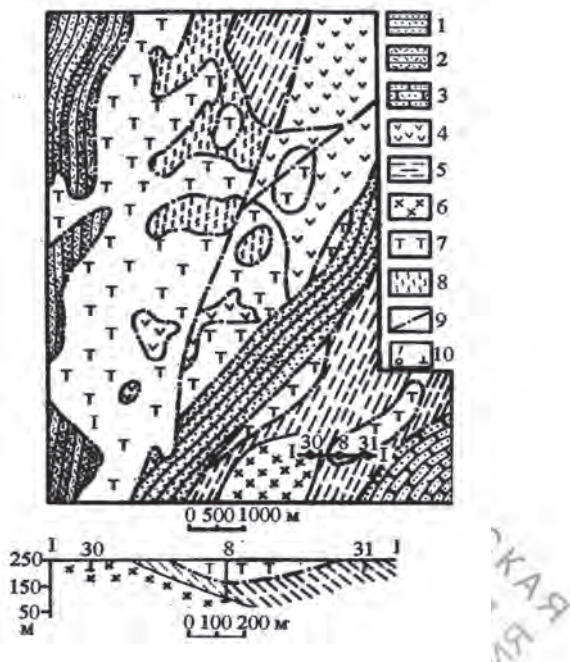


Рис. 90. Схематическая геологическая карта северной части Гришинского гипербазитового массива и разрез по линии 1–1 (по Б.А. Шкурпату и Л.Я. Шишковой)

1 – верхний и средний карбон нерасчлененные, полимиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты; 2 – нижний карбон, туфогенные песчаники, туффиты, аргиллиты, туфы и эффузивы среднего состава; 3 – средний девон, полимиктовые и туфогенные песчаники и аргиллиты; 4 – нижний и верхний силур, порфириты основного состава и их туфы, прослои филлитовых сланцев; 5 – верхний протерозой, сланцы углисто-кремнистые, кварцево-серицитовые, кварциты, мраморизованные известняки; 6 – диориты, кварцевые диориты; 7 – серпентиниты и тальк-карбонатные породы; 8 – зоны меланжа; 9 – тектонические нарушения; 10 – скважины

пример – монография Д.Е. Савельева и др. под редакцией В.И. Сначева, [2008]; статьи Г.Н. Савельевой и др. [1998] и С.Г. Самыгина и др. [1998].

Итак, меланж Южного Урала представляет собой вещественно-структурное образование. Как правило, он сопровождается крупными аллохтонными офиолитовыми зонами (гипербазитовые пояса), а также отдельные ультраосновные массивы и тела. Форма глыб и блоков

меланжа самая разнообразная, от изометричной до причудливой, как с резкими ломаными, так и с плавными очертаниями. Никакой закономерности в размещении глыб либо приуроченности их к определенным зонам не наблюдается. Многочисленные горные выработки, данные бурения и наблюдение залегания серпентинитов и глыб в обнажениях позволили установить, что контакты этих пород повсеместно тектонические. На контактах наблюдаются серпентинитовые тектониты часто с закатанными в них мелкими обломками осадочных и эффузивных пород, причем почти каждая глыба и блок окружены зонами рассланцевания и милонитизации. Повышенная дислоцированность характерна и для внутренней структуры каждого блока. Складчатые дислокации представлены отдельными фрагментами антиклиналей, ядра которых часто сложены вулканитами, а крылья – осадочными породами силура.

Присутствие различных по форме, составу и размеру блоков пород, погруженных в катаклазированные и серпентинизированные гипербазиты, обязано горизонтальным перемещениям океанических толщ. Перемятость и брекчирование, мозаичное, лоскутное размещение в плане различных пород разного возраста и формационного состава, широкое развитие милонитов и динамических проявлений – все это свидетельствует об исключительно мощных тектонических напряжениях, существовавших при формировании меланжа. Ориентированное же расположение обломков в серпентинитовой матрице произошло в процессе неоднократного надвиго- и складкообразования в режиме горизонтального сжатия, и, по сути, отражает множественность тектонического рассланцевания. Это является одним из свидетельств полициклического формирования гипербазитовых поясов Уральского орогена.

Мы отнесли меланж к формации. Правомочно ли это? Ведь даже формационность флиша долгое время оспаривалась. Напомним, что под формацией мы в соответствии с представлениями ведущих тектонистов нашей страны понимаем парагенетическое сообщество пород, связанных общностью тектонического режима их образования. Именно «пород», а не «фаций», как это нередко утверждают.

В геологии определение «фация» должно использоваться как понятие палеогеографическое, палеогеоморфологическое, палеоклиматическое. Потому наиболее употребительными в классификации фаций являются: континентальная, морская, лагунная, озерная, а также

глубоководная, мелководная и т.д. Индивидуальность же каждой формации определяется ее составом и структурой. Состав соответствует источникам вещества, а структура – геодинамическим условиям его накопления. Потому конкретные формации, выделяемые по вещественным и структурным признакам, относятся к структурам: платформенным, прогибным, горноскладчатым (миогеосинклинальным либо эвгеосинклинальным в прежней терминологии) и др. В пределах каждой из них существуют свои подразделения, характеризующиеся интенсивностью геодинамического режима.

Мы неоднократно отмечали, что формирование земной коры континентов осуществляется мегациклично (под мегациклом понимается цикл Вильсона). Каждый мегацикл представлен двумя стадиями: стадией растяжения (мы назвали ее рифтогенно-спрединговой [Казанцева, 1981; 1987; Казанцева, Казанцев, 2010]) и стадией сжатия, к которой мы отнесли периоды (и соответственно зоны) геологического взаимодействия континентальной и океанической кор [Казанцева и др., 2005]. Рифтогенно-спрединговая стадия порождает океаническую кору, состоящую преимущественно из гипербазитов, габброидов и пелагических осадков. Ее развитие обладает цикличностью и эволюционной направленностью.

РАЗДЕЛ IV

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В ОСНОВЕ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ПЛОЩАДЕЙ И ГОРИЗОНТОВ ЮЖНОГО УРАЛА НА ОБНАРУЖЕНИЕ НОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Образование углеводородов в геодинамическом аспекте

Разногласия по проблеме происхождения нефти между сторонниками органической и неорганической теорий возникли сразу же после того, как европейцы познакомились с нефтью на территории нынешнего Ирана. Во всяком случае, так свидетельствует Плутарх. Эти разногласия не исчерпаны и ныне, что на современном уровне геологических знаний можно прочесть в статьях О.К. Баженовой, Т.К. Баженовой «Происхождение нефти – фундаментальная проблема геологии» [2008] и А.А. Маракушева, С.А. Маракушева «Образование нефтяных и газовых месторождений» [2008]. В первой из названных публикаций углубленно рассматриваются геохимические аспекты, подтверждающие органическую теорию нефтегазообразования. В другой – приводятся соображения об образовании нефтяных и газовых месторождений в результате эндогенной активности Земли, то есть утверждающие глубинное происхождение нефти.

Среди теорий нефтегазообразования **органическая концепция** пользуется большой популярностью. Согласно ей, нефть и газ образуются в морских осадочных бассейнах, в условиях ограниченного доступа кислорода, в преимущественно восстановительной среде. Основными факторами, определяющими наличие нефтегазовых месторождений, являются благоприятные седиментационные условия, обеспечивающие накопление достаточного количества органики, присутствие пород-коллекторов и пород-покрышек, а также структур, вмещающих залежи. Необходимым условием генерации нефти и газа считается погружение нефтематеринских пород на

достаточную глубину, обеспечивающую термобарические условия физико-химических процессов углеводородообразования. О.К. Баженова и Т.К. Баженова показывают, что развитие современной органической концепции идет по пути углубленного и детального изучения состава нефти и ОВ пород, считая, что именно молекулярный состав является ключом к разгадке генезиса. Речь идет о продуктах термолиза керогена, где открыты сотни биомаркеров (хемофосфилов), в том числе порфирины – тетрациклические азотсодержащие органические соединения, предшественниками которых считают пигменты, имеющие порфириновую структуру, например хлорофилл. Являясь биологическими индикаторами, они несут в себе информацию об исходном материнском веществе нефти, о степени катагенетической зрелости их.

Основопологающим понятием в органической теории является главная фаза нефтеобразования, которая соответствует зоне катагенеза, непосредственно предшествующего метаморфизму. Именно здесь происходит радикальное преобразование рассеянного органического вещества и вмещающих их толщ в жидкие и газообразные углеводороды.

Ведущие отечественные ученые акцентировали внимание на главной роли в этих процессах температурного параметра. По мнению В.Д. Наливкина и др. [1969]: «Температура оказывает решающее влияние не только на качественную и количественную сторону процессов нефтегазообразования, но и на преобразование нефтей в залежах...» (с. 7). Но диапазон температур в период нефтегазонакопления достигает внушительных величин. Так, согласно этому исследователю, ориентировочные температурные интервалы, при которых генерирование нефти протекает наиболее активно, оцениваются в пределах от 70 до 200 °С. А по Е.С. Ларской и Д.В. Жабреву [1964], новообразование нейтрального битумоида и его облагораживание наиболее интенсивно происходит при температурах 50–60 °С и давлении в 800 атмосфер. Это соответствует глубинам 1200–1500 м. Известны работы, где доказывается, что нефть образуется и при более высоких температурах. Называются цифры 300–400 °С, и даже значительно выше [Вышемирский, 1963]. Образование летучих компонентов, по Е.А. Глебовской [1979], происходит при температуре 275–300 °С и давлении 450 атм. Экспериментальные исследования А.М. Акрамхождаева показали, что выделение углеводородов может

происходить даже из нерастворимой части органического вещества. Это осуществляется в условиях вакуума в температурном интервале 200–250 °С. Известно, что при температуре 150 °С добывается нефть на месторождении Уаско в Калифорнии; 165 °С – в скв. Падо-2 в восточной Венесуэле; 160–180 °С – в скважинах Ставропольского края и др. [Гедберг, 1966]. Вероятно, это ископаемые температуры, при которых формировались названные залежи. Такой большой разницей в значениях температур не случаен. Следует иметь в виду, что температуры в толщах пород зависят не только от геотермического градиента, связанного с погружением толщ на определенную глубину, но и в значительной мере являются функцией тектонических условий. В результате тектонических деформаций при горизонтальном сжатии выделяется количество тепла, соизмеримое с общим тепловым потоком и усиливающим его. В таком случае деформирующиеся участки литосферы в периоды образования дислокаций прогреваются значительно сильнее, нежели территории, на которые тектоническая активность не распространяется. Потому следует думать, что *дополнительные температуры в недрах, необходимые для процесса превращения органического вещества в углеводороды, создают геодинамические условия бокового давления.*

Известно, что и глубины нефтегазообразования, с которыми принято связывать температурный режим, довольно различны. По Н.Б. Вассоевичу и др., 45% общего числа нефтяных залежей располагается на глубинах 1–2 км и 25% – на глубинах 0,5–1 км. Согласно Г.Н. Пероziо, нефть в неоконских песчаниках Западной Сибири образовалась на глубинах 1,3–1,5 км. А.Э. Конторович максимальное образование углеводородов из органического вещества связывает с глубинами 2,1–2,5 км. Главная фаза образования нефти, по данным В.Д. Наливкина, на севере Западной Сибири приурочена к глубинам 2,5–4,5 км. Называют и примеры аномально низких глубин (30–140 м). В целом же нефти, согласно названным авторам, распространены в диапазоне глубин от поверхности до 8 км. В таком случае *глубины погружения нефтематеринских толщ не могут играть решающей роли для нефтеобразования и позволяют полагать, что процессы образования углеводородов являются функцией субгоризонтально направленного (тектонического) давления.*

Для суждений об интенсивности воздействий преобразующих факторов на органическое вещество часто используются стадии уг-

лефикации. Считают, что ранней стадии углефикации, когда образуются бурые, землистые и матовые угли (группа «Б»), и средней стадии с появлением каменных углей, длиннопламенных и газовых (группа «Д-Г») соответствует главная нефтеносность. Углефикации группы «Ж» свойственна «второстепенная нефтеносность, но нефть высокого качества [Аммосов, Тан Сюи, 1961]. Однако глубины однотипной углефикации в разных бассейнах значительно разнятся. Например, на восточном склоне Воронежского массива угли марки «Ж» верхнего девона обнаружены в скважине Антиповская-Балыклейская 52 на глубине 4850 м. В скважине же Кудиновская 40 угли этой марки залегают на глубине 3240 м. В пределах Восточно-Кубанской впадины такая же степень углефикации в породах молодого возраста (юра-мел) соответствует глубинам: в скв. Великая 10 – 4200 м; в скв. Кавказская 7 – 3700 м, а в скв. Юбилейная 2 – 4315 м [Карпов и др., 1975]. Как видим, здесь глубины развития одинаковых марок углей отличаются на 500–1600 метров. Известны факты для углей той же марки «Ж» [Аммосов, 1967], когда глубины расположения зон равной углефикации отличаются на 2500 м (рис. 91).

Такое же положение прослеживается и при изучении характера трансформации глинистых минералов с глубиной. Известно, что с преобразованием набухающих глинистых минералов в ненабухающие связывают миграцию нефти и газа из нефтематеринских пород. Н.Б. Вассоевичем и др. [Вассоевич, Корчагин и др., 1969; Вассоевич, Бурлин и др., 1975] показано, что до глубин 7–8 км (где давление составляет 1800 атмосфер, а температура 240 °С) в Прикуринской впадине и Бакинском архипелаге почти не отмечается преобразование монтмориллонита в ненабухающие разности глин. В других же областях катагенетическое изменение глин происходит на значительно меньших глубинах.

По данным М.Б. Хеирова [1979], глинистые породы чокракского горизонта площади Инчхе-море на глубине всего 1800 м сильно метаморфизованы и представлены обезвоженными аргиллитами с углефицированными растительными остатками и чешуйками слюд.

Таким образом, устанавливается, что *давление вышележащих толщ не может являться основным фактором, обеспечивающим степень углефикации. Это же относится и к катагенетической трансформации глин. Очевидна необходимость регулирующего источника энергии, каким может являться тектоническое напряжение, обеспечивающее соответствующее боковое давление.*



Рис. 91. Глубины расположения зон равной углефикации в различных районах Восточно-Европейской платформы и Предкавказья

Б, Д, Г... – зоны углефикации в соответствии с марками углей. Угли: Б – бурые; Д – длиннопламенные; Г – газовые; Ж – жирные; К – коксовые; Т – тощие; ПА – полуантрациты. Площади: 1 – Коробковская; 2 – Моисеевская; 4 – Семеновская; 5 – Антиповско-Балыклейская; 6 – Шебелинская; 7 – Восточно-Полтавская; 8 – Кавказская и Медведовская; 9 – Ключевская и Северская

Исследователи в области нефтяной геологии давно обращали внимание и на закономерности изменения состава и свойств нефтей как по глубине, так и в латеральном направлении по площади. В.С. Вышемирским [1963] уже давно показано последовательное снижение удельного веса нефтей от платформы к Предуральскому прогибу и к Прикаспийской впадине (рис. 92).

Представительные данные о закономерном изменении рассеянного органического вещества, нефтей, газов и вод по площади, в зависимости от приближения к орогену – источнику тангенциальных напряжений, содержатся в работах Э.М. Галимова [1973], Т.Т. Казанцевой, М.А. Камалетдинова, Ю.В. Казанцева, Н.А. Зуфаровой [1982] и др. Изучение состава и свойств нефтей для месторождений Баш-



Рис. 92. Карта удельных весов нефтей Верейского горизонта Волго-Уральской области

1, 2 – линии равных значений удельных весов

кирии и Татарии по площади показало, что намечается тенденция облегчения нефтей девона, карбона и перми в направлении с запада на восток, от платформы к Уральской складчатой области. В этом направлении не только уменьшается удельный вес нефтей, но и изменяется содержание смол, асфальтов и серы (рис. 93).

Количественная и качественная характеристика газов также изменяется и по площади. Наблюдается увеличение газонасыщенности нефтей с запада, от платформенной части Башкирии, к востоку к Предуральскому прогибу. В этом направлении возрастает газовый фактор в среднем от 20–30 до 40–60 м³, увеличивается количество метана, сероводорода. Рост газонасыщенности, как правило, совпадает с направлением изменения нефтей в сторону меньших удельных весов, как с возрастом, так и по латерали – в сторону горных цепей Урала и Кавказа.

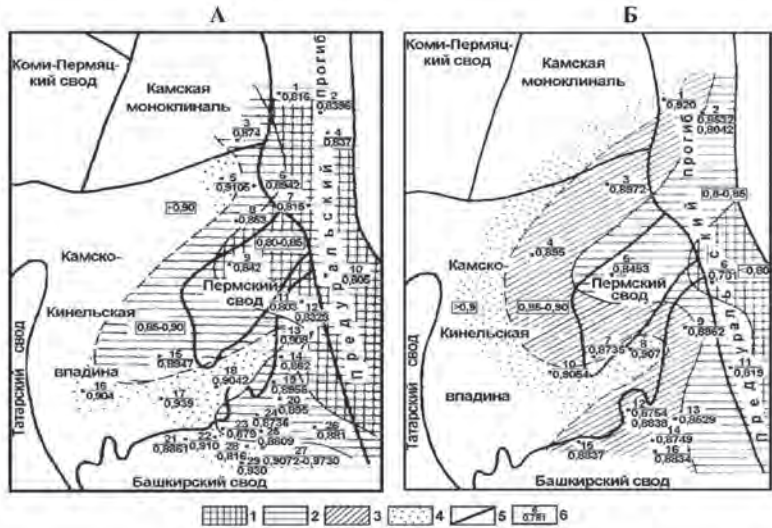


Рис. 93. Схемы изменений плотности нефтей на территории Пермской области и прилегающих районов Татарии и Башкирии: А – девонско-нижнетурнейских; Б – верхнетурнейско-среднекаменноугольных

Значения плотности нефти: 1 < 0,800; 2 – в пределах 0,800–0,850; 3 – в пределах 0,850–0,900; 4 ≥ 0,900; 5 – границы тектонических структур; 6 – в знаменателе пункт наблюдения

Подземные воды, как и иные флюиды, также изменяются в определенном плане. Минерализация вод возрастает по площади с запада на восток в сторону Предуральяского прогиба, где минерализация вод девона, например, достигает 800 мг-экв. на 100 г.

Увеличение степени углефикации углей (от марок «Б» до «Г»), нарастание литификации пород (хлоритизация, расщепление слюд и т.д.), увеличение плотности глин (от 2,1 до 2,6), по данным В.С. Вышемирского [1963], также происходит от платформы в сторону Урала.

Из приведенного выше следует, что условия катагенеза являются функцией не столько литостатической нагрузки, сколько действия бокового давления при тангенциальном сжатии. В этом случае факты сильно различающихся параметров температуры и глубины погружения толщ станут понятными и вполне объяснимыми. Существующие вариации соотношений температуры и давления, вероятно,

контролируются в основном тектоническими условиями, распространяющимися из соседней складчатой области. Это согласуется с общеизвестными знаниями о приуроченности большинства месторождений углеводородов к окраинным зонам платформ, пограничных со складчатыми областями, либо к межгорным прогибам. В центральной части кратона, значительно удаленной от источника напряжений, скопления углеводородов наблюдаются значительно реже. Это указывает на тесную связь нефтегазоаккумуляции с источником тектонической энергии, развитием соседней геологически активной территории. Не вызывающее сомнений последовательное усиление степени дислоцированности толщ от кратона в сторону складчатой области свидетельствует и о постепенно увеличивающемся прогреве толщ в том же направлении. Следовательно, температуры нефтегазообразования на платформах будут ниже, чем в краевых прогибах и складчатых областях. С этим положением хорошо согласуются факты закономерного изменения свойств нефтей и газов в зависимости от изменения температуры. Так, в Мансийской синеклизе с температурами в нижних горизонтах осадочного чехла от 110 до 120 °С распространены легкие нефти. На Сургутском своде, где температуры не превышают 80–90 °С, нефти обладают повышенной плотностью, а в той же богатой нефтью Среднеобской области, на Нижневартовском своде, где температуры в юрских отложениях достигают 100 °С, плотность нефтей уменьшается и по своему типу они приближаются к легким. В районе Средне-Васюганского и Сенькино-Сильгинского сводов, где температуры еще выше (до 120–140 °С), распространены преимущественно газоконденсатные залежи и залежи легких нефтей [Наливкин и др., 1969].

Нами на многих геологических объектах показано, что складчатость, в том числе и образование нефтегазовмещающих структур, связаны с латеральными перемещениями горных пород (фундамента и осадочного чехла) по надвигам и шарьяжам в условиях мощного бокового сжатия [Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, 1981]. Это хорошо проиллюстрировано на рис. 94.

Стало известным, что довольно часто залежи локализируются в антиклинальных зонах вдоль надвигов, располагаясь, как правило, со стороны соседней геологически активной области. Теперь мы видим, что мощное боковое давление, проявлявшееся в периоды складкообразования, могло приводить не только к формированию локальных

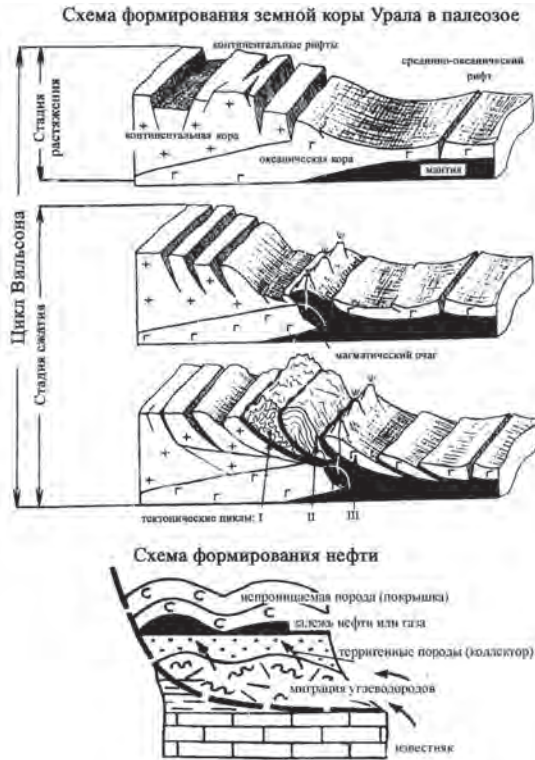


Рис. 94. Стадийная и цикличная модель формирования земной коры Урала (по Т.Т. Казанцевой [1987])

структур, но и обеспечивать термобарические условия физико-химических превращений органического вещества в углеводороды. В таком случае очевидна многократность периодов нефтеобразования, возобновляющихся каждый раз при надвигообразовании и складчатости [Казанцева, 1981; 1983; Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, Постников, 1987].

Изменение нефтей по площади и облегчение их в направлении складчатой области повторяются и в пределах крупных структур первого порядка. Эти данные позволяют предполагать существование парагенетической связи и взаимозависимости нефтегазообразования и роста положительных структур, единую пространственную

ориентировку формирующих их напряжений, обусловленность этих процессов общим энергетическим источником.

Сторонники неорганической точки зрения генезиса нефти приводят некоторые несоответствия, необъясненные с точки зрения органической. Среди них называют: источники энергии для синтеза нефтяных углеводородов из керогена; механизм собирания рассеянных углеводородов в скопления; факты аномально высоких пластовых давлений во многих залежах; частая приуроченность месторождений углеводородов к разломным структурам; присутствие и даже высокая концентрация в нефтях металлов; широкое распространение битуминозных веществ в некоторых рудах; факты присутствия в любых типах горных пород нефтегазоносных районов рассеянных углеводородов и др. Как видим, тектоническая природа нефтегазообразования большинство из них объясняет.

Согласно **абиогенной концепции**, процесс образования нефти и газа представляется примерно так. При определенных условиях, связанных с внутренней динамикой Земли, в зонах разломов на больших глубинах возникают очаги нефтеобразования. Из этих очагов массы синтезированных и других продуктов химических реакций поднимаются по проницаемым зонам земной коры вверх, в области меньших давлений, образуя при благоприятных условиях (наличие пористых и трещиноватых горных пород, флюидоупоров, экранов, закрытости недр и т.д.) нефтяные и газовые месторождения. В пользу абиогенной концепции относят факты, касающиеся аномально больших глубин, на которых нередко обнаруживаются месторождения углеводородов, а также наличие в некоторых районах залежей нефти и газа в метаморфических, интрузивных и вулканических горных породах. Так, трудно применить органическую теорию для объяснения ярких примеров обнаружения месторождений нефти и газа в изверженных породах бассейна Кыулонг (Вьетнам). Биогенная точка зрения затрудняется объяснить и достаточно представительные данные о размещении месторождений нефти и газа в кристаллическом фундаменте платформ. Внушительная сводка таких сведений содержится в монографии И.Н. Плотниковой [2004]. Сюда же относятся факты, связанные с характером источника исходного нефтегазообразующего вещества. Считают, что невозможно биогенной концепцией количественно объяснить образование крупнейших и гигантских месторождений нефти и газа за счет рассеянного в окружающих

породах органического вещества, а также крайняя неравномерность в распространении запасов нефти на Земле. К сказанному выше добавим, что известны впечатляющие примеры нефтяных провинций, где наблюдаются значительные отклонения в геологическом строении каждого конкретного месторождения при одинаковом составе их нефтей. Одной из таких провинций, например, является Ближний и Средний Восток с нефтяными месторождениями Ирака, Ирана и Саудовской Аравии. Как считают, 60% мировых извлекаемых запасов открыты к концу двадцатого столетия именно в этом регионе. Но по площади он занимает менее 1% поверхности суши земного шара. Детально изучившие геологическое строение этой территории исследователи пишут, что этот самый богатый нефтегазоносный регион характеризуется недостатком нефтематеринских пород в общепринятом смысле. Нефть здесь сконцентрирована в отложениях от среднеюрского до миоценового возраста. Максимальные скопления залежей отмечаются в породах среднего интервала мела и олигоцен-миоцена. Столь внушительный диапазон возрастов предполагает неоднородность химического состава нефти, что не соответствует действительности.

Среди вариантов неорганической концепции заслуживает особого внимания тот, в котором основным источником нефти на планете предполагается метан. Метаносферную гипотезу в 80-е годы XX века разрабатывал известный нефтяник страны Б.М. Юсупов. Согласно его взглядам метан является организующим фактором нефтяных и газовых месторождений. Ведущая его роль обосновывается тем, что основной компонент залежей представлен во многих бассейнах именно метаном и преимущественно метановым составом растворенных в нефти газов. Это возможно, как пишет названный исследователь, лишь в анаэробных условиях, когда миграция происходит в закрытых природных резервуарах, где господствует восстановительный флюидный режим. Следовательно, нефтяные углеводороды в этом случае могли образоваться как производные от геохимического воздействия метана и водорода на погребенную органику. Известно, что метан (CH_4) является самым низкотемпературным и термодинамически устойчивым углеводородом, имеющий поистине универсальное распространение во всех геосферах Земли. Б.М. Юсуповым [1982] предложены вполне обоснованные взгляды на образование газовых и газоконденсатных месторождений за счет

метана глубинного происхождения. Однако гипотеза о происхождении высших углеводов нефтей за счет метана наталкивается на трудности, в основе которых лежит малая реакционная способность этого предельно насыщенного соединения. Считают, что в промышленной химии, например, получение из метана новых химических соединений требует либо жестких окислительных условий, либо участия высокоэффективных катализаторов. В земной коре такие процессы и участвующие в них вещества не изучены. Проблемой остается и обоснование путей миграции в осадочные толщи верхних слоев литосферы, как правило, характеризующейся значительной тектонической усложненностью.

С начала 80-х годов прошлого столетия мы разрабатываем систему взглядов, составляющую основу тектонической концепции нефтегазообразования (деформационно-декомпрессионный механизм) [Казанцева, 1981; 1983; 1987; Казанцева и др., 1982; Казанцева, Казанцев, 2010; Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, Постников, 1987; Казанцев и др., 1995;]. Показали, что этот механизм может снять все перечисленные выше противоречия органической теории, включая и те, которые обусловлены структурными особенностями земной коры, надвиговым строением районов, возможностью размещения нефтематеринских осадочных толщ под аллохтонами.

Тектоническая концепция генезиса углеводов согласуется с разработанной нами моделью формирования земной коры. Согласно этой модели, механизм образования нефти нам представляется в следующем виде. В процессе формирования складчатой области, в периоды максимальных горизонтальных напряжений сжатия, соответствующих деформационным этапам каждого тектонического цикла, силы бокового давления достигают определенных участков платформы, вызывая дислокации горизонтального сжатия. Происходит скалывание толщ, способствующих, с одной стороны, формированию положительных структур, с другой – резкому снижению давлений в зонах разрывов. Таким путем в пределах соседних участков литосферы создается контрастная обстановка с большим перепадом давления, что способствует увеличению подвижности флюидов и обеспечивает их миграцию и нагнетание из областей больших давлений в зоны малых ее значений. Как сейчас известно, такие дислокации представлены преимущественно надвигами и осложняющими их сдвигами. Повышенные значения температур, являющиеся

следствием деформирования толщ, в породах с достаточным количеством углеродистого вещества способствуют его преобразованию в углеводороды. При этом начальная природа исходных веществ может быть разной – важно наличие углерода и водорода. В участках земной коры, подвергаемых надвиговым и сдвиговым дислокациям, создаются необходимые условия и для протекания химических реакций по схеме Н.С. Ениколопова «всестороннее давление плюс сдвиг» [Ениколопов, 1979]. Такой принцип обуславливает необходимое дробление органических макромолекул с образованием разного размера и разнохарактерных углеродных кластеров, способных к широкому спектру реакций и преобразований, в том числе создание и углеводородов. Возможно, это некий природный аналог нанотехнологии. Дизъюнктивные дислокации горизонтального сжатия обеспечивают «сбор» углеводородов на обширных площадях и по всей мощности осадочного чехла и потому их следует рассматривать как важнейшие нефтегазоконцентрирующие структуры, которые являются также важным поисковым признаком при поисково-разведочных работах на углеводородное сырье.

Возникновение составных частей нефти из мелких фрагментов (молекул, радикалов) в процессе деструкции исходных компонентов и объединение их в новообразованные молекулы конечного продукта согласуется с общим правилом развития геологических систем. Это правило гласит, что разупорядочение (до хаоса) на низшем уровне приводит к частичному упорядочению на промежуточном и завершается полным упорядоченным состоянием на высшем уровне [Казанцева, 1990].

Как в биогенной, так и в абиогенной концепции достоверно известными и реально существующими в природе являются исходное вещество и конечный продукт. Первое представлено рассеянным органическим веществом для биогенной гипотезы и глубинным скоплением углеродистых составляющих – для абиогенной. Второй – нефтью и газом в залежах. Процесс же получения нефти из исходного вещества – катагенная стадия, при которой первичное углеродистое вещество переходит в совершенно с ним несхожий комплекс соединений при образовании нефтяных залежей, недостаточно изучен. Практически его заменяли гипотетическими понятиями, такими как «протонепть», «микронепть», «флюиды» и прочее. Большой вклад в изучение этой проблемы внес башкирский ученый А.С. Эйгенсон

в 1973–1990 гг., на что уже обращалось наше внимание (Камалетдинов, Казанцева, Постников, 1995). Он обобщил многочисленные данные по количественному соотношению различных фракций и компонентов в техногенных и природных углеводородных системах. Это позволило ему получить сведения, способные пролить свет на катагенную стадию генерации нефти и газа. Им выяснено, что для всех конативных (систем, образующихся в едином процессе из одного и того же исходного материала в условиях постоянного физико-химического взаимодействия всех ингредиентов) углеводородных систем характерно нормальное (гауссовское) распределение компонентов и фракций по температурам кипения. Эта закономерность, установленная первоначально для распределения по фракциям дистиллятных продуктов нефтепереработки и продуктов термического крекинга тяжелых углеводородов, оказалась применимой практически без исключений к природным углеводородным системам – нефтяным, нефтегазовым и газоконденсатным. Соответствие распределения фракций нефтей и газоконденсатов нормальной (гауссовской) модели проверено этим исследователем на 1500 анализах нефтей различных месторождений, залегающих среди отложений возрастного диапазона от кембрия до неогена. Исключений из этого правила не выявлено. Такая закономерность, вероятно, свидетельствует о происхождении углеводородов за счет конденсации мелких углеводородных фрагментов. В условиях же статического погружения, с постепенным нарастанием давления и температуры в осадочной толще отсутствуют возможности радикального преобразования органики в углеводороды с отщеплением ее низкомолекулярных компонентов от первичного органического вещества.

Радикальные преобразования органического вещества в углеводороды, обязанные мощной механохимической активизации в плоскостях перемещений толщ, приводят к трансформации минерального скелета вещества и притоку углеводородов в структурные ловушки. Сказанное согласуется с экспериментальными исследованиями Н.В. Черского, В.П. Царева и В.И. Молчанова по определению роли сейсмических процессов в генезисе нефти и газа. При этом оказалось, что нефтематеринскими породами для углеводородов могут служить не только терригенные толщи с захороненной органикой, но и известняки, химически связанный углерод которых в условиях сейсмической (тектонической) активности соединяется с водородом

воды, давая начало образованию углеводородных молекул. Согласно Дж. Крамеру, механически активированные твердые тела способны испускать электроны в широком интервале температур, начиная с комнатных. Это эмиссия электронов. Энергия эмитируемых электронов очень высока, потому они называются электронами высоких энергий. Эмиссия электронов наблюдается при разрыве адгезионных контактов, в частности, между зернами горной породы при их смещении в процессе деформации. Явление эмиссии электронов высоких уровней энергии обнаружено в процессе тонкого диспергирования углей в вакууме. При этом величина потока электронов зависит от стадии метаморфизма углей. Максимальная эмиссия электронов наблюдалась на средних стадиях метаморфизма углей. Эмитированные электроны в водной среде взаимодействуют с молекулами воды и образуют гидратированные электроны, которые в ряду восстановителей находятся между натрием и лантаном и являются мощными восстановителями. Об этом сообщается в книге «Влияние тектоно-сейсмических процессов на образование и накопление углеводородов» за 1985 г. Авторы И.В. Черский, В.П. Царев, Т.И. Сороко, О.Л. Кузнецов, отв. редактор А.А. Трофимук.

Образование нефтяных и газовых месторождений, по А.А. Маракушеву и С.А. Маракушеву [2008], выглядит так: «В геосинклинально-орогенно-платформенное развитие континентальной коры закономерно вписываются этапы ее разрушения, разделяющие циклы этого развития. Они вызываются импульсами дегазации земного ядра, фиксируемыми замедлениями инверсии магнитного поля, и происходят под воздействием восходящих из ядра флюидных потоков, селективно теряющих водород и приобретающих вследствие этого кислотный характер и агрессивность по отношению к породам континентальной коры ($H_2 + 2CO = H_2O + 0,5CO_2 + 1,5C$). Океанизация континентальной коры относится к главным проявлениям ее разрушения, сопровождающегося также образованием морей и осадочных бассейнов преимущественно на подводных окраинах континентов. В ходе их эволюции в результате развития геодинамической обстановки сжатия земной коры создаются условия, препятствующие потере водорода из восходящих флюидных потоков, вследствие чего они приобретают способность генерировать углеводороды ($4H_2 + 2CO = 2H_2O + CH_4 + C$) и создавать при охлаждении нефтяные и газовые залежи» (с. 505). «Согласно осадочно-миграционной (тер-

могенной) гипотезе происхождения нефтяных и газовых залежей, черные сланцы рассматриваются как материнские по отношению к нефти: «существенно карбонатные материнские породы отдают ванадий нефтям гораздо легче, чем существенно глинистые». Традиционно предполагается, что «погружаясь на глубины, где температура в недрах достигает 70–100 °С, черные сланцы продуцируют огромные количества нефти и углеводородных газов». «Однако это трудно согласовать с геологическими условиями залегания крупных нефтяных залежей, которые контролируются в осадочных бассейнах дислокациями и залегают большей частью в их основании или во взброшенном кристаллическом фундаменте. Масштабы залежей, несомненно, свидетельствуют о привносе углеводородов из глубины, тогда как геологические условия их залегания не позволяют предполагать существования под ними «продуцирующих» осадочных горизонтов» [Арешев, 2004, с. 515].

Как видим, эти авторы тектоническому фактору придают, как это сделали и мы, решающее значение. При этом используется близкая геодинамическая модель, развиваемая нами [Казанцева и др., 1982; Казанцева, Казанцев, 2010]. В ней также акцентируется внимание на смене геодинамических режимов растяжения и сжатия земной коры, с образованием углеводородов в последнем.

Как один из примеров связи углеводородонакопления с тектоническими структурами авторы приводят месторождение Белый Тигр на шельфе Южного Вьетнама, гигантские залежи нефти которого приурочены к надвинутому блоку гранитов, прослеживаясь в них на глубину 1,5 км. Здесь сосредоточены главные запасы нефти (рис. 95). Большинство скважин фундамента фонтанируют с дебетом 1000 т и более, а запасы, по Е.Г. Арешеву [2004], оцениваются в 659 млн лет.

Мы видим, что в дискуссии об источниках углеводородов исходного нефтегазообразующего вещества следует признать правомочность как органического вещества, что утверждает биогенная теория происхождения нефти, так и глубинных газов, декларируемых сторонниками теории неорганической концепции, ссылаясь на чрезвычайное богатство углеводородами мантии. Происхождение же углеводородов в любой геологический период определяется преимущественно геодинамической обстановкой направленного давления тектонических напряжений сжатия в земной коре. При этом под главной фазой нефтегазообразования следует понимать не конкретные

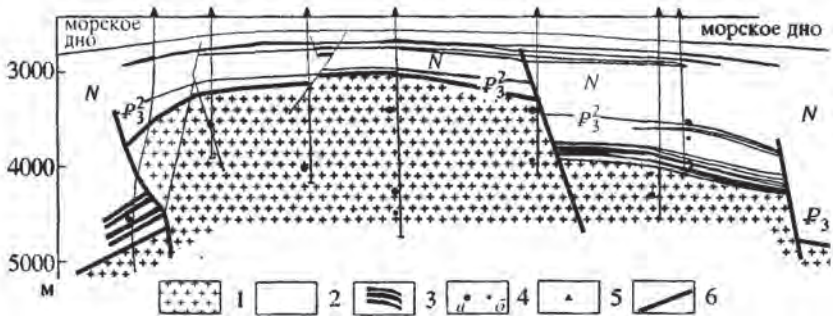


Рис. 95. Поперечный разрез через сводовую часть месторождения Белый Тигр (по Е.Г. Арешеву [2004])

1 – гранитный фундамент; 2 – палеогеновые (P) и неогеновые (N) отложения; 3 – нефтеносные горизонты; 4 – месторождения (а) и проявления (б) нефти; 5 – скважины; 6 – тектонические нарушения

глубины погружения нефтематеринских толщ и соответствующие им температуры, а определенный временной интервал, которому соответствуют максимальные значения латерального давления, распространяющегося со стороны геологически активных зон земной коры.

Итак: 1. Разработана абиогенно-биогенная модель нефтегазоаккумуляции, при которой источниками углеводородов является либо органический материал, либо исходное нефтегазообразующее вещество, представленное глубинными газами. 2. Генерация углеводородов, их миграция и скопления в залежи в любой геологический период обеспечивается тектоническими движениями, характером геодинамической обстановки тангенциального сжатия земной коры. 3. Сейсмичность территории определяет возможность образования нефти и газа и в современное время.

Преимущество абиогенно-биогенной теории нефтегазообразования заключается в том, что увязаны в единую цепь событий две группы фактов, ранее считавшихся принадлежностью двух альтернативных гипотез. Показана и объяснена связь генезиса углеводородов с формированием структуры; определено его место в общей системе геологических событий, формирующих земную кору.

На основе изложенных выше представлений приводится оценка перспектив нефтегазоносности отдельных объектов.

К перспективам нефтегазоносности Предуральского прогиба

Региональные линейно-вытянутые отрицательные структуры, располагающиеся между платформой и складчатой областью, принято было называть передовыми, краевыми либо предгорными прогибами. Но распространявшийся на край платформы режим тектонического сжатия обуславливал не только создание современной структуры депрессий, но и способствовал заполнению их определенными типами осадков, включающих закономерно сменяющиеся по латерали рифовую – депрессионную – флишевую формации, составляющие формационный ряд. Вверх по разрезу они наращиваются сульфатно-галогеенными толщами, которые в свою очередь сменяются красноцветной молассой. Наблюдается закономерное наступление формаций предгорных прогибов в сторону платформы во времени, описанное Ю.В. Казанцевым в Предуралье еще в 80-е годы прошлого столетия. В соответствии с такими данными мы пришли к выводу, что тектоническое районирование названных структур следует согласовывать со сменой формаций вкrest их простираения. Потому по формационному принципу здесь целесообразно вести речь о трех структурно-формационных зонах. Соседнюю с окраиной платформы область логично именовать краевой (внешней) зоной, а пограничную со складчатой областью – предгорной (внутренней) зоной. За территорией, располагающейся между ними, где широкой известностью пользуются депрессионные осадки, следует закрепить название срединная (центральная) зона. Следовательно, такие прогибы состоят из краевых, предгорных и срединных зон. В этом случае за располагающейся между платформой и складчатой областью всей депрессией целесообразно сохранить название «передовой прогиб».

В предлагаемом разделе основные закономерности геологии передовых прогибов Восточно-Европейской платформы показаны на основе сравнительного структурного анализа Предуральской и Предкавказской депрессий. Первая из них сопряжена с Восточно-Европейской платформой с востока, а вторая – с юга. В общем виде структурная геология их характеризуется пластинчато-надвиговым строением. Надвигание, как правило, происходило со стороны складчатой области к платформе. Разнонаправленные надвиги образовывали

клиновидные структуры, которые чаще свойственны молодым предгорным прогибам. Фронтальные зоны надвигов осложнены приразломными линейными антиклиналями. В тыловых зонах обнаруживаются куполовидные поднятия. Степень дислоцированности толщ возрастает в сторону складчатой области. В предгорной зоне особенно большим развитием пользуются сдвиги – поперечные к надвигам дислокации. Достаточно полные сведения о структурной геологии передовых прогибов содержатся в опубликованных работах [Казанцев, 1974, 1984; Казанцев и др., 1999; Казанцев, Казанцева, 2001; Казанцева, 2016].

Оценку возможных перспектив нефтегазоносности предгорных зон названных передовых прогибов покажем также на основе сравнительного анализа структурной геологии Бельской впадины Предуральского передового прогиба и восточной предгорной зоны Предкавказья, к которой относится и Терско-Сунженская структурная зона.

Краткие сведения по геологии Предуральского передового прогиба, прослеживающегося вдоль предгорий складчатого Урала от Мугоджарских гор на юге до Печерского моря к северу на расстояние более 2000 км. Прогиб разделен поднятиями и седловинами на четыре впадины, южной их которых является Бельская, простирающаяся вдоль западного склона Южного Урала на 500 км при ширине от 25 до 60 км. Наиболее подробное описание структурной геологии Бельской впадины содержится в публикации Ю.В. Казанцева [1984]. Пластинчато-надвиговая структура здесь является характерной для всех ее структурных зон. Фронтальные зоны надвигов, как правило, осложняются приразломными линейными антиклиналями, многие из которых нефтегазоносны. В тыловых зонах обнаруживаются куполовидные поднятия, также содержащие залежи нефти и газа. Среди разрывных нарушений детально описываются региональные надвиги и сдвиги – поперечные к ним дислокации. Развитие их возрастает от краевой к предгорной зоне и иногда ослабевает с глубиной.

Дислокации на востоке Бельской впадины выражены более интенсивно, чем на западе. Породы здесь смяты в довольно сжатые складки, так что в их ядрах часто обнажаются наиболее древние слои палеозоя, венда и верхнего рифея. Эта область, выделяемая иногда под названием передовых складок, вытянута не широкой (15–25 км) полосой субмеридионального простирания вдоль западного склона Урала. Здесь,

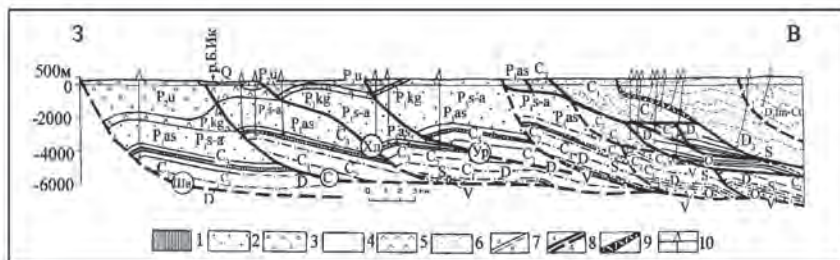


Рис. 96. Геологический разрез через южную часть Бельской впадины

Фашии: 1 – депрессионная, 2 – флишевая перми, 3 – молассовая, 4 – карбонатная, 5 – сульфатная, 6 – флишевая карбона и девона; 7 – стратиграфические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 8 – надвиги установленные (а) и предполагаемые (б); ШВ – Шиханско-Волостновский, С – Саратовский, Хл – Хлебодаровский, Ур – Уразбаевский; 9 – зона тектонических брекчий; 10 – скважины

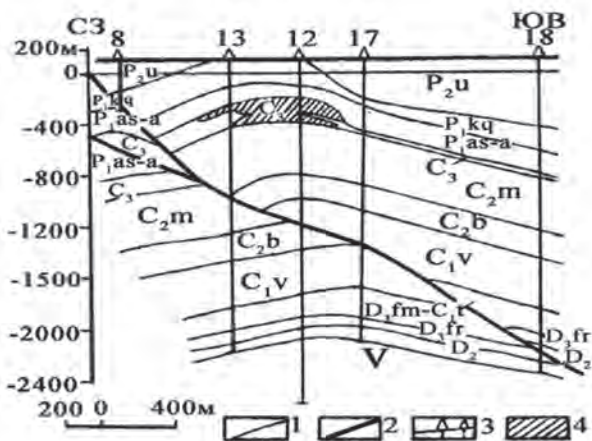


Рис. 97. Геологический разрез через Карлинскую структуру

1 – границы слоев; 2 – Шиханско-Волостновский надвиг; 3 – скважины; 4 – рифовый массив

как и в пределах западной краевой зоны, главными структурными элементами являются надвиги, расчленяющие толщи пород на отдельные тектонические пластины и чешуи, последовательно надвинутые с востока и осложненные принадвиговыми складками (рис. 97, 98, 99). Все рисунки по Предуралью выполнены Ю.В. Казанцевым.

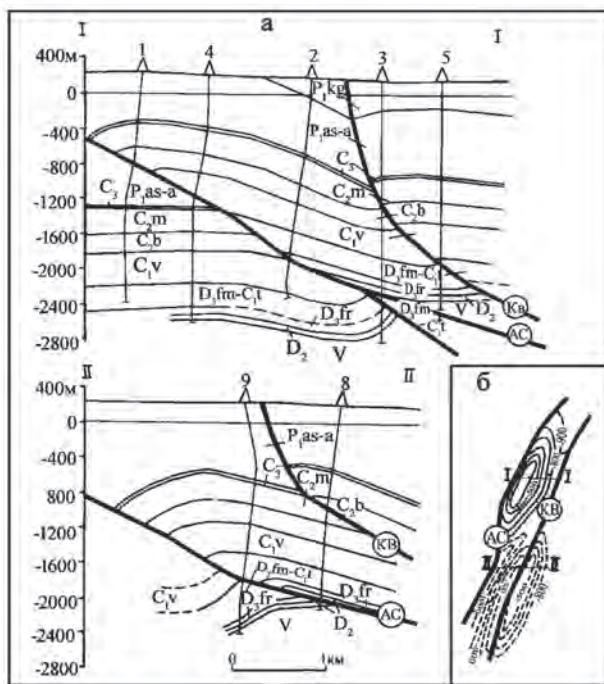


Рис. 98. Геологические разрезы (а) и план (б) Архлатышско-Сайтбабинской и Ковардинской чешуй в районе с. Архлатыши

Надвиги: АС – Архлатышско-Сайтбабинский, Кв – Ковардинский. Условные обозначения см. рис. 97

В характере деформаций северной и южной частей территории Бельской впадины наблюдаются некоторые отличия, выражающиеся в морфологии пликативных структур: на севере складки, как правило, более широкие, с пологими сводами, на юге – узкие, с острыми гребнями и круче наклонены на запад.

Типичной структурой, переходной от предгорной к срединной зоне, является Красноусольская антиклиналь, строение которой отображено на рис. 100. Она располагается в пределах Красноусольского курорта, в 2-х км восточнее одноименного поселка, образована Зилимско-Красноусольским надвигом. Ось трассируется по меридиану

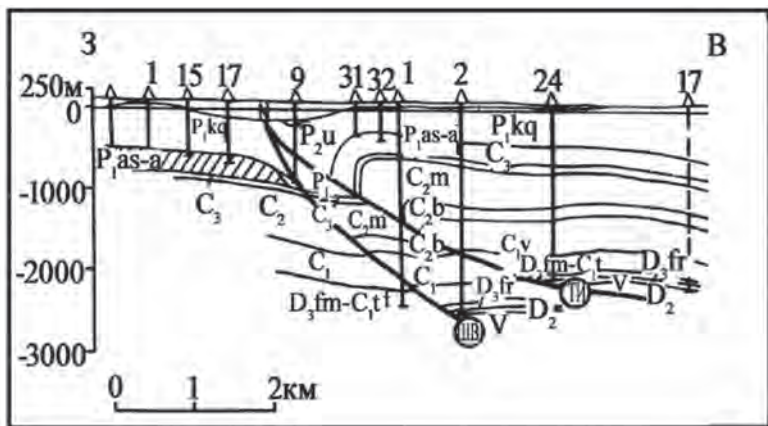


Рис. 99. Геологический разрез через Мальшевскую структуру

Надвиги: ШВ – Шиханско-Волостновский, ТИ – Табынско-Иштугановский.

Условные обозначения см. рис. 97.

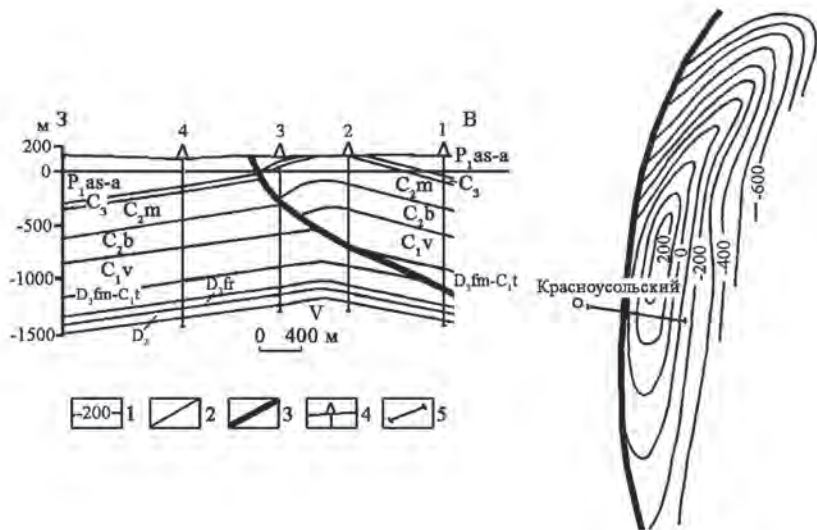


Рис. 100. Геологический разрез (а) и план (б) Красносульской структуры

1 – изогипсы поверхности среднекаменноугольных отложений, м, 2 – стратиграфические границы, 3 – Зилимско-Красносульский надвиг, 4 – скважины, 5 – линия геологического разреза

д. Бычий овраг, Красноусольский санаторий и проходит чуть западнее д. Баянды. По описанию Ю.В. Казанцева, это довольно крупная, узкая, асимметричная структура с более крутым западным и пологим восточным крылом. Западное крыло – 33° , восточное – около 17° . Такая асимметрия подчеркивает принадвиговый характер складки. По кровле среднего карбона она имеет длину 14 км, ширину 3 км и высоту 380 м. В своде обнажаются известняки среднего карбона, на крыльях – терригенные породы верхнего карбона и нижней перми. В долине р. Усолки, через центральную часть структуры широтным профилем пробурены скв. 1–4. Скв. 3, заложенная на западном крыле, встретила зону Зилимско-Красноусольского надвига на глубине 488 м, где под породами башкирского яруса залегают глинистые известняки и мергели нижнемосковского подъяруса. Восточнее поверхность нарушения обнаружена скв. 1 и 2 на глубинах 837 и 1278 м. Скв. 1 под глинистыми известняками тульского горизонта вошла в отложения серпуховского яруса нижнего карбона. В скв. 2 повторение разреза отмечено внутри турнейско-фаменских отложений. Скв. 7, пробуренная на северной периклинали Красноусольской складки, этот же надвиг обнаружила в породах башкирского яруса на глубине 664 м. Данное тектоническое нарушение наклонено на восток. Амплитуда перемещения пород по нему возрастает с глубиной, достигая 600 м на отметке – 1300 м. Здесь же картируется Усольский сдвиг, который прослежен вдоль р. Усолки в широтном направлении от д. Ташлы до северных отрогов хребта Биктарь. По нему в соприкосновение приведены в основном породы карбона, контактирующие между собой различными слоями.

Предуральский передовой прогиб является одним из крупных нефтегазоносных районов страны. Несмотря на то, что здесь начиная с тринадцатых годов прошедшего столетия открыты многочисленные нефтяные и газовые месторождения, анализ геолого-геофизических данных свидетельствует о реальной возможности обнаружения здесь новых скоплений данного вида полезных ископаемых. Такое заключение подтверждается и сравнительным анализом структурной геологии Предуралья и Предкавказья.

В пределах Бельской его части наибольшей выявленной продуктивностью характеризуются отложения нижнепермского комплекса, на долю которого приходится две трети открытых месторождений нефти и газа. В пределах краевой зоны Бельской впадины известна

зона нефтегазонакопления, связанная с рифогенными образованиями нижней перми. Большинство из них уже выявлено. В основном же залежи связаны с карбонатным комплексом среднего и верхнего карбона. Сравнительно небольшие скопления углеводородов присущи более древним девонским комплексам. Эти образования здесь еще недостаточно изучены. В центральной части прогиба, как и в его предгорной зоне, нефтегазонакопления приурочены к региональным надвигам, образующим приразломные антиклинали и их валы. Это Табынско-Бакракский, Карлинский, Кинзебулатовский и другие образованные надвигами валы. Зоны нефтегазонакопления в пределах Табынско-Бакракской зоны представлены рядом месторождений: Малышевское, Бакракское, Павловское, Табынское и др. Промышленные скопления нефти известны как в надвиговых частях складок, так и в поднадвиговых (Павловское, Табынское). Максимальный приток нефти получен на Табынской структуре (рис. 101), где в скв. № 21 приток нефти составил 196 м³/сутки. На Бакракском месторождении из скв. №5 получен приток нефти с дебетом 96 м³/сутки из того же стратиграфического уровня.

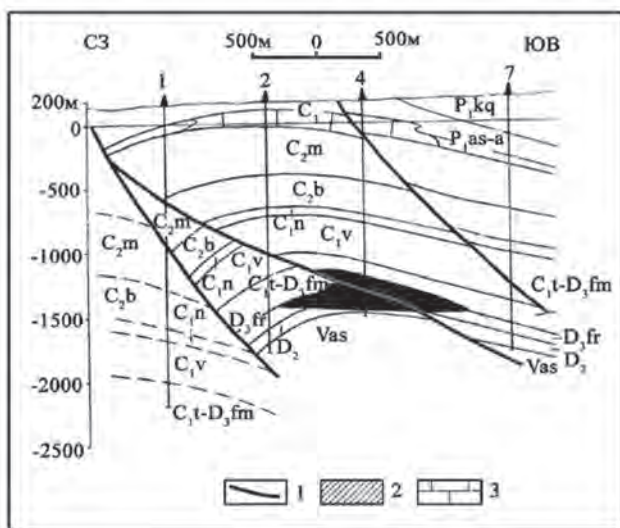


Рис. 101. Геологический разрез Табынской структуры
1 – линии надвигов; 2 – залежь нефти; 3 – рифогенные известняки

На Архангельской площади, расположенной в самой северной части Бельской впадины, в зоне сочленения со структурами западного склона Южного Урала, в 1973 г. из турнейско-фаменских отложений скв. 22 получен фонтан нефти с дебитом 18 т/сутки. Всего здесь притоки нефти обнаружены в нескольких скважинах [Максимов и др., 1980]. Месторождения предгорной зоны Бельской впадины известны в пограничной с центральной ее частью. Здесь открыто Саратовское месторождение нефти и газа в средне-верхнекаменноугольной карбонатной толще принадвиговой антиклинали. Южнее расположены Южно-Саратовское, Исимовское, Сазовское поднятия, где также присутствуют залежи газа. Как это уже давно написали М.И. Варенцов и др.: «В пределах приподнятой части внутреннего борта прогиба, в зоне передовых складок Урала, бурение проведено в еще очень небольшом объеме. Промышленные притоки здесь пока не получены, но почти на всех разбуренных площадях отмечены нефтепроявления как в поверхностных надвинутых чешуях, так и в намечающихся поднятиях под надвигами» [1976, с. 17]. Однако и сейчас предгорная зона Предуралья, восточная часть Бельской впадины, в зоне сочленения с Башкирским антиклинорием, недостаточно оценена на перспективы обнаружения месторождений нефти и газа, что наглядно показано на рис. 102.

Остановимся на особенностях структурной геологии предгорной зоны **Предкавказского передового прогиба** и ее сопоставимости с аналогичной структурой Предуралья.

Согласно тектоническому районированию Кавказского региона Предкавказский передовой прогиб, располагающийся между Скифской эпигерцинской плитой на севере и горно-складчатым сооружением Северного Кавказа на юге, состоит из трех частей с запада на восток: Западно-Кубанского, Восточно-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов. Южная Терско-Сунженская зона является аналогом предгорной зоны Бельского Предуралья.

В общем виде структурная геология Терско-Сунженской зоны, как и Бельской впадины Предуралья, характеризуется пластинчато-надвиговым строением (рис. 103).

Терско-Сунженская структурная зона представляет собой депрессию, занимающую восточную часть предгорий Предкавказского передового прогиба. Строение зоны асимметричное: северный борт пологий, а южный – крутой. В средней части в субширотном направлении

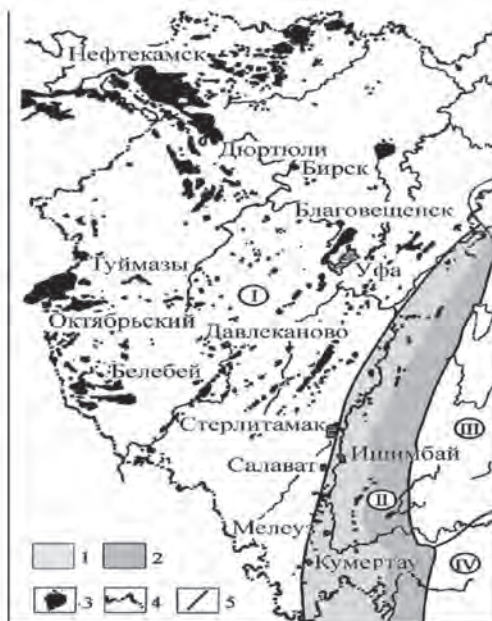


Рис. 102. Схема размещения месторождений углеводородов Башкирии

Цифры в кружках: I – Восточно-Европейская платформа, II – Предуральский передовой прогиб, III – Башкирский антиклинорий, IV – Зилаирский синклинорий. I – краевая и центральная зоны Предуралья, 2 – предгорная зона Предуралья, 3 – месторождения углеводородов, 4 – административная граница Башкирии, 5 – границы Бельской впадины Предуралья

протягиваются две антиклинальные зоны, выраженные в рельефе Терским и Сунженским хребтами. К ним приурочены многие нефтяные и нефтегазовые месторождения, сосредоточенные в породах палеогена, миоцена, плиоцена и мезозоя. Южная часть депрессии наиболее сильно прогнута. Общая мощность мезозой-кайнозойских образований здесь достигает 7–8 км. Всего в Терско-Сунженской зоне известно несколько десятков месторождений, из которых большая часть в пределах Терского хребта, остальные на Сунженском хребте (рис. 104).

При описании структурных особенностей **Терской зоны** использованы материалы и иллюстрации к ним М.С. Буршгара и др. [1966].

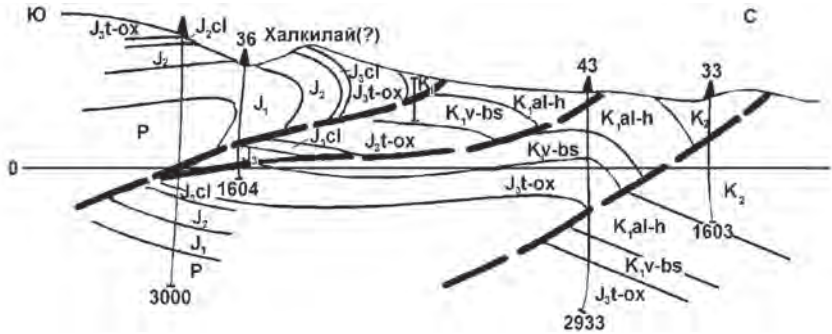


Рис. 103. Геологический разрез Элислан-Исинской площади (Чечено-Ингушетия) по р. Харачай, (по данным А.Ф. Щербаковой и Т.Р. Федоровой, 1973 ф.)

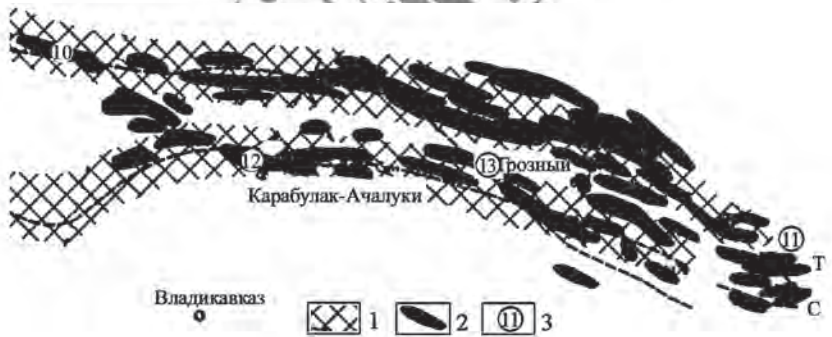


Рис. 104. Фрагмент из схемы размещения месторождений и перспективных площадей Терско-Сунженского нефтегазоносного района (по Б.Х. Хамидову [2007] с небольшими изменениями)

1 – Терско-Сунженская зона; 2 – месторождения; 3 – цифра в кружочке – месторождения, на которые есть ссылки в тексте: 10 – Малгобек-Вознесенское, 11 – Ойсунгурское, 12 – Карабулак-Ачалуковское, 13 – Старо-Грозненское. С – Сунженская и Т – Терская подзоны

Промышленная нефтегазоносность отложений здесь доказана на ряде нефтяных и газовых месторождений, расположенных к западу и северо-западу в пределах от 100 до 80 км от г. Грозный. Это Южно-Вознесенское, Северо-Вознесенское, Малгобекское, Малгобек-Вознесенское, Алховское и др. нефтяные месторождения. Несколько

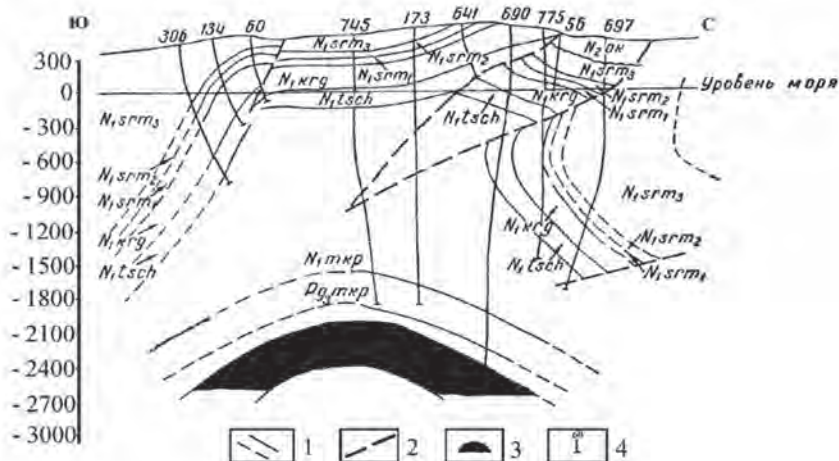


Рис. 105. Малгобек-Вознесенское нефтяное месторождение

1 – стратиграфические границы, 2 – тектонические контакты, 3 – залежь нефти, 4 – скважины и их номер. Стратиграфические горизонты: N – неоген, Pg – палеоген, слои: mkr, tsch и др.

ближе (от 50 до 13 км) к г. Грозный находятся Алиюртское, Хаян-кортское, Горячейсточнинское, Брагунское, Ойсунгурское нефтяные, а также Горское и Эльдаровское газонефтяные месторождения. Структурные особенности некоторых из них отображены рисунками.

В качестве примера приведем строение Малгобек-Вознесенско-го нефтяного месторождения, расположенного в западной части Тер-ской зоны (цифра 10 на рис. 104). Оно приурочено к одноименной антиклинальной складке, имеющей широтное простирание. Протя-женность складки более 40 км, при ширине 3,5 км и высоте 700 м. Залежь пластовая, сводовая. На рисунке можно наблюдать характер структурной геологии, присущий Терской зоне. Это весьма сложная чешуйчато-надвиговая структура в верхней части разреза, примерно до 1,5 км, а ниже – довольно крупная сводовая антиклиналь с плас-товым характером залежи (рис. 105).

Аналогично построено Хаянкортское нефтяное месторождение, расположенное в 25 км к северо-западу от Грозного. Оно также приуро-чено к одноименной складке. В тектоническом отношении район Горя-

чеисточнинского месторождения нефти представляет собой восточную часть Хаянкортской антиклинали, нарушенной разрывными нарушениями. В результате образовались самостоятельные тектонические блоки: южное надвинутое крыло, присводовый «клин» и северное поднадвиговое крыло. К нему и приурочены промышленные залежи нефти.

Ойсунгурское нефтяное месторождение расположено в Гудермесском районе, в 40 км к востоку от Грозного (цифра 11 на рис. 104). Оно представляет собой восточную погруженную часть Гудермесской антиклинали, отделенную от приподнятой западной части двумя поперечными разрывами. Залежи нефти на Ойсунгурском месторождении надвинутого южного крыла ограничены надвигом и поперечным нарушением, возможно сдвигового характера (рис. 106).

Они находятся в принадвиговой и поднадвиговой антиклиналях, сложенных неогеновыми и палеогеновыми отложениями. Типы залежей сводовые, тектонически и литологически экранированные.

В пределах Сунженского хребта наиболее крупными являются Заманкульское, Карабулак-Ачалукское, Старо-Грозненское,

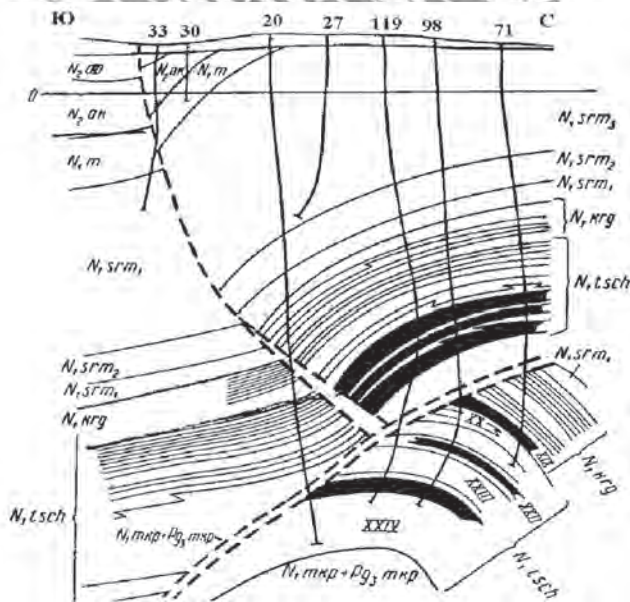


Рис. 106. Ойсунгурское нефтяное месторождение

Условные обозначения см. рис. 105

Октябрьское и другие нефтяные месторождения. На рисунках показаны особенности структурной геологии, которые также в общем виде сводятся к надвигово-сдвиговому характеру тектоники, создающей более сложную картину в приповерхностных блоках. Нетрудно заметить, что аналогия со строением Терской зоной существенная.

Карабулак-Ачалукское нефтяное месторождение расположено на западном окончании Сунженского хребта (цифра 12 на рис. 104). Это антиклинальное поднятие почти широтного простирания, отделенное на юге от моноклинали Черных гор, а на севере от Терской зоны. Оно представлено в виде сложно построенной складки, осложненной серией нарушений надвигового и сдвигового характера (рис. 107).

В более глубоких горизонтах строение структуры упрощается. Промышленная нефтеносность связана с отложениями от нижнего майкопа до верхнего мела. История Карабулак-Ачалукского нефтяного месторождения такова. Глубокое поисковое бурение на верхнемеловые отложения начато в 1955 г. Получены промышленные притоки легкой нефти из песчано-глинистой пачки нижнего майкопа – ее называли «гребенкой», а в 1956 из этих отложений получен мощный фонтан нефти. В 1958 г. начато бурение на нижнемеловые отложения, и в 1961 из аптских пород также получен фонтан нефти. Основные запасы сосредоточены в меловых отложениях.

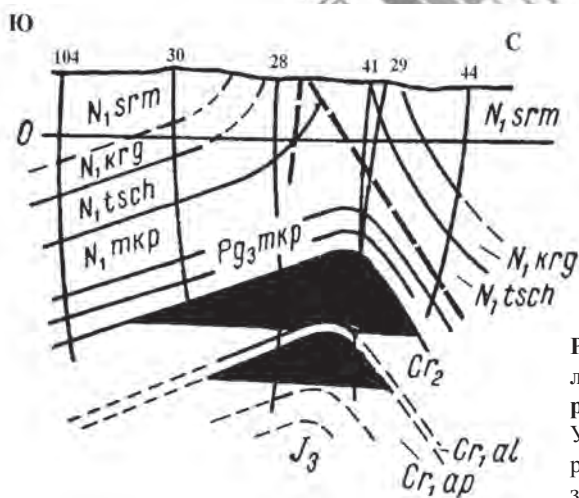


Рис. 107. Карабулак-Ачалукское нефтяное месторождение

Условные обозначения см. рис. 105. Кроме того: мезозой – юра (J) и мел (Cr)

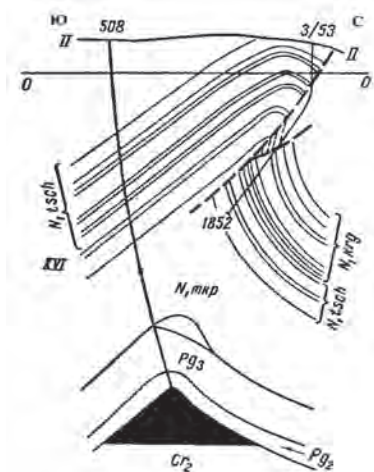


Рис. 108. Старо-Грозненское нефтяное месторождение

Условные обозначения см. рис. 105

Старо-Грозненское нефтяное месторождение (цифра 13 на рис. 104) находится в сложностроенной антиклинальной структуре, осложненной двумя тектоническими нарушениями. Месторождение многопластовое, залежи нефти приурочены к нарушенному крылу складки, а на рис. 108 – к поднадвиговой антиклинали.

История Старо-Грозненского нефтяного месторождения выглядит следующим образом. В 1893 г. открыта залежь в неогеновых отложениях, в принадвиговой антиклинали. В 1932 г. обнаружена поднадвиговая нефть в неогеновых отложениях. В 1963 г. на этом же месторождении вскрыта верхнемеловая залежь нефти, дебит которой в этих отложениях достаточно высокий. Последующие открытия связывали с юрскими отложениями.

По сведениям Б.Х. Хамидова [2007], новые сейсмогеологические данные и результаты глубокого бурения в Терско-Сунженской зоне показывают, что отдельные структуры по эоценовому и меловому комплексам представляет собой пластину, разбитую на ряд малоамплитудных тектонических блоков, перспективных для локализации скоплений углеводородов. В основном поисково-разведочные работы здесь проводились по миоценовому, верхнемеловому и нижнемеловому, а также по верхнеюрско-надсолевому и подсолевому горизонтам. Причем около 90% доказанных и перспективных запасов нефти и газа сосредоточено в меловых отложениях и подсолевых юрских горизонтах. Это существенно расширяет перспективы поисков

новых залежей в меловом комплексе, а подсолевые юрские горизонты, по мнению этого исследователя, обладают значительным потенциалом, равным приблизительно 500 млн т нефти и 1,5 трлн м³ газа.

Итак, мы видим, что особенности структурной геологии востока Бельской впадины Предуральяского передового прогиба и Терско-Сунженской антиклинальной зоны предгорной части востока Предкавказского передового прогиба, хорошо сопоставляются. Это выражается в пластинчато-надвиговом характере структурной геологии, в возрастании степени дислоцированности в направлении от платформы к складчатой области, в усложнении дизъюнктивной тектоники в виде сочетания различных типов разрывных структур горизонтального сжатия: надвигов со сдвигами и др. Такая усложненная архитектура предгорных зон передовых прогибов является характерной особенностью большинства из них. Однако именно эту особенность в Предуралье считали отрицательным фактором возможности наличия месторождений углеводородов. На примере Предкавказских предгорных зон этот тезис не убедителен, а потому правомочен следующий вывод.

Перспективными на территории предгорной зоны Бельской впадины передового прогиба, а также Уфимского амфитеатра должны оказаться средне- и верхнедевонские образования, в том числе и домамикиты, значительное развитие которых здесь бесспорно [Камалетдинов, Казанцева, Казанцев, 1981; Казанцева, 2014]. Это подтверждается открытием залежи нефти на Табынской площади, расположенной на пограничной территории срединной и предгорной зон Бельской впадины Предуралья. Здесь в девонских осадочных породах нефть обнаружена бурением в одноименной антиклинальной структуре. Массивная залежь промышленного значения связана с трещиноватыми и пористо-кавернозными, иногда тонкослоистыми известняками эйфельского, живетского и франского ярусов. Залежь находится в плоскости надвига.

К оценке перспектив нефтегазоносности западного склона Южного Урала

Уральское складчатое сооружение по особенностям строения фундамента земной коры, а также составу и строению разрезов докембрия и палеозоя четко делится на две зоны: окраинноконтинентальную

на западе и активную складчатую область – на востоке. Границей раздела является антиклинорий Уралтау, прослеживающийся в меридиональном направлении от Южного до Полярного Урала. В настоящее время основными структурными элементами Южного Урала с запада на восток признаются Предуральский передовой прогиб, западный склон (Башкирский антиклинорий, Зилаирский синклинорий), центральная зона (Уралтау) и восточный склон (преимущественно Магнитогорский синклинорий) (см. рис. 1). Сравнимость геологических объектов по структурно-формационным признакам предполагает за действие особо характерных, легко узнаваемых объектов, своего рода «маркерных» зон. В восточной части каждого структурного элемента наблюдается **трансрегиональный пояс повышенной дислоцированности**. Например, 1. В структурно-формационных комплексах передового прогиба формации карбонатная, глубоководная и флишевая соответствуют краевой, центральной и предгорной зонам. Последняя из названных характеризуется более высокой степенью дислоцированности, представляя собой **дислокационный пояс передовых складок Урала**. 2. Трансрегиональная структурная зона, представляющая собой **субмеридиональный шарьяжный пояс западного склона Южного Урала**, является пограничной зоной западного и центрального секторов Уральской складчатой области. Он состоит с севера на юг из шарьяжей Уфимского амфитеатра, Тирлянского и Кракинского тектонических покровов, Кзылбалыкского и Малосуреньского клиппов, а также Сакмарского аллохтона. 3. Из трёх меридиональных зон хребта Уралтау: сланцевый комплекс палеозоя в западной части, Суваньякская докембрийско-палеозойская метаморфизованная пластина – в центре и **Максютовская метаморфическая**, преимущественно докембрийская – восточная, повышенной дислоцированностью характеризуется последняя из названных. 4. Главный Уральский надвиг – пограничный пояс центрального и восточного Урала, начинает серию **трансрегиональных гипербазитовых поясов**, состоящих из ультраосновных массивов и меланжа.

Зилаирский синклинорий входит в состав окраинноконтинентальной зоны Урала. Согласно данным геофизики, здесь развит архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы. Это предопределяет особенности строения всего вышележащего осадочного чехла, сложенного породами исключительно субплатформенного типа.

Трансгрессивное налегание ордовикских песчаников на рифейские образования в районе широтного течения р. Белой уже давно описано Б.М. Келлером, В.В. Хоментовским, С.Н. Краузе и В.А. Масловым и др. Взаимоотношение палеозойской и рифейской структур наблюдается в естественном обнажении на правом берегу р. Белой у турбазы «Агидель». Здесь можно видеть, как на интенсивно смятые в крутые складки рифейские образования с резким угловым несогласием налегают породы среднего и верхнего ордовика (рис. 109).

Результаты крупномасштабного картирования узловых участков и контактных зон, иногда в масштабе 1:2000, с привлечением большого объема горных выработок, с послыльным описанием нескольких разрезов палеозойских отложений субплатформенного типа легли в основу схемы сопоставления стратиграфических колонок девонских отложений северной части Зилаирского синклинория (рис. 110).

Последовательно снизу вверх залегают горизонты: нижнего девона – ваяшкский, вязовской, кальцеоловый, бийский, среднего девона – афонинский, чувовской и чеславский, верхнего девона – нерасчлененные франские отложения и фаменско-нижнетурнейские толщи зилаирской серии. По составу все горизонты существенно карбонатные. К терригенным относятся лишь ваяшкский и чувовской. В составе афонинского присутствует в значительном количестве кремнистый и глинистый материал, определяющие их сланцеватое строение. Зилаирская свита представлена ритмитами полимиктового состава. Все горизонты охарактеризованы внушительными списками собранной нами руководящей фауны (Казанцева, 2013). Важно отметить, что образования, слагающие палеозойский разрез северной части Зилаирского синклинория, не испытывают резких фациальных изменений по площади. Наблюдаются лишь закономерное и постепенное возрастание мощности осадков в восточном направлении и наращивание разреза девона за счет появления нижнедевонских рифогенных известняков на восточном крыле структуры.

Однако геология Зилаирского синклинория недостаточно изучена в нефтегазовом отношении. Имеются лишь единичные работы, в той или иной мере освещающие эту проблему [Казанцева, 1970, 2012; Исмагилов, 2012]. В настоящее время в этом плане особый интерес вызывает район северной центриклинали изучаемой структуры.

Главной особенностью структуры здесь является более простое строение палеозойских отложений по сравнению с рифейским склад-

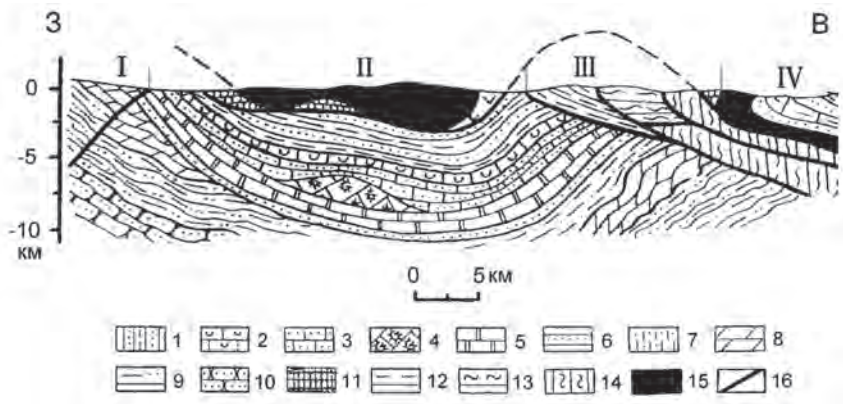


Рис. 111. Геологический разрез западного склона Южного Урала в районе Северного Края

Условные обозначения: I – Башкирский антиклинорий; II – Зилаирский синклинорий; 1 – зилаирская свита верхнего девона-нижнего карбона, граувакки, аргиллиты; 2 – франский ярус, известняки, кремни; 3 – средний и нижний девон, известняки, аргиллиты, известково-глинистые породы, песчаники; 4 – нижний девон, массивные рифогенные известняки; 5 – силур, известняки, доломиты, глинистые сланцы; 6 – средний и верхний ордовик, кварцевые песчаники и конгломераты; 7 – верхний рифей, терригенные породы ашинской серии; 8 – миньярская свита, доломиты и известняки; 9 – катавская и инзерская свиты, известняки, мергели, серицито-глинистые сланцы; 10 – зильмердакская свита, кварцевые песчаники, кварциты, алевролиты; III – зона Уралтау; 11 – силур, кремнистые сланцы; 12 – 14 – метаморфизованные породы суванякского и максютовского комплексов; 15 – гипербазиты; 16 – тектонические контакты; IV – Магнитогорский синклинорий

чатым основанием. Центриклиналь хорошо выражена на геологических картах по закономерному воздыманию в северном направлении и замыканию к г. Белорецку выходов пород нижнего и среднего палеозоя, слагающих ядро и крылья синклинория. Синклинальное строение подчеркивается особенностями залегания всех маркирующих горизонтов, присутствующих в разрезе палеозоя (рис. 111). Особенно показательны в этом отношении ваяшские слои нижнего девона, представленные маломощной песчано-глинистой пачкой. Работами Н.Ф. Решетникова, А.В. Клочихина и авторов монографии эти слои были прослежены в виде непрерывной узкой полосы, огибающей со всех сторон район северного замыкания структуры. На рис. 111

Раздел IV

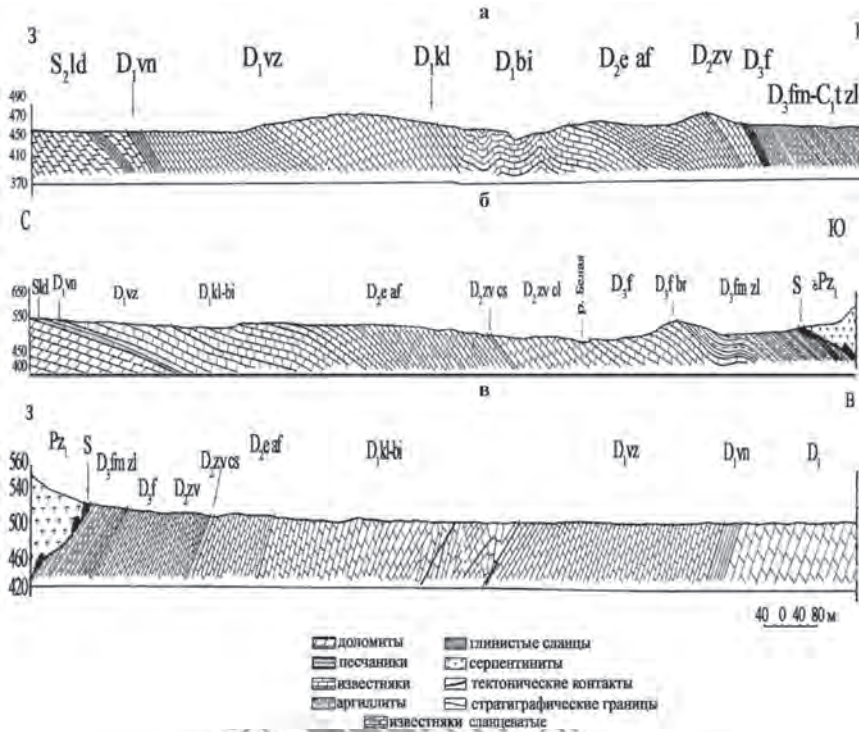


Рис. 112. Структурно-формационные профили через западное крыло Зилаирского синклиория на широте д. Узьян (а); северную центриклиналь в районе д. Новобельский (б); восточное крыло, в районе д. Шигаево (в) (составила Т.Т. Казанцева [2013])

показано общее строение синклиория в районе пересечения гипербазитового массива Северного Крака на широте Узьян – Шигаево.

Следовательно, имеющиеся данные свидетельствуют о простом синклинальном строении изучаемого объекта. Это отображено структурно-формационными профилями (рис. 112). На геологическом разрезе в районе д. Узьян (западное крыло северной части Зилаирского синклиория) наблюдается падение слоев в восточном направлении (рис. 112 а); в районе северной центриклинали (хутор Новобельский) все слои направлены к югу (рис. 112 б); а в районе д. Шигаево (восточное крыло этой же структуры) отмечается падение всех горизонтов в западном направлении (рис. 112 в).

Синклиналь имеет асимметричное строение с относительно пологим западным, весьма пологим в районе северной центриклинали и более крутым восточным крылом. Углы падения слоев на западном крыле колеблются от 30 до 50°, на восточном – от 40 до 70°, а в северной центриклинали – от 10 до 20°. Пликативные структуры встречаются в породах лишь отдельных горизонтов, местами песчано-глинистые отложения зилаирской серии осложняются довольно интенсивной мелкой складчатостью в общем субмеридионального простирания. Отмечаются и разрывные нарушения типа малоамплитудных надвигов и сдвиговых смещений. Такое строение является характерной особенностью геологии всего западного склона Южного Урала.

В осевой, наиболее погруженной зоне северной части Зилаирского синклинория, на поверхности ритмичных осадков зилаирской серии верхнего девона располагается крупный изолированный массив магматических и осадочных пород более древнего, нижнего и среднепалеозойского возраста. Он сложен гипербазитами, габброидами, диабазами, спилитами и кремнистыми сланцами, тектонически контактирующими между собой и с подстилающими толщами. Эти образования, генетически чуждые породам палеозоя, составляющим нормальный стратиграфический разрез западного склона складчатой области, образуют сложно дислоцированный аллохтон, слагающий вершины и склоны гор Крака.

Структура пород аллохтона резко отличается от тектоники палеозойских образований автохтона. Она состоит из пород, свойственных зоне активной окраины континента. Раньше их считали эвгеосинклинальными образованиями. Это крайне интенсивно и сложно дислоцированные, сильно раздробленные и брекчированные толщи. В отличие от отложений автохтона не образуют сколько-нибудь выдержанных по простиранию стратиграфических горизонтов или закономерно построенных складчатых структур. Высокая степень перемятости, мозаичное, лоскутное размещение в плане пород разного возраста и вещественного состава; широкое развитие милонитов и глыбовых горизонтов, все это свидетельствует о мощных тектонических напряжениях, существовавших при формировании Кракинского шарьяжа.

Изложенные представления о геологии северной части Зилаирского синклинория позволяют оценивать **перспективы нефтегазоносности** данной структуры Южного Урала с иных позиций, чем это было принято. Если ранее предполагалось, что гипербазиты массивов Крака

внедрились в толщу палеозойских пород Зилаирского синклинория и, следовательно, могли разрушить существовавшие здесь ранее залежи нефти и газа, то сейчас можно утверждать, что процессы вариссийского тектогенеза не были губительными для скоплений углеводородов в этом регионе. В приведенных реконструкциях теряет основу и представление об интенсивной раздробленности ложа Зилаирского синклинория на многочисленные мелкие блоки, с которыми некоторые исследователи связывали происхождение гипербазитовых массивов Крака.

Указанным представлениям о геологии Зилаирского синклинория противопоставляется относительно простая и спокойная складчатая структура осадочных пород палеозоя субплатформенного типа, сформировавшихся на жестком архейско-нижнепротерозойском кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы. Следовательно, общая геологическая ситуация рассматриваемой территории Урала с традиционных представлений о перспективности региона является благоприятной для скоплений в ее недрах углеводородного сырья. Так, ордовикские отложения здесь сложены в основном кварцевыми песчаниками, мощность которых изменяется от нескольких до 100–150 м. Отдельные прослои песчаников, обладающие, по нашим данным, пористостью до 30–35%, могут служить коллекторами для скоплений нефти и газа. Среди пород силура потенциально нефтегазоносными следует считать доломиты лландовери и лудлова. Толща глинистых сланцев венлока (не содержащих органическое вещество) может служить надежной крышкой, предохраняющей залежи от разрушения. Мощные рифогенные известняки нижнего девона, обнажающиеся в районе г. Белорецка, в южном направлении, по-видимому, погружаются под покрывающие их средне-верхнедевонские отложения и более древние породы Кракинского шарьяжа (см. рис. 112). Поиски нижнедевонских рифов представляют большой интерес для нефтяников, так как с погребенными рифами разного возраста в различных геологических регионах обычно связаны богатые скопления нефти и газа. Средне- и верхнедевонские отложения (до франских включительно), слагающие субплатформенный разрез Зилаирского синклинория, связаны общностью фаций с одновозрастными породами восточной окраины Восточно-Европейской платформы, региональная нефтегазоносность которых известна для обширных площадей Урала и Поволжья. В разрезе девона Зилаирского синклинория в качестве потенциально нефтегазоносных горизонтов могут быть выделены кварцевые

песчаники такатинских, ваяншкинских, кальцеоловых и чусовских слоев нижнего и среднего девона, а также граувакковые песчаники зилаирской серии фамена верхнего девона. Среди карбонатных пород перспективными на нефть и газ являются трещиноватые, прослоями пористые и кавернозные девонские известняки вязовских, бийских, чеславских слоев, а также франского яруса.

О нефтегазогенерирующих сланцевых толщах Южного Урала

В данном разделе обратим особое внимание не только на традиционные источники углеводородного сырья, но и покажем современное значение присутствия в разрезах палеозоя северной части Зилаирского синклинория битуминозных толщ сланцевой текстуры, состав и строение которых позволяют относить их к нетрадиционным запасам. Основными характерными чертами этих образований являются: многокомпонентность состава (кроме преобладающего в количественном отношении карбонатного материала присутствует значительный объем глинистого вещества, свободный кремнезем в концентрациях 10–15% и органическое вещество – 3–5%); определенные структурные особенности, в частности тонкослоистость и сланцеватость.

Известно, что главным источником углеводородов продуктивных комплексов палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции считаются битуминозные породы доманика (франский ярус верхнего девона), а также приравненные к ним образования, известные как доманикиты либо доманикоиды. В Зилаирском синклинории к нефтегазогенерирующим формациям сланцевого типа относится и инфрадоманик – доманикит эйфельского яруса среднего девона, который неизменно присутствует в составе субплатформенного палеозоя всего территориального объекта. Они имеют площадное размещение на территории Башкирии в пределах Бельской впадины Предуралья до д. Мурадымово, где вскрыты скважиной в Мурадымовском ущелье.

Присутствуют доманикиты среднего девона и под надвигами в пределах восточной части Юрюзано-Сылвенской впадины Предуралья. Здесь, по данным Ю.В. Казанцева и др. [1999], со ссылкой

на Н.П. Малахову, скв. №281, пробуренная в 5 км к востоку от с. Су-роямский Бугор (р. Суroyам), на глубине 593,4 м вскрыла палеозойские черные кремнистые известняки. Они располагаются ниже полосчатых мигматитов древнего тараташского комплекса, и вниз по разрезу на глубине 645 м сменяются серыми коралловыми известняками живетского и нижнефранского ярусов. Ниже, в интервале 719–892,9 м вновь обнаружены аналогичные интервалу 593,4–645 м черные кремнистые известняки, доломитизированные и переполненные кониконхиями. Скорее всего, это доманикит среднедевонского возраста [Камалетдинов и др., 1981; Казанцев и др., 1999].

Но освоение инфрадоманика при современном состоянии технологии извлечения, считается нерентабельным и экологически небезопасным. Показательны в этом плане данные В.П. Якуцени, А.М. Жарков и Ю.Э. Петрова [2012], согласно которым себестоимость сланцевого газа зависит от геологических условий конкретного объекта и оценивается экспертами на уровне – от 150 до 300 дол./тыс. м³, что в 5–10 раз дороже, чем себестоимость добычи традиционного газа. Кроме того, добыча сланцевого газа отрицательно сказывается на экологии окружающей среды, прежде всего, ухудшается качество питьевой воды. Потому во Франции в 2011 г. сенат проголосовал за запрет применения метода гидроразрыва пласта, используемого при его добыче. Примерно также относятся к этой проблеме в Германии. Однако страны с дефицитом энергосырья проявляют повышенный интерес к возможности разработке нетрадиционного сырья. К таким странам относится Испания, где выделен мощный перспективный комплекс подобных пород и где планируется бурение оценочных скважин на оконтуривание газсланцевых толщ. Большие запасы сланцевого газа выделены в Польше, где в Гданьской впадине уже получен первый приток. В России же к наиболее крупной по площади распространения газсланцевых формаций относят баженовскую свиту Сибири, упомянутую выше доманиковую Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, кумскую и хадумскую свиты Северного Кавказа. По оценкам ВНИГРИ, в общем Россия обладает прогнозными ресурсами сланцевых углеводородов: нефти – 11,3 млрд т, газа – 9,5 трлн м³. Лидером в освоении сланцевого газа, как известно, является США. Промышленная добыча его здесь началась в 2002 г. и уже достигла 23% от общей добычи природного газа. Технологией добычи углеводородов из сланцевых толщ интересуются многие страны, в том числе Китай и Индия.

Как пишут, углеводороды сланцевых толщ не могут активно перемещаться лишь под влиянием создаваемых бурением техногенных депрессий. Необходимы дополнительные воздействия на содержащие их пласты, что, естественно, удорожает и стоимость разработки. Вместе с тем известно, что площади их распространения значительно превышают занятые традиционными источниками. Поэтому сланцевые толщи в настоящее время приобретают все возрастающий интерес.

Подобные проблемы беспокоят общественность и экологов, в том числе и Башкирии. Но, с нашей точки зрения, усилия ученых должны быть направлены на поиски и разработку таких технологий и методов, которые были бы не только безопасны для окружающей среды и населения, но и по возможности стать полезными обществу. В настоящее время такие идеи возникают [Казанцева, 2013].

Как известно, методика освоения сланцевых углеводородов, используемая Америкой, основана, во-первых, на применении горизонтального бурения, что способствует возрастанию техногенных нагрузок именно тангенциальной направленности, а во-вторых, базируется на эффективности метода гидроразрыва пластов. В этом случае мощный направленный поток воды не только обеспечивает образование углеводородов из органического вещества, но и способствует расчленению сланцевых пород на множество пластинок, перемещения которых создают дополнительную энергию и способствуют образованию коллекторов.

Известно, что при освоении любых природных ресурсов используются фундаментальные знания, в том числе и теоретические разработки в области происхождения каждого из видов полезных ископаемых. Углеводороды не составляют исключения. В этом плане хотим обратить внимание на опубликованную нами работу о происхождении нефти более тридцати лет назад [Казанцева и др., 1982]. В ней доказывались, что мощное боковое давление (тектонические субгоризонтальные напряжения сжатия) приводило не только к формированию локальных структур, но и обеспечивало термобарические условия для физико-химических превращений органического вещества в углеводороды. Механизм образования нефти представляется в следующем виде. Силы бокового давления и повышенные в этих условиях значения температур в периоды максимальных тектонических напряжений достигают определенных участков платформ, вызывая в толще осадков с достаточным количеством органического вещества

преобразование последнего в углеводороды. При достижении максимальных горизонтальных напряжений сжатия происходит скалывание толщ с образованием надвигов, способствующих, с одной стороны, формированию положительных структур, с другой – резкому снижению давлений в зонах разрывов. Таким путем в пределах соседних участков среды создается контрастная обстановка с большим перепадом давления, что способствует увеличению подвижности флюидов и обеспечивает их миграцию и нагнетание из областей больших давлений в зоны малых ее значений. В этом заключается определяющее значение надвигов (и других разрывных дислокаций) как структур, обеспечивающих аккумуляцию и миграцию углеводородов. Разного уровня смещения представляют собой зоны интенсивного дробления, высокопроницаемые для флюидов и газов. Они пользуются широким распространением, обеспечивая «сбор» углеводородов на обширных площадях и по всей мощности осадочного чехла. Это геодинамическая модель нефтегазообразования [Казанцева, 2012]. Представляется, что приведенные выше суждения согласуются с аспектами современной технологии их извлечения.

Доманикиты девона Южного Урала

Поиски сланцевого строения нефтегазогенерирующих толщ в настоящее время приобрели повышенный интерес. Особое внимание привлекают доманикиты, которые относят к нефтегазогенерирующим формациям, и которые пока считают «недооцененными», «нетрадиционными», с трудноизвлекаемыми запасами.

Главным источником углеводородов продуктивных комплексов палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции многие считают битуминозные породы доманика (франский ярус верхнего девона), а также приравненные к ним образования, известные как доманикиты или доманикоиды. Они распространены в пределах платформенной территории Башкирии и частично Предуралья передового прогиба. Особенности их состава, стратиграфическое положение, структурные характеристики и нефтегазогенерирующие свойства детально описаны и многократно опубликованы (Мирчинк и др., 1975; Гурари, 1981, 1984; Неручев и др., 1986; Егорова и др., 1988; Зайдельсон и др., 1990; Илеменова, 2002 и многих др.). Основ-

ными характерными чертами этих образований являются: многокомпонентность состава (кроме преобладающего в количественном отношении карбонатного материала присутствует значительный объем глинистого вещества, свободный кремнезем в концентрациях 10–15% и органическое вещество – 3–5%); определенные структурные особенности, в частности тонкослоистость и сланцеватость; а также депрессионность фациальных условий с фауной *Coniconchia*: *Styliolina* sp. и *Tentaculites* sp. Отмечают особую важность тектонического фактора в процессе их образования. Для баженовской свиты это показано Т.Т. Казанцевой, М.А. Камалетдиновым, Ю.В. Казанцевым и Н.А. Zufаровой [1982], для доманика Башкирии – О.Д. Илеменовой (2002), вообще для глинистых коллекторов – Т.Т. Клубовой (1988) и др.

Вместе с тем давно известно, что на Южном Урале в пределах Башкортостана в среднем девоне (афонинский горизонт эйфельского

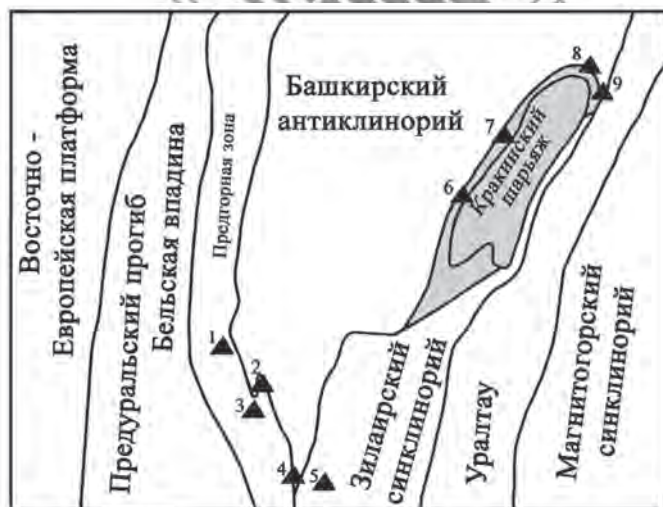


Рис. 113. Тектоническое районирование Южного Урала (территория Башкирии)

1–9 – пункты изучения инфрадоманика: 1 – скв. 1–3 Иштугановская площадь (по В.А. Балаеву и др.); 2 – р. Белая, д. Акбута (по А.П. Тяжевой и М.А. Камалетдинову); 3 – скв. №1 Таушская антиклиналь; 4 – д. Степановка (Сюрень); 5 – д. Мурадымово, р. Большой Ик; 6 – р. Кайнуй; 7 – д. Узян; 8 – д. Новобельский; 9 – д. Шигаево; затемненный участок – предполагаемая площадь распространения погребенного инфрадоманика северной части Зилаирского синклинория

яруса) достаточно широко распространены отложения, которые всегда считались литологофациальным аналогом франского доманика. Их называют инфрадомаником. Они описаны в единичных пунктах восточной зоны Предуралья и во многих в северной части Зилаирского синклиория (рис. 113).

В пределах Бельской впадины Предуральского передового прогиба эти отложения известны в нескольких пунктах. На р. Зиган инфрадоманик представлен тонкослоистыми известняками мощностью около 8 м. Его наблюдали также у д. Иштуганово (пункт 1 на рис. 113), где он выражен толщей чередующихся серых органогенно-обломочных известняков и темноокрашенных битуминозных глинистых сланцев. Среди внушительного комплекса среднедевонской фауны большим развитием пользуются *Tentaculites* sp. и *Styliolina* sp. Мощность афонинского горизонта здесь 15–25 м (Микрюков, 1964). Не исключают, что в разрезах Кинзебулатова, Стерлибашева, Сараева, Давлеканова пачка темно-серых битуминозных аргиллитов с пеллециподами и птероподами, залегающая в верхней части бийского горизонта, также является инфрадомаником. Согласно А.П. Тяжевой (1964), отложения инфрадоманика изучены в бассейнах рек Нугуш и Урюк, протягиваясь на север до р. Зиган, а также в широтном течении р. Белой у д. Акбута (пункт 2 на рис. 113). Здесь в этом горизонте широко развиты известняки, мергели, известково-глинистые и кремнистые сланцы, содержащие большой комплекс фауны, характерный для этого горизонта. Особое внимание также отдается *Tentaculites* sp. и *Styliolina* sp. Мощность отложений до 170 м. Южнее, в своде Таушской антиклинальной структуры (пункт 3 на рис. 113), пробурена скв. №1, которая начата в песчаниках сакмарского яруса нижней перми и до глубины 1605 м вскрыла разрез палеозоя в нормальной стратиграфической последовательности вплоть до турнейского яруса нижнего карбона. После тектонического нарушения вновь вошла в сакмарские породы, под которыми перебурила ассельские, каменноугольные, девонские и силурийские толщи. Остановлена скважина в породах ашинской свиты венда. В интервале глубин 3476–3537 м вскрыты образования афонинского горизонта эйфельского яруса среднего девона (инфрадоманик), представленные темноокрашенными глинистыми известняками с многочисленными кониконхиями и *Vuchiola* sp. Кроме перечисленных пунктов, М.А. и Р.А. Камалетдиновыми (1961) описан разрез девонских отложений в среднем течении р. Малый Ик, в 1 км севернее д. Степановка

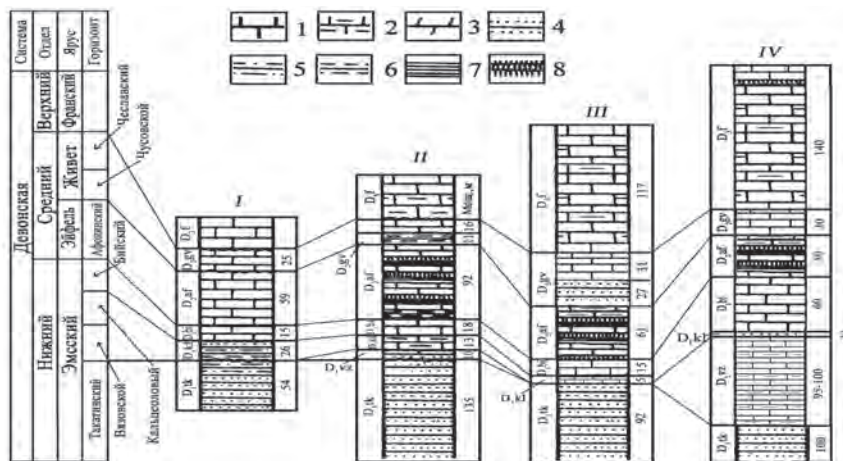


Рис. 114. Схема сопоставления девонских отложений в районе предгорной зоны Предуралья

I – р. Нугуш, скв. 1–3 Иштугановской площади (по В.А. Балаеву и др.); II – р. Белая, д. Акбута (по А.П. Тяжевой, М.А. Камалетдинову); III – скв. №1 Таушской площади (по М.А. Камалетдинову и А.Ш. Кудашеву, 1968); IV – д. Степановка, р. Малый Ик (по М.А. и Р.А. Камалетдиновым, 1961). 1 – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – доломиты; 4 – песчаники; 5 – алевролиты; 6 – аргиллиты; 7 – глинистые сланцы; 8 – кремни

(пункт 4 на рис. 113), где также присутствует инфрадоманик. Он представлен известняками темно-серыми, тонкостойстыми, с прослоями кремней, с *Styliolina* sp., *Tentaculites* sp., а также *Amphipora ramosa* Phill. Наблюденная мощность около 50 м. Известно также, что в долине р. Большой Ик инфрадоманик обнаружен скважиной Мурадымовской №18 (пункт 5 на рис. 113). Здесь на забое (глубина 2380–2430 м.) также присутствует афонинский горизонт среднего девона, представленный темно-серыми и черными глинистыми известняками, участками окремнелыми, с многочисленными кониконхиями. Схема сопоставления инфрадоманика в восточной части Предуралья показано на рис. 114.

В составе субплатформенного палеозоя Зилаирского синклинария неизменно присутствует инфрадоманик – доманикит зйфельского яруса среднего девона, а также вязовской горизонт, близкий ему по битуминозности и характеру строения. Мы считаем эти два горизонта наиболее перспективными объектами на поиски месторождений углеводородов.

На территории Башкирии, в пределах северной части Зилаирского синклиория, нами закартировано площадное распространение данных горизонтов (см. рис. 113). Приведем их обобщенное описание.

Афонинский горизонт (инфрадоманик) имеет значительное распространение. Темная окраска, тонкослоистая структура, битуминозность, развитие глинисто-карбонатных сланцев и линз кремней позволяют уверенно выделять породы афонинского горизонта среди сравнительно однообразных карбонатных осадков среднего девона. Они залегают на подстилающем бийском горизонте согласно. Граница между ними проводится по появлению известняков с прослоями, переполненными *Coniconchia*. Отложения афонинского горизонта изучались нами в разрезах по рекам Кайнуй и Узян, у деревень Новобельской и Шигаево, в долине левого берега р. Белой, в 1,5 и 3,3 км южнее окраины д. Узян и в других пунктах.

На правом берегу р. Кайнуй этот горизонт сложен известняками темно-серыми и серыми, тонкослоистыми, часто глинистыми. Отдельные тонкие (0,03 м) прослойки известняков чередуются с глинисто-карбонатными сланцами. Отмечены прослои (до 0,1 м) темных афанитовых кремней, с мелкими пустотками выщелачивания и последующего ожелезнения. На плоскостях наслоения встречаются многочисленные *Styliolina* sp. и *Tentaculites* sp. В 80 м ниже кровли афонинского горизонта залегает 1,5-метровый слой желтовато-серого, средне-зернистого кварцевого песчаника. Породы смяты в мелкие складки, мощность их 286 м (рис. 115).

В разрезе р. Узян на толстослоистых темно-серых известняках с фауной бийского горизонта залегают известняки серые, тонко-, реже мелкозернистые, тонкослоистые, участками перекристаллизованные, с прослоями, переполненными *Styliolina* sp., *Tentaculites* sp. Встречаются прослои глинисто-карбонатных сланцев, светлоокрашенных, листоватых. Толщина слоев 1–20 мм. Мощность афонинских отложений здесь 126 м (рис. 116, 117).

На среднедевонский возраст известняков, обнажающихся в 3,3 км южнее д. Узян, указывают находки *Stromatopora* sp., *Caliapora* sp. (ex. gr. *elegans* Sok.), *Mansuyphyllum* sp., *Heliophyllum* sp., а также *Alveolites* sp., *Aulopora* sp., *Syringopora supragigantea* Sok., *Arcophyllum typus* Mark., встреченные в 100 м западнее предыдущего пункта. Аналогичный литологический состав и фаунистическая характеристика отличают афонинский горизонт и в других разрезах рассматриваемого района.



Рис. 115. Афонинский горизонт среднего девона в разрезе р. Кайнуй



Рис. 116 и 117. Сланцы инфрадоманика в разрезе «Узян»

К.И. Андрианова и Н.Я. Спасский указывают на присутствие афонинского горизонта в разрезах по рекам Кага и Кайнуй, где он представлен темно-серыми глинистыми известняками, с прослоями кремней, кремнистых и известковых сланцев, заключающих *Thamnopora* sp., *Alveolites* ex gr. *cavernosus* Lec. и *Coniconchia*. Мощность афонинского горизонта в северной части Зилаирского синклинория 12–286 м.

Большой интерес представляет и вязовской горизонт эмского яруса нижнего девона, который в некотором роде близок по структуре и составу к афонинскому. Здесь сланцеватость характерна лишь



Рис. 118. Вязовский горизонт эмского яруса нижнего девона на восточной окраине д. Кага

для отдельных участков разреза, но битуминозность проявлена более четко. Отличительной особенностью его является широкое развитие фауны остракод, которые часто слагают остракодовые слои (рис. 118).

Вязовский горизонт залегает на ваяншинском с постепенным переходом. Нижняя граница проводится в основании карбонатной толщи, содержащей подчиненные прослои глинистых сланцев и песчаников. Характерной особенностью литологического состава является подавляющее преобладание известняков битуминозных, тонкокристаллических, темноокрашенных, часто глинистых, слоистых и плитчатых.

В разрезе по р. Кайнуй ваяншинские песчаники вверх по разрезу постепенно переходят в глинисто-карбонатные отложения вязовского горизонта, представленные здесь толщей темно-серых, слоистых, глинистых известняков. Отдельные прослои переполнены гигантскими (до 3 см) остракодами: *Moelleritia barbotana* (Schm.) и *M. moelleri* (Schm.) Характерно раскалывание известняков по бугристым плоскостям наслоения, к которым и приурочены скопления остракод. В нижней части толщи встречено два прослоя желтовато-серых мелкозернистых кварцевых песчаников мощностью 1 и 1,5 м, литологически не отличающихся от ваяншинских. Мощность вязовского горизонта в разрезе р. Кайнуй 240 м.

В разрезе по р. Узьян вязовской горизонт разделяется на две толщи. Нижняя из них представлена известняками темно-серыми, почти черными, тонко- и мелкозернистыми, прослоями глинистыми, значительно битуминозными, с бугорчатыми и узловатыми поверхностями напластования. В этой толще встречаются маломощные (до 15 см) прослои глинистых сланцев, темно-серых, листоватых, сильно разрушенных и алевроитовых аргиллитов, зелено-серых, густо трещиноватых, «оскольчатых». Толща характеризуется обилием остракод, размерами от долей миллиметра до 4 см. Крупные остракоды сконцентрированы послойно. Мелкие остракоды переполняют все разновидности известняков этой толщи.

Здесь нами собраны: *Moelleritia bartotana* (Schm.), *M. sp.*, *Aparchitellina domratchevi* Pol., *A. adrianovae* Pol., *A. ex gr. decorata* Pol., *A. irgislensis* Rozhd., *Clavofabellina abunda* (Pol.), *Pribylites* (*Parapribylites*) *aff. laminosus* Rozhd., *Pr. (Parapribylites) sp.*, *Gravia sp.*, *Selebratina sp.*, *Evlanella fregis* Pol., *Knoxiella inserica* Pol., *Janetina aff. thecoidea* Rozhb., *Uchtovia aff. egorovi* Pol., *Cavellina indistincta* Pol., *C. clara* Pol., *Microcheilinella kordonica* Pol., *M. aff. kordonica* Pol., *Samerella reversa* (Pol.), *Bairdiocypris aff. biesenbachi* Komm., *Healdianella sp.*, *Carbonita grandis* Pol., *Parabairdiocypris aff. holuschurmensis* (Pol.), *P. sp.* Мощность нижней толщи 220 м (рис. 119).

Верхняя толща представлена известняками темными, тонкозернистыми и битуминозными с отдельными прослоями более светлой окраски и афанитовой структуры. Наблюдается окремнение в виде линзообразных прослоев и участков неправильной формы. В низах этой толщи встречены остракоды: *Moelleritia sp.*, *Aparchitellina adrianovae* Pol., *A. domratchevi* Pol., *A. irgislensis* Rozhd., *Clavofabellina abunda* (Pol.), *Cavellina indistincta* Pol., *C. clara* Pol., *Samerella reversa* (Pol.), *Parabairdiocypris cf. holuschurmensis* (Pol.), *P. sp.* Мощность верхней толщи 176 м.

Состав вязовского горизонта, вскрытого горными выработками в 3,5 км севернее д. Новобельский, аналогичен тому, что описан в разрезе по р. Узьян. Здесь преобладают известняки слабо глинистые, почти черные, тонкозернистые, трещиноватые, с многочисленными мелкими остракодами: *Aparchitellina domratchevi* Pol., *Clavofabellina abunda* (Pol.), *Cavellina indistincta* Pol., *C. clara* Pol., *Microcheilinella kordonica* Pol., *Carbonita grandis* Pol., *Parabairdiocypris aff. holuschurmensis* (Pol.). Мощность его в этом разрезе 110 м.



Рис. 119. Вязовской горизонт эмского яруса на берегу Узынского пруда.
Вставка – деталь обнажения с крупными остракодами

На восточном крыле Зилаирского синклиниория, в разрезе у д. Шигаево, вязовской горизонт выделен нами впервые. Поэтому приведем его описание подробнее. Данные породы обнажаются в 10 м выше кварцевых песчаников ваяшкинского горизонта. Здесь последовательно снизу вверх залегают:

1. Пачка из трех типов известняков, переслаивающихся между собой: а) серых, слабо глинистых, мелкозернистых, среднеплитчатых; б) почти белых, тонкоплитчатых, рыхлых, мучнистых; в) темно-серых, глинистых, очень плотных, афанитовых и тонкокристаллических, среднеплитчатых, с мелкими перекристаллизованными раковинами остракод. Мощность прослоев светлых известняков до 0,7 м, темных – до 0,4 м. Для всей пачки характерны крупные прожилки и пустоты, залеченные крупнокристаллическим белым кальцитом. Мощность 75 м. Задерновано 30 м.

2. Известняки светло-серые, в основном мелкозернистые, среднеплитчатые, участками со значительным развитием структур перекристаллизации до среднекристаллических 4 м. Задерновано 4 м.

3. Известняки глинистые, серые, афанитовые, плотные, очень крепкие, с запахом сероводорода в свежем сколе 20 м. Задерновано 20 м.

4. Известняки светло-серые, тонко- и мелкозернистые, тонкослоистые, трещиноватые – 40 м.

5. Известняки глинистые, темно-серые и серые, тонкозернистые, среднеплитчатые, с массой мелких остракод. Отмечено инкрустирование стенок пустот и выполнение трещин, секущих породу поперек слоистости, белым кальцитом. Мощность 35 м.

6. Известняки светло-серые и кремово-серые, глинистые, тонкозернистые, плотные и крепкие, с крупными остракодами *Moelleritia barbotana* (Schm.) – 7 м.

7. Известняки светло-серые, с редкими *M. barbotana* (Schm.) – 45 м.

8. Известняки серые, тонкоплитчатые, тонко- и мелкозернистые, с участками перекристаллизации до среднезернистой структуры, с множеством трещин и пустот, выполненных крупнокристаллическим кальцитом – 30 м.

Общая геологическая ситуация названного синклиория, особенности его строения, повышенная битуминозность пород всего палеозоя, сланцевая структура отдельных горизонтов (в частности, афонинского и частично вязовского), наличие слоев, обладающих коллекторскими свойствами, и пород-покрышек позволяют рекомендовать данную территорию как перспективную на поиски углеводородных залежей. Особое внимание уделено инфрадоманику, который рассматривается как нефтегазогенерирующий объект, аналогичный доманику франского яруса верхнего девона. Акцентируется внимание на его площадном распространении и запечатывании непроницаемыми породами офиолитового аллохтона гор Крака, который сложен гипербазитовыми телами сравнительно небольшой мощности. Они в краевых и подошвенных зонах серпентинизированы и полностью превращены в серпентиниты. Основным породообразующим минералом серпентинитов является серпентин, который, согласно структуре его кристаллической решетки, обладает свойствами высокой степени непроницаемости.

О нефтегазогенерирующем сланцевом горизонте пермского возраста на примере горы Янгантау

Уникальный геологический памятник природы Башкортостана «горячая» гора Янгантау содержит источники лечебной основы одноименного курорта республики. В вершинной части горы известно

пять площадок, где из недр просачиваются целительные горячий пар и газы. Возникновение залежей их обусловливается несколькими природными факторами: геоморфологическим, вещественно-стратиграфическим, гидрогеологическим и структурно-тектоническим. Взаимодействие названных факторов создает неповторимость природного объекта. Остановимся на наиболее характерных особенностях каждого из них.

I. Геоморфологический фактор. Гора Янгантау представляет собой возвышенность, вытянутую с юго-запада на северо-восток вдоль правого берега р. Юрюзань между деревнями Чулпан и Ильтаево Салаватского района РБ. Сеть оврагов расчленила ее на отдельные плоские вершины. Абсолютная отметка вершины 416 м, подошвы – 252 м над уровнем моря. Обращенная к р. Юрюзань сторона горы имеет крутой, участками обрывистый склон, спускающийся к самому руслу реки. Породы здесь сильно трещиноваты, потому склон хорошо продуваем.

II. Вещественно-стратиграфический фактор. Гора Янгантау и ее окрестности сложены преимущественно битуминозными сланцами янгантауской свиты артинского яруса перми. С поверхности образования пермской системы рассматриваемого региона изучены В.Д. Наливкиным, Н.М. Страховым, Г.А. Дмитриевым, А.И. Осиповым, Н.Г. Чочиа, С.М. Домчаревым, С.В. Максимовой, К.А. и Л.А. Миловидовыми, Г.В. Вахрушевым и мн. др. Эти отложения в пределах Юрюзано-Сылвинской депрессии подвержены значительным фациальным изменениям: более глинистые и известковистые распространены в юго-западной части района, к востоку и северо-востоку они сменяются песчаниками и конгломератами. Представлены двумя подъярусами: нижним, по фауне фузулинид соответствующим бурцевскому и иргинскому горизонтам, и верхним, куда входят саргинский и саранинский горизонты.

Отложения бурцевского и иргинского горизонтов Н.Г. Чочиа и С.М. Домрачев выделили в бальзякскую свиту песчаников и конгломератов [Наливкин, 1950]. Бальзякская свита обнажается у подножья горы Янгантау, прослеживаясь полосой от устья р. Урдали в направлении на северо-восток. В южной части Месягутовской антиклинали в ее составе преобладают среднезернистые песчаники с линзами конгломератов, которые севернее д. Чулпан достигают значительной мощности. По данным Г.В. Вахрушева 1954 г., здесь

среди конгломерата встречаются очень крупные глыбы известняков размером до $2 \times 5 \times 10$ м. Их В.Д. Наливкин отнес к олистолитам в составе олистрострома (рис. 120, 121). Общая мощность данного горизонта колеблется от 100 до 200 м. В районе устья р. Урдали бальзякская свита представлена глинистыми сланцами с прослоями мергелей и песчаников. К востоку от р. Юрюзань в составе свиты возрастает роль конгломератов, наиболее мощный слой которых появляется в основании свиты на меридиане с. Турнали. Верхняя часть бальзякской свиты сложена преимущественно аргиллитами с прослоями мергелей и песчаников. Мощность ее по р. Юрюзани 100–180 м.

Залегающую над породами бальзякской свиты толщу битуминозных мергелей Н.Г. Чочиа и В.Д. Наливкин назвали янгантауской свитой. Она прослеживается полосой вдоль северного склона хребта Каратау, на крыльях Мееягутовской и Юкаликулевской антиклиналей. Лучшие обнажения ее известны на р. Салдаш, на горах Куткантау, Янгантау, Кантунтау, по рекам Юрюзань и Ай. Названная свита сложена в основном темно-серыми, иногда почти черными битуминозными мергелями, которые, согласно современным представлениям, могут рассматриваться как нефтегазогенерирующие.

Некоторые их называли горючими сланцами. Другие возражали на том основании, что битуминозное вещество присутствует в малых количествах. Называли цифры 3–5%, в отдельных участках – до 12%. Наиболее полная характеристика их содержится в работе Н.М. Страхова и А.И. Осипова [1935], по данным которых однородная мергельная толща по направлению на восток принимает облик типичного флиша.

Породам янгантауской свиты присуща сланцеватость. Одной из характерных черт янгантауской свиты является своеобразная слоистость, названная «линзослоистостью». Сущность ее в том, что порода состоит из чередующихся полосок различной окраски, представленных линзами в 1–2 мм толщиной и от 1–2 см до нескольких десятков сантиметров в длину. Другая разновидность мергелей характеризуется тонкослоистостью. Порода состоит из тесно сближенных, чрезвычайно тонких (доли миллиметра), прямолинейных, черной окраски микрослоев, между которыми располагаются более светлые слои. По Г.В. Вахрушеву, в западной части горы Янгантау в обнажениях также представлены две основные разности битуминозных мергелей:



Рис. 120, 121. Деформированные олистолиты известняка в бальзякской свите.
Правый берег р. Юрюзань, ниже д. Чулпан

тонкослоистые, часто листоватые (толщина слоев от 1 мм до 1 см) и массивные (толщина линз от 10 см до 5–10 м). Массивные мергели местами обнаруживают окремненность и пиритизацию. Цвет, как тонкослоистых, так и толстослоистых мергелей в большинстве случаев темно-серый.

Тектурные особенности пород янгантауской свиты отображены автором данной публикации на photographиях, заснятых при вещественно-структурных исследованиях конца девятнадцатого – начала двадцатого века (рис. 122, 123). Помимо обычной сланцеватости наблюдается линзовидная и волнистая сланцеватость.

На горах Салдаш и Куткантау обнажена только верхняя часть свиты. Здесь прослой глинистых сланцев и песчаников отсутствуют, но встречаются редкие прослой мергелей и известняков с фауной. Восточнее, на горе Янгантау, появляется несколько маломощных прослоев глинистых сланцев, а еще дальше к востоку, на горе Кантунтау этими глинистыми сланцами уже сложена значительная часть разреза. Вероятно, это те породы, которые рассматриваются в настоящее время как источник сланцевого газа. На горе Янгантау часто отмечаются участки пород, окрашенные в красные тона, что многими расценивается как «обжиг» битуминозных мергелей и покрывающих их пород. Следует заметить, однако, что красный цвет пород хорошо



Рис.122. Линза кремней среди сланцев янгантауской свиты на восточном склоне горы Янгантау

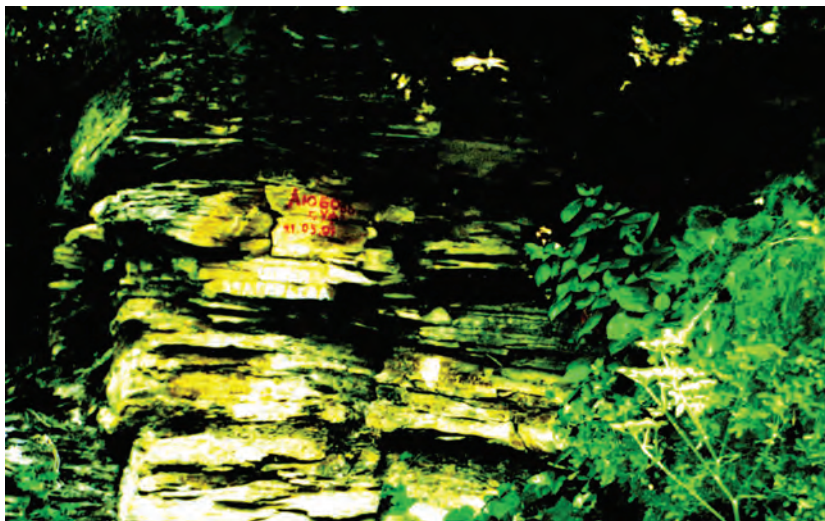


Рис. 123. Сланцы янгантауской свиты на склоне горы Янгантау

объясняется и переходом лимонита в гематит, ассоциирующегося с зонами тектонических нарушений.

Мощность свиты в южной части Месягутовской антиклинали достигает 200 м, на горе Янгантау – 260 м, а на горе Кантунтау (ниже устья р. Урдали) – 340 м.

Присутствуют грубообломочные текстуры. Характерна повышенная трещиноватость.

По данным Н.М. Страхова и А.И. Осипова [1935], битуминозные мергели гор Куткантау, Салдаш, Янгантау представляют собой огромную линзу, которая выклинивается в обе стороны на запад и на восток. На запад она переходит в органогенно-обломочные известняки (частью битуминозные), на восток – в толщу обломочных пород (песчаники и глины) флишевого типа. Протяжение собственно мергельной части этой линзы измеряется примерно 40 км. Собственно в этом регионе соблюдается одна из важнейших особенностей передовых прогибов, заключающаяся в закономерной смене формаций по латерали от платформы к складчатой области: рифовой, карбонатной, депрессионной (сланцевой), флишевой [Казанцев, 1984].

Выше битуминозных мергелей янгантауской свиты И.Г. Чочиа и В.Д. Наливкин выделили тандакскую свиту песчаников и кремнис-

тых известняков. Свита прослеживается от д. Малой Биянки, вдоль северного склона хребта Каратау, по обоим крыльям Месягутовской антиклинали вплоть до р. Тандак, северо-восточнее Месягутово и на северо-западном крыле Юкаликулевской антиклинали. Отличительным признаком является присутствие пачек и линз кремнистых известняков среди песчано-сланцевых отложений. По нижнему пласту этих известняков проводится граница свиты. Непосредственно на горе Янгантау на свите битуминозных мергелей залегают переслаивающиеся песчаники, кремнистые и глинистые сланцы, мергели, отнесенные к нижней части тандакской свиты. В пограничной зоне присутствуют линзы кремнистых известняков. В ней также присутствует органическое вещество, но в количестве меньшем, чем в янгантауской свите. Мощность прослоев песчаников от 20 до 50 см, сланцев – 2–3 м. Во многих местах отмечается мелкая складчатость с разрывами сплошности слоев. Вероятно, они синседиментационного происхождения.

Итак, в составе янгантауской свиты преобладают карбонаты (кальцит и доломит), глинистое вещество, в кластическом материале терригенных разновидностей достаточно много кремнезема, а также органическое вещество, содержание которого в породах в основном 3–6%, иногда достигает 10 и более процентов. Характерно сланцевое строение.

Мы видим, что особенности состава и строения янгантауской свиты укладываются в понятие «доманикиты» [Казанцева, 2013].

III. Гидрогеологический фактор. На уровне р. Юрюзань, в подошвенной части горы Янгантау, расположена единая водоносная зона с активной циркуляцией в верхних частях. Эта зона разделяется на отдельные водоносные интервалы. Многочисленные выходы подземных вод у р. Юрюзани имеются у подножья горы Янгантау, между с. Чулпан и резким изгибом реки выше по ее течению. Они представляют собой либо крупные пластовые тела, либо отдельные источники. Считают, что выходы вод не поднимаются выше 1–2 м от меженного уровня реки и затопляются в период весеннего паводка. Воды минерализованные, гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые и кальциево-магниевые, иногда слабо радиоактивные, со значением радиации до 17 ед. Махе. С глубиной минерализация вод увеличивается. Области питания описанной водоносной зоны служат выходы янгантауской свиты к северу от горы. Здесь на высоких отметках

расположены совершенно безводные участки водораздельного плато с многочисленными и глубокими логами. Воды, поглощенные этим сильно трещиноватым массивом, продвигаясь в восточном направлении и заполнив Юрюзано-Айскую впадину, разгружаются в избыточной части на берегу р. Юрюзани, под горой Янгантау. Так, скв. 3-К, заложенная на вершине горы на отметке 414,66 м, вошла в водоносную зону на глубине 156,5 м и углубилась в нее на 24,5 м, на абс. отм. 258,16 м. Скв. 2-К заложена на отметке 332,8 м в восточном логу, окаймляющем гору. Общая глубина ее 127,5 м. На глубине 73,23 м она вошла в водоносную зону и вскрыла ее на 53,27 м. Следовательно, примерно 20 м по глубине относится к водоносному горизонту. Химический состав воды по мере углубления в водоносную зону изменялся в сторону увеличения минерализации. На глубине 124,5 м эта скважина вошла в зону замедленной циркуляции.

Таким образом, в подошвенной части горы Янгантау присутствует единая водоносная зона с активной циркуляцией в верхних частях.

По источникам № 3, 8 и скв. 2-К и 3-К В.В. Штильмарком составлена гидрогеологическая схема этой водоносной зоны, на которой отображен сгущенный характер распределения гидроизогипс в верхней его части. Из этого следует, что движение подземного потока осуществляется по направлению к р. Юрюзань. Разгрузка его здесь значительная, что согласуется с особенностями сгущения горизонталей (рис. 124). Пресные источники, как правило, расположены, примерно, на уровне весенних вод р. Юрюзань. Как следствие в период весеннего половодья водоносная зона может частично подпитываться ее водами. На этот период падение гидроизогипс должно быть противоположным, т.е. внутрь горы. Этот поток может разбавлять подземные воды, понижая минерализацию и одновременно охлаждая их.

Кроме пресных источников, часто встречаются и сернистые, которые, как правило, размещены на уровне меженного стояния воды в реке. Среди этих источников отмечены сульфидные воды, сосредоточенные в районе устья восточного лога горы и выше по течению р. Юрюзань. Они обладают малым дебитом (менее 0,1 л/с), колеблющейся температурой и содержанием сероводорода не более 3–4 мг/л. Г.В. Вахрушев указывает, что некоторые источники Янгантау, кроме сероводорода, обладают еще и нефтяным запахом. Известно, что вода пресных источников, вытекающая из-под горы

серы на камнях, выходы сернистых источников имеются и на дне р. Юрюзань.

IV. Структурно-тектонический фактор достаточно полно освещен в работах: Р.И. Нигматулин, Т.Т. Казанцева, М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, А.С. Бобохов [1998]; Р.И. Нигматулин, Т.Т. Казанцева, М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев (1998); Т.Т. Казанцева [2007]; С.Г. Фаттахутдинов, А.И. Конюхов, И.А. Хайретдинов (1976) и др. В них доказывалось, что структурные особенности и современная геодинамика района горы Янгантау определяются ее местоположением в сложном узле тектонического взаимодействия контрастных по составу и строению структур. С одной стороны, это Каратауский аллохтон, с другой – комплекс сравнительно малоамплитудных чешуй южного окончания Юрюзано-Сылвинской впадины Предуральского краевого прогиба. Приводились наиболее характерные черты названных структур. Они следующие. Каратауский аллохтон в современном виде имеет форму скошенной призмы толщиной от 1 до 5 км. Он образован поверхностью Каратауского надвига, Ашинским и Юрюзанским сдвигами. Юрюзанский сдвиг отражен широкой зоной понижений в современном рельефе, что связано с чрезвычайно высокой степенью дробленности и смятости толщ, особенно в узлах его пересечения с фронтальными частями пластин Юрюзано-Сылвинской впадины. Одна из таких зон – Ахуновские дислокации – показана на рис.125–128.

Северо-западный угол Каратауской «призмы» приходится на тот участок Месягутовской пластины, где располагается гора Янгантау. Янгантауские дислокации являются производными смещения Каратауского аллохтона в направлении, противоположном общеуральским движениям. Современная геодинамическая активность данной горы отображена на сеймотектонической схеме Ю.В. Казанцева (рис. 129).

Здесь наблюдается локальный участок эллипсовидного расположения сейсмических значений от 3 до 8 единиц. При этом самые высокие показания находятся на периферии, резко снижаясь к центру. Названный исследователь интерпретировал эту особенность как разрядку сеймонапряжений в районе горы Янгантау, что согласуется с геодинамической моделью происхождения теплового источника Янгантауского феномена.



Рис. 125. Зона смятия у восточной окраины д. Ахуново



Рис. 126. Дробление пород с участием лежачей складки



Рис. 127. Складчато-кластический фрагмент

В геологическом прошлом для территории были характерны проявления высоких значений тепла, как совпадающие с современными термоаномалиями, так и распространенными значительно шире. Древние термоаномалии согласуются с элементами современных структур. Все известные в этой зоне тепловые источники приурочены к зоне влияния Юрюзанского сдвига. Данные А.С. Бобохова о связи современных теплоаномалий и значений палеотемператур с разрывными нарушениями (рис. 130) также подтверждают их тектоническое происхождение.



Рис. 128. Ахунувские дислокации восточнее предыдущего обнажения с участием нескольких видов деформаций: брекчирования, смятия, милонитизации

А – темноокрашенные линзы пород, которые рассматривались В.В. Штильмарком как результат медленного окисления органического вещества, Б – горизонтально залегающие янгантауские бурые мергели, вскрытые закопашкой у основания обнажения

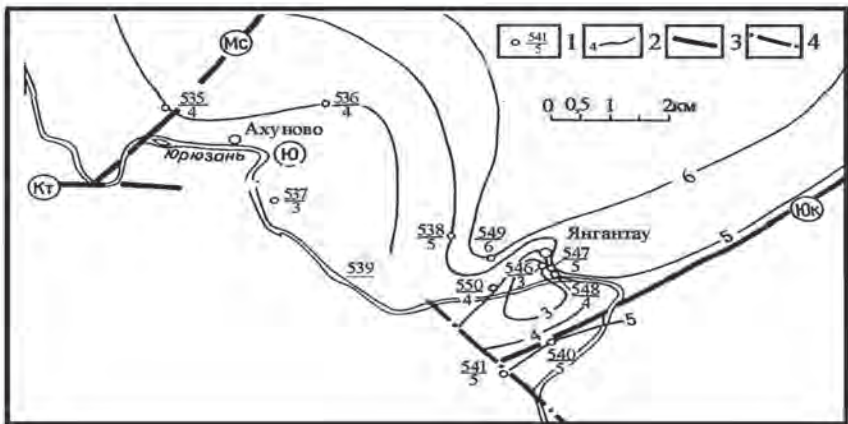


Рис. 129. Характер изолиний сейсмического шума в районе горы Янганта (по Ю.В. Казанцеву)

1 – точки постановки сейсмоприборов: в числителе номер, в знаменателе величина сейсмозума в нанометрах; 2 – изолинии сейсмозума; 3 – надвиги (Кт – Карагауский, Мс – Месягутровский, Юк – Юкаликулевский); 4 – сдвиги (Юрюзанский)



Рис. 130. Схема палеотемпературной зональности нижнепермских отложений района курорта Янгантау (по А.С. Бобохову)

1 – точка отбора пробы и величина J_{165}/J_{470} ; 2 – изолинии равных величин J_{165}/J_{470} , в скобках – соответствующая этому отношению температура прогрева; 3 – Месягутовский надвиг; 4 – разрывные нарушения, предполагаемые по искажениям изотерм; 5 – Юрюзанский сдвиг; 6 – источник Янгантау

Итак, мы обозначили участвующие в «янгантауском феномене» геологические факторы: геоморфологический, вещественно-стратиграфический, гидрогеологический и структурно-тектонический. Определили значение каждого из них. Благоприятность геоморфологического фактора – наличие крутого восточного склона горы, высокая трещиноватость слагающих его пород создают возможность для хорошей продуваемости склона ветрами. Развитие в районе битуминозной толщи сланцевого строения – янгантауской свиты артинского яруса перми, которая может рассматриваться как нефтегазогенерирующая. Наличие разгружающегося в р. Юрюзань водоносного горизонта, обеспечивающего довольно мощный поток воды, являющейся источником пара. Разнообразные компоненты, присутствующие в воде и в породах (силикаты глин, сульфаты, сульфиды, радиоактивные вещества, примеси марганца, ванадия и т.д.), придают целебные свойства пару, а также могут служить катализаторами процесса газовыделений. Обнаружение природного энергетического источника, обусловленного

тектоническими напряжениями горизонтального сжатия, их периодической разрядкой.

О генезисе тепловых аномалий горы Янгантау. Это проблема изучается более двух столетий. Среди наиболее распространенных точек зрения в последние годы дискутируются две: подземный пожар битуминозных сланцев, возникший в результате удара молний (по П.С. Палласу), и геодинамическая модель, в основе которой лежит тектонический фактор. Мы не станем подробно останавливаться на достоинствах и недостатках названных гипотез. Отметим лишь некоторые из них. Гипотеза горения сланцев в результате удара молнии не согласуется с рядом известных к настоящему времени закономерностей, на что уже давно обращено особое внимание В.Г. Вахрушева [1954]. Согласно этому исследователю: «1 – наличие площадок с повышенной температурой к северу от Янгантау и на Куткантау, т.е. там, где каких-либо подземных пожаров нет сейчас и не было раньше; 2 – наличие в районе Янгантау и Куткантау ряда теплых источников с более или менее постоянной температурой 17°–19°; 3 – относительно повышенная радиоактивность от 1 до 1,02 ед. Махе водяных паров и газов на Янгантау и более высокая радиоактивность (17 ед. Махе) теплого источника Кургазак, находящегося в 3 км к югу от Янгантау; 4 – приуроченность всех этих явлений к северо-восточному разрывному нарушению – краю Каратауской структуры. Другие гипотезы, как известно, эти явления не объясняют надлежащим образом. Кроме того, никто и никогда не отмечал наличие продуктов сгорания». Вместе с тем в обнажении янгантауской свиты восточного склона горы В.Н. Пучков и Р.Ф. Абдрахманов [2003] обратили внимание на присутствие темных участков, которые рассматривали как результат выгорания органического вещества. Такие пятна отмечал и В.В. Штильмарк [1960], объясняя их происхождение медленным окислением органического вещества. Мы также наблюдали подобные участки не только здесь, но и в обнажении (скорее всего бальзякской свиты) восточнее д. Ахуново, что зафиксировано на рис. 128, точка А. Как видим, эти темноокрашенные участки изолированы друг от друга и присутствуют в разных местах региона, на разных стратиграфических уровнях. Если же предположить, что внутри горы Янгантау процесс горения происходит, то поскольку на дневной поверхности никаких продуктов сгорания не зафиксировано, следует думать, что

сгорающим веществом не является органическое. Логично думать, что это газ. Но залежей газа здесь также не обнаруживается. Иначе из залежей по скважинам к поверхности поступал бы газ, а выделяется пар.

Мы не случайно рассматривали сланцы янгантауской свиты как возможно нефтегазогенерирующие. Сейчас много говорят и пишут о сланцевом газе, который добывается при использовании особой технологии. Она включает: горизонтальное бурение, гидроразрыв пласта при помощи мощного потока воды (под значительными давлением и температурой), возможно гидрокрекинг (с различного рода катализаторами), а также сейсмическое моделирование. Очевидно, что все перечисленные составляющие технологии добычи газа из сланцев требуют больших энергетических затрат. Этим объясняют стоимость сланцевого газа (технологического), которая значительно выше естественного (природного). Нам представляется, что в соответствии с вышеизложенными представлениями на геологические факторы, фиксируемые в районе данной горы, такие условия могут быть обеспечены и природными особенностями. В таком случае можно предположить, что феномен горы Янгантау основан на естественном механизме, сопоставимом с технологией получения сланцевого газа.

Кроме того, мы неоднократно писали о том, что следует проводить исследования, направленные на поиски новых тепловых площадок в недалеком окружении горы Янгантау. Повторяем. Если справедлива геотектоническая концепция генерации тепла в недрах горы, среди таких участков мы бы назвали район восточнее д. Ахуново. Здесь, на участке тракта Месягутово – Малояз, обнажена представительная зона смятия, вызванного пересечением Юрюзанского сдвига и Месягутовского надвига. Она расположена в крутом обрыве вдоль автодороги на протяжении около 500 м и представлена слоистыми толщами, залегающими под углами от 40 до 80°. Хорошо выраженная слоистость пород благоприятствует наблюдению высокой степени их деформированности. Фиксируются всевозможные причудливые межслоевые дислокации: между моноклинально залегающими пачками располагаются петлеобразные, закрученные, опрокинутые и полностью оторванные от материнских слоев мелкие складки, заключенные в дробленный и перетертый до глинистого состояния субстрат. Прослоям известняка свойственны будинаж и смещения сводов

положительных структур. В отдельных частях обнажения присутствуют бурые пятна ожелезнения, темноокрашенные участки пелитоморфного вещества, которые можно интерпретировать как измененные породы с участием органики (см. рис. 128, точка А). На обочине тракта в основании приведенного обнажения вскрыты слоистые мергели янгантауской свиты красно-бурой окраски, залегающие горизонтально (точка Б на рис. 128). Это означает, что сильно деформированное обнажение располагается аллохтонно на горизонтально залегающих отложениях автохтона. Такое структурное соотношение может оказаться благоприятным для обнаружения здесь бурением новых тепловых площадок.



РАЗДЕЛ V

О ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМАХ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ШАРЬЯЖНО-НАДВИГОВАЯ ТЕОРИЯ

В наши дни в геотектонике господствует доктрина мобилизма, представленная двумя фундаментальными теориями формирования земной коры: новой глобальной (субдукционной) и шарьяжно-надвиговой (обдукционной), объясняющих основные геологические процессы, образование структур и полезных ископаемых каждая со своих особых позиций. Ушла в прошлое геосинклинальная теория, которая развивалась более века и обогатила континентальную геологию рядом закономерностей развития литосферы, являющихся ценным достоянием геологической науки. В большей степени это относится к ее троговому варианту. Однако наиболее используемая в нашей стране фиксистерская модель была уже не в состоянии объяснить полученные новые факты, и потому свои возможности исчерпала. Тектоника литосферных плит, благодаря геофизическим исследованиям и глубоководному бурению в океанах, достаточно хорошо объясняет геологию последних, но не однозначно представляет строение и развитие континентов. Часть ее, касающаяся рождения океанической коры, удовлетворительно согласуется с фактическими данными для стадий растяжения литосферы и может быть успешно использована при рассмотрении этих периодов развития. Что же касается тектонического режима сжатия, то механизм формирования земной коры через субдукцию все еще слишком гипотетичен. По существу, он не удачнее фиксистерской «базификации». В большей степени это относится к проблемам происхождения и развития магматизма. В своих новых публикациях академик РАН Н.Л. Добрецов [2015] сосредоточил внимание на многих противоречиях, несогласованностях и неясностях, присутствующих в работах многочисленных исследователей, в основном зарубежных, список ссылок на которые насчитывает более ста наименований. В них предприняты

попытка объяснить происхождение магматизма довольно сложным путем. Примерно так. Сначала происходит субдукция океанической плиты, а потом на глубине, соответствующей давлению, достаточному для появления эклогитов, заклинивание ее. Затем подвигающаяся плита изменяет направление движения в противоположную сторону. Начинается процесс эксгумации. Он продолжается до тех пор, пока не будут достигнуты глубины, где возможно образование островодужных вулканитов андезитового состава. Они нередко сопровождаются интрузиями диоритов и дайковыми сериями и, согласно субдукционной модели магматизма, образуются из основных магматических пород, участвующих в составе океанической коры. В соответствии с общеизвестными сведениями, андезиты представляют собой эффузивные породы порфировой структуры, как правило, состоящие из плагиоклазов средних составов и темноцветных минералов: пироксенов и амфиболов. В составе последних преобладает роговая обманка. Если ею представлены порфировые выделения, то породу называют адакитами. Примерно так выглядит субдукционная модель магматизма. Ей противопоставляется обдукционная модель происхождения изверженных горных пород, широко развитых в пределах геологически активных зон складчатых областей геологического прошлого. Основными отличительными чертами субдукционной и обдукционной моделей магматизма являются разные методологические принципы и иные методические приемы изучения. Первая из названных моделей основана на принципе актуализма. Ее объектами изучения является молодой магматизм, свойственный преимущественно современным островным дугам. Основная методика изучения базируется на глубинных физико-химических процессах. Потому придается большое значение глубинному фактору, а не тектоническим напряжениям тангенциального сжатия. Вторая следует эволюционным законам развития. Объектами изучения являются активные зоны складчатых областей, где широко развиты продукты магматизма геологического прошлого. Используемые при этом методы основаны на структурных исследованиях, широком формационном анализе и вещественно-структурной методике геодинамических реконструкций. Большое значение придается закономерностям развития земной коры в различных областях геологических знаний, установленным в разные годы многими исследователями, в том числе и авторами обдукционной (шарьяжно-надвиговой) гео-

рии формирования земной коры, разрабатываемой с 1978 г. в Институте геологии УНЦ РАН докторами наук М.А. Камалетдиновым, Ю.В. Казанцевым и Т.Т. Казанцевой при равнозначном участии. Наиболее важными из закономерностей в области структурной геологии являются:

1. Разрывные нарушения в современной структуре активных в геологическом прошлом зон представлены преимущественно **надвигами и сдвигами**. Надвиги являются главными дизъюнктивными дислокациями, определяющими характер и стиль тектоники, а сдвиги – вторичными по отношению к надвигам разрывами сплошности пород.

2. В строении складчатой области участвует сложный комплекс разновозрастных и разноранговых аллохтонов, последовательно надвинутых в сторону платформы. Среди аллохтонных структур выделяются: **тектонические чешуи**, образованные наклонными поверхностями надвигания, **тектонические пластины**, состоящие из нескольких чешуй, объединяемых общей поверхностью смещения и **шарьяжи**, характеризующиеся крупными размерами и большими амплитудами перемещения.

Шарьяжи, их значение и история открытия на Южном Урале

Согласно современным представлениям, **шарьяжи** являются аллохтонными тектоническими телами, образованными пологим надвиганием геовещественных масс на десятки и даже сотни километров. Большие размеры и многокилометровые амплитуды перемещения определяют оторванность их от своих корневых зон, что лишает возможности сохранять первоначальную активность. В таком случае они ведут себя как обычные автохтонные тела, зависящие от общей тектонической обстановки. Шарьяжные структуры во всем мире развиты преимущественно в активных зонах складчатых областей, сложенных разноранговым геологическим веществом от минералов, через породы к формациям, и далее к формационным рядам. Согласно вещественно-структурной методике реконструкции геодинамических режимов Т.Т. Казанцевой [1981, 1983, 1985, 1987, 2004, 2010, 2015], комплексы формаций единого генетического типа

характеризуют этапы, а формационные ряды – полные тектонические циклы. Те и другие образуются в условиях постепенно возрастающего тектонического давления тангенциального сжатия от минимальных до максимальных значений. При этом для первой половины тектонического цикла свойственен эволюционный характер накопления вещества, а для второй – деформационный. Это соответственно эволюционный и деформационный этапы каждого тектонического цикла. Для эволюционного этапа характерно образование изверженных пород с гомодромной направленностью вулканизма, сопровождаемого осадконакоплением определенного для каждой формации состава, а для деформационного – флишенаккумуляция, олистостромообразование и активное надвигание геологических масс. Потому шарьяжные структуры являются принадлежностью деформационных этапов каждого тектонического цикла. Не случайно они приурочены, как правило, к толщам флиша и олистостром.

Изучение шарьяжных структур и их останцов (клиппов) на Южном Урале после длительного периода запрета было возобновлено М.А. Камалетдиновым. Это произошло в начале 60-х годов прошлого столетия в районе Уфимского амфитеатра, где еще в 30-е годы О.Ф. Нейман-Пермяковой выделялись шарьяжные структуры и их тектонические останцы. Затем в тех же местах в пятидесятых годах, по словам Г.А. Смирнова: «На геологической карте южной части Уфимского амфитеатра мной (Г.А. Смирновым. – *Т.К.*) в верховьях рек Ургалы и Урайма на площади гор Вязовой и Маяк-Тау был закартирован выход кремнистых сланцев в окружении обломочных отложений среднего карбона (с запада) и зилаирской свиты (с востока). Кремнистые сланцы были отнесены к силуру. Конечно, такие соотношения толщ на карте выглядят диковато. И когда в эти места приехали геологи из Башкирии И.М. Засадчук, М.А. Камалетдинов и Р.А. Камалетдинов, они подумали, что силурийский возраст кремней был определен ошибочно, что их и побудило поискать органические остатки. Тщательные поиски привели к положительным результатам. В южной части выхода в прослое песчаных пород были встречены брахиоподы верхов ордовика, а в кремнистых сланцах удалось обнаружить граптолиты, свойственные ландоверскому ярусу силура» [Смирнов, 1992, с. 192]. В результате были «реабилитированы» шарьяжи Уфимского амфитеатра. В том же источнике Г.А. Смирнов отмечает, что его «исследования в амфитеатре, в смысле познания

особенностей тектонической структуры этой сложно построенной зоны западного склона Урала» дополнились «новыми данными, в том числе и геофизическими», подтвердив «выделявшиеся здесь и прежде тектонические чешуи» (с. 197). Эти материалы были опубликованы М.А. Камалетдиновым в статье «О клиппенах на Среднем Урале» (Камалетдинов, 1962). Такие же сведения приведены и в журнале «Геотектоника» за 1965 г., где добавлены и данные об аллохтонном залегании рифогенных известняков района Мурадымовского ущелья. Начиная с 1967 г. обнаружение надвиговых структур, доказательства шарьяжной тектоники на Южном Урале проводились совместно с Ю.В. Казанцевым, а с 1968 – с Т.Т. Казанцевой. В это время впервые были доказаны самые крупные на Южном Урале шарьяжи: Сакмарский – на юге, а Кракинский – на севере Зилаирского синклинория. Раньше они считались поднятиями.

Ю.В. Казанцев (в то время начальник геолого-съёмочной партии Стерлитамакской геолого-поисковой конторы) впервые закартировал в пределах Сакмарского «поднятия» ряд тектонических пластин и множество тектонических останцов, залегающих среди зилаирских пород в пограничной к покрову зоне. Выявил и изучил «глыбовые зоны», получившие в дальнейшем определения как олистостромы и меланж. Показал гетерогенность геологических разрезов силурийских образований с выделением среди них трех типов, установил их тектоническое сближение. Описал контактовые зоны сопряжения с подстилающими флишевыми осадками верхнего девона. Результаты изложены в фондовом отчете 1967 г., а также в публикации М.А. Камалетдинова и Ю.В. Казанцева «Об аллохтонном залегании рифейских метаморфических пород в Сакмарской зоне Южного Урала» [1968].

В этот же год Т.Т. Казанцевой, тоже в должности начальника геолого-съёмочной партии, при экспедиционных исследованиях на территории западного склона Южного Урала впервые было доказано, что офиолитовые комплексы гор Крака соответствуют океанической коре геологического прошлого, а структурное положение их является аллохтонным. Это зафиксировано фондовым отчетом 1968 г., публикациями в докладах Академии наук статей Т.Т. Казанцевой и М.А. Камалетдинова «Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала» [1969] и Т.Т. Казанцевой «К стратиграфии зилаирской серии западного склона Южного

Урала» [1970]. В этот же год в сборнике «Полезные ископаемые Башкирии...» вышла статья Т.Т. Казанцевой «Строение и особенности залегания офиолитовой формации на западном склоне Южного Урала». Думаю, что здесь будет уместно процитировать мнение М.А. Камалетдинова относительно установления аллохтонного положения гор Крака: «Один из самых крупных выходов гипербазитов располагается на территории Башкортостана, в северной части Зилаирского синклинория, где слагает горы Крака. В 1968–1970 гг. Т.Т. Казанцева изучает геологию названных гор. Благодаря высокой детальности работ она установила, что по краям и между массивами гипербазитов распространен серпентинитовый меланж, о существовании которого в то время не знали, ошибочно считая, что глыбы кремней являются обнажающимися частями единого пласта большой протяженности. Оказалось, что все выходы пород офиолитовой ассоциации в зоне меланжа: кремни, вулканиты, известняки, сланцы, песчаники – происходят из другой, более восточной формационной зоны и слагают глыбовую брекчию, скрепленную серпентинитовым «цементом». Чтобы доказать это, на сложных узловых участках Т.Т. Казанцева повышает детальность исследований до составления геологических карт масштаба 1:5000 и 1:2000. С такой тщательностью здесь раньше никто не работал. Результат оказался для всех совершенно неожиданным. Она установила, что мощные гипербазитовые массивы гор Крака представляют собой аллохтонные массивы. ... Это было новым словом в уральской геологии» [Камалетдинов, 2007, с. 172–173].

Следом появились и совместные обобщающие публикации М.А. Камалетдинова, Ю.В. Казанцева, Т.Т. Казанцевой: «Складчатые покровы западного склона Южного Урала» (1970) и «Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала» (1970). К этому периоду приурочены и статьи Г.Ф. Селиверстова, И.В. Жилина, В.И. Петрова, А.М. Гогоулана в журнале «Разведка и охрана недр» в 1969 г.; «О тектоническом покрове в восточной части Уфимского амфитеатра» (Доклады АН СССР, 1970); «О пологих надвигах на западном склоне Урала» (журнал «Геотектоника», 1971) и др. В 1971 г. в журнале «Геотектоника» напечатана и статья М.А. Камалетдинова «Шарьяжи Уфимского амфитеатра». В 1972 г. М.А. Камалетдинов защитил докторскую диссертацию на тему «Основные особенности тектоники западного склона Южного Урала».

Наряду с шарьяжами в тот же период образуются и **пластинчато-чешуйчатые серии**, развитые преимущественно в пределах менее активных зон складчатых областей, таких как передовые прогибы и чехлы платформ. Они также образованы надвигами, нередко осложненными сдвигами [Казанцев, 1981]. Проведенные Ю.В. Казанцевым исследования в области структурной геологии показали чешуйчато-надвиговое строение Предуральского передового прогиба, Юрюзано-Сылвинской депрессии с Уфимским амфитеатром, Магнитогорского синклиналия, восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Это позволило выявить ряд важнейших закономерностей структурной геологии и геодинамической истории регионов [Казанцев, 1984, 1992, 1999]. Разрабатываются новые представления на генезис грязевых вулканов, солянокупольных структур, сейсмостектонических явлений, структурную позицию медноколчеданных руд. Обосновывается новая методика картирования дислокаций горизонтального сжатия и др. Проводится сравнительный анализ с регионами Крыма, Кавказа, Карпат. По поводу участия в сравнительном анализе складчатых областей мира о Ю.В. Казанцеве М.А. Камалетдинов в книге «Ученые и время» написал: «В течение трех полевых сезонов Ю.В. Казанцев нашел убедительные доказательства наличия покровных структур, свидетельствующих о принципиальном сходстве тектоники Урала и Крыма. Несколько раз, приезжая к нему в Крым, я имел возможность убедиться в справедливости и надежности его построений и выводов. Когда я рассказал академику А.В. Пейве об открытии шарьяжей в Крыму, он заметил, что если это подтвердится, то Казанцеву нужно поставить при жизни памятник. Подтвердилось» [Камалетдинов, 2007, с. 185]. «Сравнительный анализ всех краевых прогибов мира, выполненный Ю.В. Казанцевым, показал, что все они имеют чешуйчато-надвиговое строение...» (с. 186). М.А. Камалетдинов приводит и выдержку из письма одного из лучших знатоков геологии Урала, в прошлом директора Института геологии и геохимии РАН в Свердловске, члена-корреспондента Л.Н. Овчинникова, совершившего с нами совместную экспедицию на Урал для осмотра шарьяжных структур. Охарактеризовав Ю.В. Казанцева, как «видного ученого, талантливого и неутомимого исследователя геологии Урала и одного из ярких представителей шарьяжно-надвиговой школы, вооруженного собственными фундаментальными теоретическими разработками, составившего новые геологические

и тектонические карты Башкирского Урала, впервые показавшего синформный стиль тектоники его эвгеосинклинальной зоны», далее пишет: «Ю.В. Казанцев – исследователь-новатор, активно идущий на ломку сложившихся стереотипов во взглядов на строение Урала... Им предложена новая методология и методика картирования дислокаций горизонтального сжатия, опирающаяся на важнейшие закономерности развития складчатых областей» (с. 192).

Тектонические пластины и чешуи отличаются от шарьяжей значительно меньшими амплитудами перемещения, а потому чаще всего связаны со своими корневыми зонами, что и определяет их длительную геологическую активность. В результате являются основой целого ряда выявленных закономерностей развития складчатых областей и их обрамлений [Казанцев, Казанцева, 1990]. Некоторые из них:

- общность энергетического источника формирования всех зон складчатой области;
- многократность периодов надвигания, совпадающих во времени с региональными перестройками структурных планов и накоплением флишевых толщ;
- фронтальные зоны каждого аллохтона, как правило, оказываются более деформированными;
- на территории передовых прогибов повсеместно наблюдается закономерное расположение линейных антиклиналей вдоль фронтальных частей тектонических пластин и чешуй;
- антиклинальные складки обладают четкой асимметрией крыльев, с более крутым принадлежновым крылом;
- там, где толщина аллохтонной пластины значительно увеличена, присутствуют куполовидные поднятия;
- степень дислоцированности толщ при однотипном стиле тектоники возрастает от платформы к центру складчатой области;
- известны доказательства аллохтонии некоторых складчатых сооружений (Урал, Аппалачи, Добруджа, Крым), надвинутых на сопредельные платформенные основания.

В результате сравнительного анализа структурной геологии ряда складчатых областей Ю.В. Казанцевым написаны монографии: «Тектоника Крыма» (со специальной главой «Формирование земной коры Крыма»); «Структурная геология Крыма с анализом формационных рядов и магматизма»; «Структурная геология Предуральяского прогиба»; «Структурная геология Магнитогорского синклинория»

[Казанцев, 1982, 1984, 1989, 1992]. В плане сравнительного анализа с другими складчатыми областями издается и брошюра «Особенности геологического строения Корякско-Камчатской складчатой области (сравнительный анализ с Уралом)» [Казанцева, 1985].

Следует напомнить, что шарьяжи, тектонические чешуи и пластины являются главными информативными аллохтонными телами, которые при анализе истории развития земной коры однозначно свидетельствуют о приоритете мобилистской идеологии. В этом плане картирование структур горизонтального сжатия в складчатых областях является одной из важнейших задач геотектоники. Однако не следует забывать, что первым, кто рассмотрел разломную тектонику Южного Урала не как доминирующие в тот период продольные сбросы Ф.Н. Чернышева, а серию надвигов, «приводящих к чешуйчатому строению», еще в 1923 г. был А.Н. Заварицкий [Смирнов, 1992].

В опубликованной в 1974 г. монографии М.А. Камалетдинова «Покровные структуры Урала», обобщены все полученные к тому времени материалы по шарьяжной тектонике названной территории. Но модель геологического развития Уральской складчатой области, принятая в этой публикации, предусматривала неоднократную смену в палеозое тектонических напряжений растяжения и сжатия, что исходило из трогового варианта геосинклинальной теории Э. Ога, который не являлся чисто фиксистским. В нашей стране такие взгляды успешно развивал академик А.А. Борисяк, о чем говорил Н.С. Шатский. В его докладе на Отделении биологических наук АН СССР 5 июня 1944 г., посвященном памяти ученого, прозвучало, что он «внес в теорию геосинклиналей принцип развития, принцип эволюции, принцип превращения, а при доказательстве всех своих положений стремился примирить теорию геосинклиналей Ога с теориями Вегенера, которыми увлекался» [Шатский, 1971, с. 16].

К шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры и ее создании

Проведенные Т.Т. Казанцевой исследования в первой половине 70-х годов прошлого столетия на территории геологически активной в палеозое зоны Южного Урала показали отсутствие

неоднократных перестроек структурных планов, наличия угловых и азимутальных несогласий во временных периодах, отмеченных как смена знака напряжений. Следовательно, не подтвердили приведенный выше вариант. В результате были возобновлены совместные дополнительные структурные исследования, и после многократных обсуждений в конце семидесятых годов опубликована работа «Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое» [Камалетдинов, Казанцева, Казанцев, 1978], явившаяся программной и положившая начало разработки новой мобилистской теории формирования земной коры.

Ученые, располагающие достаточным количеством новых знаний и личного фактического материала, обладающие общностью методологических принципов и методических приемов исследований, объединяются в коллектив единомышленников, целью которого является разработка обобщающей научной теории, учитывающей современные достижения геологической науки. Как правило, каждый член коллектива выполняет исследования в соответствии с уровнем своей квалификации в развиваемом им направлении, имеет солидные достижения и открытия. Это высокопрофессиональные геологи, научный актив которых достаточен для участия в столь сложном проекте. Их разработки базируются на хорошо известных и выявленных лично закономерностях, касающихся состава, строения, происхождения и развития вещества всех геологических уровней организации. В соответствии с этим определены задачи исследований, которые бы отразили основную сущность новой теории формирования земной коры. Ими явились: шарьяжная тектоника складчатых областей и фундаментов платформ; структурная геология передовых прогибов и окраин платформ; сравнительный анализ тектоники главных структурных элементов континентов; структурное положение, место и роль офиолитов в формировании земной коры. Кроме того, как известно, современная теория должна с единых позиций увязывать и объяснять все известные ко времени ее создания сколько-нибудь значимые данные, обобщения, открытые закономерности и законы, а также разрешать накопившиеся противоречия. С этим была связана необходимость углубленного изучения *особенностей состава, строения и развития геологического вещества* земной коры всех рангов. Это и определило решение таких задач, как формационный анализ геологического вещества, происхождение магматизма и со-

провожающего его осадконакопления, генезис полезных ископаемых в соответствии с уровнем современных знаний, выявление периодизации геологических процессов, стадийность, цикличность и этапность. Освещение перечисленных задач стало возможным в результате выполненных авторами геодинамических реконструкций на основе новой вещественно-структурной методики.

Сложность поставленных задач и осуществленных в таком плане разработок показывает, что в решении их не место недостаточно подготовленным в профессиональном плане исследователям, которые допускают промахи, ошибки и несуразности, дискредитирующие теорию, ее сущность и достоверность. Так, стали появляться публикации авантюрного характера с претензиями их авторов на право суждений о смысле теории и значении каждого из авторского коллектива в создании теории формирования земной коры, разработанной М.А. Камалетдиновым, Ю.В. Казанцевым, Т.Т. Казанцевой. Чтобы исключить дальнейший публикационный авантюризм и предотвратить умножение недоразумений и фальсификаций, остановимся на достижениях каждого из авторов в создании шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры.

Верхняя, сравнительно тонкая оболочка нашей планеты, называемая земной корой, сложена геологическим веществом нескольких уровней организации, для каждого из которых свойственно особое строение – структура. Потому геологическое вещество и структура являются основными предметами изучения в любой теории формирования земной коры. Не является исключением и шарьяжно-надвиговая. Но, если шарьяжно-надвиговой структуре уделено достаточное внимание, то все проблемы, связанные с геологическим веществом, раньше вообще не рассматривались. Однако без вещества не может быть ни земной коры, ни теории ее формирования. Проблемы, связанные с веществом земной коры, решались в ряде индивидуальных трудов Т.Т. Казанцевой: «Происхождение и развитие геосинклиналей» (1981); «Тектонические циклы и формационные ряды» (1983); «Шарьяжно-надвиговое строение и особенности геосинклинального развития Урала» (1985); «Аллохтонные структуры и формирование земной коры» (1987) и др. В результате идейно обеспечены и разработаны проблемы происхождения и развития геологического вещества активных зон складчатых областей. В ином ключе решены вопросы формационного анализа, периодичности геологических

событий. Введено новое понимание тектонических стадий, циклов и этапов. С иных позиций, чем это было принято раньше, рассмотрена эволюция осадконакопления и магматизма.

О зарождении и эволюции магматизма в геоактивных зонах складчатых областей на основе формационного анализа и геодинамических условий накопления геовещества

При освещении генетических проблем магматизма использованы давно известные закономерности его развития, которыми являлись следующие:

– высокий процент (до 30% для Урала) кислых вулканитов в составе ранних формаций геоактивных зон складчатых областей (Г.Ф. Червяковский, П.Ф. Сопко и др.). Без привлечения континентальной коры, такой состав получить невозможно;

– пространственно-временная миграция вулканизма от платформы к центру геоактивной зоны складчатой области. Она устанавливается при анализе пространственного размещения однотипных, но разновозрастных формационных рядов. Для Урала такая латеральная миграция наилучшим образом показана Т.И. Фроловой и А.А. Буриковой [1977]; М.Б. Бородаевской с соавторами 1975 г., по данным которых наиболее древние ряды располагаются на западе, а молодые последовательно смещаются к востоку;

– эволюция состава продуктов вулканизма каждого формационного ряда во времени характеризуется гомодромной направленностью. Она заключается в закономерной смене вулканических формаций от основных на ранних этапах развития до кислых и щелочных на средних и поздних. При этом наблюдается постоянное повышение роли калия (Сергиевский и др., 1969; Штейнберг, 1969; Аржавитин, 1972; и др.);

– широкий возрастной диапазон гранитных интрузий в пределах одной складчатой области; значительное развитие мигматитовых и гранитогнейсовых комплексов, часто окружающих граниты; метасоматическая природа группы массивов; приуроченность их к положительным структурам различного порядка – таковы главные особенности этой формации Урала, по Д.С. Штейнбергу [1969];

– метасоматическая природа габброидов, ассоциирующих с гипербазитовыми комплексами. Приуроченность тел габбро к краевым и подошвенным частям гипербазитовых массивов. Значительная отдаленность времени формирования габброидов от гипербазитов (Морковкина, 1960; Ефимов, Ефимова, 1967; и др.);

– приуроченность большинства интрузивных образований к концу эволюционного периода тектонических циклов (этапов по иным авторам) [Фролова и Бурикова, 1977; и др.].

Геовещественный состав магматизма и сопровождающего его осадконакопления в пределах активной зоны складчатой области выражены формационными рядами, под которыми понимаются комплексы формаций, характеризующиеся направленной сменой состава и строения во времени и соответствующие тектоническим циклам. В начале каждого ряда образуется вулканическая серия, состоящая из закономерно нарастающих вулканических формаций с четкой тенденцией эволюционного характера их развития. Она начинается недифференцированной базальтовой (спилит-диабазовой) либо контрастно-дифференцированной базальт-липаритовой, сменяется последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой, а затем нарастает формацией андезитового состава порфириковой структуры. То есть эволюция вулканической серии выражена закономерной сменой состава от существенно основных пород на ранних этапах развития тектонических циклов, к средним по составу породам на зрелых, до кислых и щелочных – на поздних. С приведенными соображениями на эволюцию тектонического цикла с заданной гомодромной направленностью магматизма хорошо согласуются представления о генезисе изверженных горных пород, изложенные в работе Х.С. Йодера и Ц.Е. Тилли [Йодер, 1979]. Согласно им, базальты и габбро стабильны лишь до определенных пределов давлений, но не более 13 кбар. На диаграмме экспериментально установленных термодинамических условий стабильности природных эклогитов, базальтов и тахилитов базальты ограничены глубинами 50 км. Теми же исследователями показано, что амфиболиты могли образоваться из габбро либо базальта путем добавления воды при высоких давлениях, а по данным И.Б. Ламберита и Р.И. Уилли, «амфибол перестает быть устойчивым при давлении свыше 30 кбар, т.е. глубине около 100 км». Ссылаясь на ряд опубликованных источников, Х.С. Йодер приводит данные о том, что

плагноклаз основного состава и магнезиальный оливин (анортит и форстерит) при давлении 8 кбар образуют ортопироксен+клинопироксен+шпинель; что анортит+энстатит также сосуществуют лишь при сравнительно низком давлении. Уже при 15 кбар они образуют ортопироксен+клинопироксен+кварц. При этом «присутствие в плагноклазе альбитовой составляющей должно повышать давление, отвечающее пределу стабильности» (с. 36). Не менее интересные данные приведены в этой работе и для оливинов. На диаграммах в координатах давление – температура для оливиновых толеитов из Айдахо, Снейк-Ривер, Нью-Мексико и др. наблюдается, что «свыше 13 кбар ни в каких ассоциациях и ни при каких температурах оливин обнаружен не был! ... ликвидусной фазой выше 10 кбар был клинопироксен, а выше 28 кбар – гранат...» (с. 139). Уже в соответствии с этим приоритет гомодромного вулканизма позволяет признать характер эволюции геодинамических условий, который заключается в возрастании направленного давления от зарождения тектонического цикла к его концу, от начала формирования формационного ряда к его завершению. Подтверждением является нижеследующее.

К настоящему времени установлено, что в начале каждого ряда вулканогенные породы характеризуются преобладающим основным составом, афировой структурой, низким коэффициентом эксплозивности, глубоководным характером, предельно малым развитием субвулканических, интрузивных и осадочных пород. Постепенно происходит увеличение средних и кислых разностей, возрастают порфириность пород, коэффициент эксплозивности и степень дифференциации, все больше становится объем субвулканических, интрузивных и осадочных образований. Среди последних значительная доля принадлежит терригенным осадкам. Трещинный тип излияния сменяется центральным и ареальным. От формации к формации происходит обмеление бассейна осадконакопления. Эти данные объяснимы закономерным уменьшением проницаемости магмовыводящих разломов.

Известно, что среди магматических пород основного состава объем излившихся (эффузивных) разностей преобладает над интрузивными. Обратные соотношения характерны для группы кислых пород. При этом закономерное повышение общего количества легкоплавких минералов к концу тектонического цикла свидетельствует о последовательном понижении температуры кристаллизации от на-

чала к его концу. Следовательно, эволюция вулканической серии осуществлялось при повышающемся давлении и понижающейся температуре.

Создание условий пониженных давлений, необходимых для образования базальтовых пород – начальных членов формационных рядов, может быть также достигнуто в результате тектонического сжатия. В определенные моменты боковое давление снимается скалыванием толщ с последующей их релаксацией. Это способствует плавлению на соответствующей глубине мантийно-коровых масс, обуславливая хорошую проницаемость вышележащих аллохтонов. Среди основных механизмов, вызывающих плавление исходного кристаллического материала, Х.С. Йодер [1979] рассматривает модели снятия напряжения сжатием (концепция Уффена) и перехода механической энергии в тепловую. Наиболее привлекательными из них представляются плавление при сдвиге, плавление в условиях дифференциального стресса, плавление вследствие трения и др. Автор ссылается на литературные данные, согласно которым температура, возникающая вдоль поверхностей скольжения, может приближаться к точке плавления минералов. Видимо, в естественных тектонических условиях сучивания приемлем вариант совместного действия и соответственно суммарного эффекта названных механизмов. Последнее обстоятельство убеждает нас в возможности его приложения к реальной геологической среде.

Авторами сконцентрированы наиболее значимые закономерности эволюции геовещественных комплексов:

I. По мере накопления каждой типовой формации наблюдается тенденция: 1) преимущественного развития магматических пород интрузивного типа при небольшом количестве пород эффузивных (излившихся); 2) среди изверженных образований уменьшения объема пород основного состава при возрастании кислых, а также пирокластических и осадочных; 3) в составе флишевой формации изверженные породы отсутствуют или занимают малый объем.

II. Развитие тектонического цикла во времени сопровождается: 1) понижением доли излившихся пород в составе изверженных образований, увеличением объема пирокластики; 2) возрастанием интрузивных серий к завершающим этапам развития тектонических циклов; 3) понижением основности пород при росте более кислых членов формации и вытекающей из этого эволюцией химического

состава с неуклонным повышением роли сиалей и щелочей, особенно калия; 4) возрастанием степени дифференциации; 5) увеличением объема осадочной части формации и снижением объемов изверженных пород; 6) постепенным уменьшением кремненакопления, увеличением доли карбонатных, затем терригенных пород; 7) доминирующим развитием терригенных флишевых толщ при малом количестве излившихся серий к концу тектонического цикла.

III. В каждом последующем тектоническом цикле по сравнению с предыдущим: 1) объемы вулканических серий уменьшаются, а флишевых – возрастают; 2) среди вулканических серий снижается доля недифференцированных и контрастно-дифференцированных формаций за счет увеличения непрерывных и порфиритовых; 3) растет количество щелочных серий; 4) интрузивные комплексы получают все большее развитие, состав их становится более кислым; 5) количество осадочных пород возрастает; 6) снижается уровень кремненакопления, постепенно возрастает количество хемогенных и терригенных толщ; 7) в флишевых образованиях закономерно меняется состав обломочного материала от вулканогенного через осадочно-вулканогенный до вулканогенно-осадочного; 8) олистостромовые горизонты получают большее развитие; 9) возрастает степень ритмичности при закономерном уменьшении мощности ритмов; 10) время, в течение которого накапливается типовой формационный ряд, постепенно сокращается.

Используя перечисленные закономерности, и в соответствии с вещественно-структурной методикой авторов, согласно которой тектонические условия накопления вещества геоактивных зон складчатой области выражаются структурными особенностями пород, формаций и формационных рядов, определяются геодинамические режимы развития складчатой области, выявляется последовательная их смена во времени. Построение наиболее приближенных к действительности геодинамических моделей предполагает задействование более точных методик, которые должны опираться на соответствующий уровень теоретизации геологической науки, в частности, применение методологического принципа системности природы и разноранговость геологического вещества. Так как система, как целостная категория, создается структурой, именно в ней должна быть заложена информация об условиях образования. В таком случае основным методом решения генетических проблем геологических сис-

тем всех уровней следует считать изучение не только их состава, но и структуры. Выяснение характера изменчивости структурных особенностей в сопряженных по времени условиях эволюционирующей среды и установление закономерностей их преобразования составляют суть предложенной нами вещественно-структурной методики. Кроме того, поиски информативных критериев, содержащихся в структурах разноранговых систем, привели нас к целесообразности задействовать: для минералов – механизм упорядочения структуры кристаллической решетки; для пород – последовательность выделения минералов из магмы при кристаллизации; для формаций (тектонических этапов) – структурные отношения разнородных породных составляющих в одном из специфических режимов тектонических напряжений (растяжение и сжатие); для формационных рядов (тектонических циклов) – направленную смену структурных характеристик формаций на протяжении каждого тектонического цикла; для комплекса формационных рядов в пределах одной геологической зоны – эволюционную направленность смены структуры рядов во времени. В результате показано, что **естественная смена вещественного состава определяется соответствующей направленностью геодинамического режима** (рис. 131).

Серии формаций единого генетического типа характеризуют этапы, а формационные ряды – полные тектонические циклы. Те и другие образуются в условиях постепенно возрастающего тектонического давления тангенциального сжатия. При этом для первой половины тектонического цикла свойственен эволюционный характер накопления вещества, а для второй – деформационный. Для эволюционного этапа характерно образование изверженных пород с гомодромной направленностью вулканизма, сопровождаемого осадконакоплением определенного для каждой формации состава, а для деформационного – флишенаккопление, олистостромообразование и активное надвигание геологических масс. Структурные особенности флиша, наращивающего каждый формационный ряд, свидетельствуют о высокой динамичности условий седиментации: а закономерная приуроченность шарьирования ко времени флишенаккопления – о максимальном проявлении тангенциальных тектонических напряжений сжатия. Понятно, что шарьяжные структуры являются принадлежностью деформационных этапов каждого тектонического цикла.



Рис. 131. Соответствие геодинамических условий, геологических процессов и вещественных комплексов в пределах одного тектонического цикла формирования земной коры

Итак, становление формационного ряда начиналось в условиях малых значений сил горизонтального сжатия (эволюционный этап) и заканчивалось максимальными значениями, что отражалось очередным шарьированием (деформационный этап), его разрядкой и рождением нового формационного ряда. Это обдукционная модель эволюции магматизма складчатых областей.

Смена эволюционного на деформационный этап является результатом возрастания напряжений бокового сжатия до критических для определенных пород значений. Вследствие этого, с одной стороны, залечиваются магмопроводящие разломы, закрываются каналы излияний, с другой – разрушаются ранее сформированные толщи, накапливаются толщи флиша и олистостром, образуются интрузив-

ные тела преобладающе кислого состава, происходит интенсивное надвигание и смятие возникших аллохтонов в складки.

Каждый тектонический этап многофазен. Тектоническая фаза соответствует времени формирования одной формационной единицы.

Приведенные выше сведения, касающиеся Южноуральской складчатой области, освещены в работах Т.Т. Казанцевой 1981–2015 гг. И уже из монографии 1987 г. следует: «Установленные закономерности позволили предложить шарьяжно-надвиговую модель развития земной коры складчатой области уральского типа. Она базируется на признании ведущей роли крупных надвиговых перемещений в зарождении и течении важнейших геологических процессов, формирующих земную кору» [Казанцева, 1987, с. 138].

В итоге была обоснована двухстадийная, полицикличная и многоэтапная геодинамическая модель формирования земной коры Урала. В ней двухстадийность отвечает разнонаправленной тектонической режимности периодов становления складчатой области: растяжение либо сжатие; полицикличность – неоднократной повторяемости однотипных процессов в тектонической истории геоактивной в прошлом области; этапность – однонаправленной смене тектонических режимов в пределах каждого цикла. Показано, что земная кора Урала сформировалась в две тектонические стадии, сменяющие друг друга во времени, стадию растяжения и стадию сжатия. В первую из них, охватывающую в основном вторую половину рифея и венд, сформировались океаническая кора Уральского палеоокеана, а также осадки пассивных окраин Восточно-Европейского континента. Во вторую, в основном палеозойскую, – накапливались и деформировались вулканогенно-осадочные серии восточного склона Урала, субплатформенные – западного склона, платформенные – Предуральского прогиба и восточной окраины Восточно-Европейского континента. Это соответствует тому, что формирование земной коры континентов осуществлялось мегациклично (под мегациклом понимается цикл Вильсона). Каждый мегацикл представлен двумя стадиями: стадией растяжения, которую мы назвали рифтогенно-спрединговой, и стадией сжатия (геосинклинальной в теории геосинклиналей, аккреционной и коллизионной – в новой глобальной тектонике, тектонического и геохимического взаимодействия океанической и континентальной кор в шарьяжно-надвиговой теории). В рифтогенно-спрединговую стадию – деструктивную для континентов,

но конструктивную для океанов, образуется океаническая кора с доминантной мафической составляющей. В периоды тектонического взаимодействия океанической и континентальной коры наращивается новый сегмент последней. Следовательно, стадия определяется как геотектонический период с геодинамическими условиями одного знака, в течение которого формируется земная кора (океаническая либо континентальная). Каждая стадия представлена одним или несколькими тектоническими циклами. Тектонический цикл состоит из двух этапов. Эволюционный этап начинается с декомпрессии, возникающей как реакция толщ на отсутствие возможности дальнейшего продолжения обдукции, обусловившей тектоническое совмещение океанической и континентальной коры. Снятие давления (стресса) в зоне соприкосновения гетерогенных сред способствует появлению расплавленной магмы и сопровождается повышенным растрескиванием сочредельной области, обеспечивая хорошую проницаемость для магмы. Высокая температура и низкое давление – это те геодинамические условия, которые необходимы для начала излияния вулканических пород основного состава. Процесс дальнейшего постепенного возрастания тектонических тангенциальных напряжений сжатия обеспечивает дифференциацию магмы с характерным для вулканизма складчатых областей составом, строением и гомодромной направленностью. В результате вещественное выполнение эволюционного этапа представлено серией формаций осадочно-вулканического происхождения. Степень дифференциации вещества прямо пропорциональна возрастанию давления. Максимально возросшие латеральные нагрузки ухудшают проницаемость аллохтона, ведут к закрытию магмоподводящих дизъюнктивов. Формируются флишево-олистостромовые комплексы, происходит массовое надвигание и сопутствующая ему складчатость. В пределах океанических зон в результате надвигания совмещаются океанические пластины, рождаются подводные хребты. Надвигание океанической коры на континентальную предопределяет очередное зарождение процесса, формирующего земную кору.

Выявленные авторами и установленные ранее закономерности позволили нам с новых позиций подойти к решению и ряда других остро дискуссионных геологических проблем, не нашедших удовлетворительного объяснения в свете иных геотектонических концепций. Ими являются следующие: 1) Происхождение складчатости вообще

и нефтегазоносных структур в частности. 2) Генезис рудных и нерудных полезных ископаемых. 3) Горообразование. 4) Методика поисков полезных ископаемых с новых позиций. И некоторые другие.

Важнейшим нерешенным вопросом долгие годы считалась *проблема происхождения складчатости*. Оригинальные разработки происхождения складчатости, *генезиса предгорных прогибов и горообразования* были опубликованы М.А. Камалетдиновым и Ю.В. Казанцевым в 1972–1974 гг. Обстоятельные результаты представлены в монографии «Происхождение складчатости» (1981). Многие авторы называли ее проблемой № 1 геотектонической науки, имея в виду, что от ее решения зависит понимание и более общих вопросов развития литосферы, выяснение тех основных видов движений, которые вызывают образование деформаций земной коры и ее осадочного чехла.

В разные годы исследователями высказано несколько десятков гипотез генезиса складчатости. Поэтому многие геологи стали склоняться к мысли, что существует большое количество механизмов складкообразования. Но в этом случае исключалась возможность прогноза и эффективных поисков структур, с которыми связаны важнейшие полезные ископаемые, и, в первую очередь, углеводороды. Бытующие представления о том, что нефтегазоносные складки на платформах являются функцией вертикальных блоковых движений, не позволяли предсказывать ни местоположение, ни простирание, ни форму и размеры, ни взаимное расположение структурных ловушек углеводородов.

На примерах многих складчатых областей России и других стран нами впервые была показана генетическая связь и подчиненность складок надвигам и послонным срывам осадочного чехла, а также кристаллического фундамента под действием сил бокового сжатия. Особенно это показательно на примере Предуральяского передового прогиба. Здесь Ю.В. Казанцевым проанализирован огромный фактический материал, полученный по данным бурения, в результате чего выявлена важнейшая закономерность приуроченности линейных положительных структур к фронтальным зонам надвигов. При этом принадлежностные крылья антиклиналей всегда оказывались более крутыми, нежели противоположные. Эта закономерность легла в основу происхождения нефтегазоносных структур [Казанцев, 1974; Камалетдинов, 1974; Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, 1981].

Впервые предложен *механизм формирования предгорных прогибов* как погружение края континента под огромным весом скученных аллохтонов. Такой генезис пограничных зон между складчатыми областями и платформами согласуется со временем заложения их в периоды, следующие за максимальными проявлениями надвигания и складчатости. Это нашло отражение в их формационном составе (М.А. Камалетдинов, Р.А. Камалетдинов, 1988).

Изостатическое погружение краевой утоненной части континента под весом скученных аллохтонов складчатой области приводит к трансформации горизонтальных напряжений в вертикальные. Это создает *особый тектонический режим краевых прогибов*, являющийся промежуточным между геоактивным и платформенным. Регионы, подверженные его действию, характеризуются платформенным типом осадконакопления, но усложненным стилем дислоцированности, что обусловлено одновременностью действия еще продолжающегося горизонтального сжатия и порожденного им изостатического погружения, выраженного вертикальными колебательными движениями [Казанцева, 1982].

Совместно разрабатываются оригинальные теории нефтегазонакопления и рудообразования, основанные на двух основных факторах: источниках полезного компонента и механизме его концентрирования в залежи. Источниками рудного вещества, как правило, являются изверженные горные породы – производные эволюционного периода развития областей, а концентрация в залежах обеспечивается декомпрессионным механизмом деформационного периода. Двухфакторная модель свойственна и образованию залежей углеводородов. Эти теории неоднократно публиковались начиная с 1981 г.: «Происхождение и развитие геосинклиналей» [Казанцева, 1981]; «Происхождение нефти» [Казанцева и др., 1982]; «Происхождение медноколчеданных руд» [Камалетдинов, Казанцева, Казанцев, 1981].

Геодинамический механизм образования углеводородов показан нами в ряде работ [Казанцева и др., 1982; Казанцева, 2013; Камалетдинов, Казанцева, Казанцев, 1986 и др.]. Реферативное изложение его выглядит следующим образом. Силы бокового давления и повышенные в этих условиях значения температур в периоды максимальных тектонических напряжений сжатия распространяются в сторону центра платформы на определенные расстояния, вызывая в толще осадков с достаточным количеством органического вещества катаге-

нетические преобразования последнего в углеводороды. Максимальное боковое сжатие обеспечивает скалывание толщ (надвигание) с формированием положительных структур. Резкое снижение давления в зонах надвигания благоприятствует миграции и нагнетанию углеводородов в одновременно формирующиеся ловушки. Следует заметить, что такой механизм снимает основные обвинения, выдвигаемые против органической теории нефтегазообразования неорганиками.

Такие идеи породили новые направления поисков залежей углеводородов, переоценку перспектив нефтегазоносности, что опубликовано в десятках работ, авторство которых либо индивидуально каждого из троих, но чаще совместное. Назовем некоторые из них: «Геология и перспективы нефтегазоносности Урала» [Камалетдинов и др., 1988]; статьи в журнале «Экономика и управление»: «Пути возрождения нефтедобычи в Башкортостане», [Казанцев, 2002]; «К оценке перспектив нефтегазоносности восточного склона Южного Урала» [Казанцева, 2002]; «Открытие новых месторождений углеводородов...» [Камалетдинов, 2002] и мн. др.

Проблема генезиса руд, связанная с решением достаточно широкого круга вопросов, получает удовлетворительное объяснение, если признать, что источником рудного вещества являлись магматические образования эволюционных этапов развития каждого тектонического цикла, а концентрирование его в залежи, образование месторождений тесно связано с деформационным этапом развития каждого тектонического цикла, с формированием структуры подвижной зоны. Для медноколчеданных руд Урала установлено совпадение во времени рудообразования и внедрения субвулканитов кислого состава с периодами флишенакпления, которое характеризует деформационные этапы каждого тектонического цикла. Это свидетельствует о том, что рудообразование осуществлялось в режиме интенсивного тангенциального сжатия, обуславливающего необходимые структурные и энергетические условия для формирования руд. В этом случае следует считать одним из металлогенетических законов следующий: чем больше тектонических циклов участвовало в образовании структуры и вещественного состава региона, тем выше его общие металлогенетические возможности. Важнейшими рудоконцентрирующими структурами при этом являются сингенетичные рудообразующие зоны надвигания.

Изучение структурного положения месторождений меди, цинка, железа, золота, платины, хрома, никеля и других металлов, а также алмазов показало, что они закономерно приурочены к надвиговым дислокациям, с которыми связаны генетически. Мобилизация рудного вещества медно-колчеданных месторождений происходила в аллохтонных толщах базальтоидных вулканитов в условиях тангенциального сжатия, при участии субвулканов кислого состава, играющих, наряду с гидротермами, роль рудоконцентрирующего фактора. Преимущество такой гипотезы рудообразования заключается в следующем. Увязаны в единую цепь событий две группы фактов, ранее считавшихся принадлежностью двух альтернативных гипотез. Показана и объяснена конкретная связь процесса рудообразования с формированием структуры. Определено место рудообразования в общей системе геологических событий, формирующих земную кору континентов. Появилась возможность определять эпохи рудообразования и их энергетический источник и др. (Казанцева, 1987, 2012 и др.).

Положительные формы рельефа, так же как тектонические структуры, образованы горизонтальными движениями аллохтонов по надвигам и шарьяжам. Ярко проявляется зависимость форм рельефа от надвиговой тектоники в складчатых сооружениях всех возрастов. Горные хребты и возвышенности представляют собой области тектонического сгущивания в Гималаях, на Кавказе, в Аппалачах, на Урале, на Тянь-Шане, в Крыму (Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, 1981 и др.). Генетическая связь орогении и шарьирования наблюдается и в настоящее время (Schafer, 1979).

На Урале всем аллохтонным структурам соответствуют положительные формы рельефа, возвышающиеся над породами постели, слагающими понижения. Региональные надвиговые чешуи, трассирующиеся вдоль западной границы складчатого Урала, всюду выражены линейными хребтами, получившими название передовых. Аллохтонные массы, погружаясь под собственным весом, образуют корни гор, глубина которых зависит от мощности пакета шарьированных образований. Наиболее высокие горные сооружения имеют более глубокие корни.

До недавнего времени главной методической ошибкой в *поисково-разведочных работах* оставалась недооценка ведущей роли региональных надвигов и горизонтальных движений в формировании

складчатости, что хорошо видно на примере освоения многих нефтегазоносных регионов. Впоследствии выяснилось, что локальные складки группируются в линейно вытянутые валы, простирающиеся параллельно Уралу. Однако теоретических объяснений происхождения валов не существовало. Линейное четковидное распространение складок априори считалось невероятным и поэтому поиски их осуществлялись не на простирании, а вкрест, к востоку или западу от открытых структур. Закономерности во взаимном расположении складок еще не были поняты и поэтому не учитывались. В связи с такими представлениями поиски каждой складки велись изолированно, вне связи друг с другом. В результате антиклинали, приуроченные к единым надвиговым зонам, выявлялись с большими интервалами во времени. Сейчас мы хорошо знаем, что каждая надвиговая структура представляет собой богатую нефтегазоносную зону протяженностью в десятки и сотни километров, которую можно успешно разрабатывать лишь с учетом линейного распространения залежей углеводородов и контроля их региональными надвигами. Это открытие позволило разработать новую эффективную методику поисково-разведочных работ на нефть и газ, применимую практически во всех нефтегазоносных районах нашей и других стран. С учетом указанных положений разработана новая методика поисков рудных полезных ископаемых, практическое использование которой предлагается на Урале и в других складчатых областях.

Общность идеологической платформы позволила синтезировать полученные вместе и каждым индивидуально новые знания и закономерности в общую мобилистскую концепцию формирования земной коры планеты. Мы назвали ее шарьяжно-надвиговой. *Согласно ей, все основные геологические процессы являются результатом закономерных проявлений возрастающей интенсивности тектонических тангенциальных напряжений.*

Шарьяжно-надвиговая теория эволюции земной коры в причинно-следственных связях определила место и роль каждого геологического события в сложном механизме глобальной эволюции. В ней нашли отражение важнейшие геологические законы: эволюционный характер, направленность и необратимость, цикличность, стадийность и этапность становления литосферы. С точки зрения этой теории основные геологические и смежные дисциплины получили новый импульс развития, в решении практических и теоретических

вопросов намечился конкретный путь. В частности переоцениваются перспективность регионов, площадей и стратиграфических горизонтов на открытие месторождений углеводородов и рудных полезных ископаемых, совершенствуются методические приемы их поисков.

В начальный период мы считали ее новой моделью геосинклинального процесса, что под названием «Геосинклинальное развитие Урала» опубликовано в Докладе АН СССР (1986). Затем в издании «Тектонофизика» – «The geosynclinal development of the Urals» в том же году. На Международном геологическом конгрессе 1984 г. в Москве Т.Т. Казанцевой сделан доклад под таким же названием [Казанцева, Камалетдинов, 1984, 1986, 1986]. Позже эту концепцию мы стали именовать моделью, а по мере повышения обоснованности теорией, и то и другое с определением «шарьяжно-надвиговая» или «мобилистская», что в принципе равнозначно.

В 1988 г. появилась статья Т.Т. Казанцевой, М.А. Камалетдинова и Ю.В. Казанцева «Шарьяжно-надвиговая теория формирования земной коры континентов», посвященная академику АН СССР А.В. Пейве. В этом же году напечатана и статья М.А. Камалетдинова, Т.Т. Казанцевой и Ю.В. Казанцева: «Шарьяжно-надвиговая теория формирования земной коры – путь к ускорению научно-технического прогресса геологии».

Большое количество публикаций в соавторстве Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. и Казанцева Т.Т. в период с 1978 по 1991 год. Из них крупные монографии, в состав которых в виде отдельных глав или объемных ссылок включены перечисленные выше публикации Т.Т. Казанцевой и Ю.В. Казанцева: «Шарьяжно-надвиговая структура фундаментов платформ» (совместно с Д.В. Постниковым, 1987); «Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы» (в соавторстве с Д.В. Постниковым и В.И. Козловым, 1991). Окончательный вариант теоретических положений опубликован в работе «Тектоника и эволюция» [Казанцева, 1990]. В ней обращено особое внимание на следующие положения: 1) геологические процессы и явления зарождаются в геодинамических условиях, создаваемых горизонтально направленными тектоническими силами; 2) состав геовещественных единиц определяется особенностями тектонического режима; 3) эволюция геологического вещества осуществляется при направленном изменении тектонических тангенциальных напряжений; 4) тектонические тангенциальные напряжения явля-

ются энергетическим обеспечением всех основных геологических процессов.

Начало девяностых годов прошлого столетия следует считать завершением основного этапа разработки шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры, так как в 1991 г. в это сложное в политическом плане для нашей страны время, она была представлена на государственную премию. Таким образом, создание новой мобилистской теории формирования земной коры, названной нами шарьяжно-надвиговой, длилось пятнадцать лет. Она разработана исследователями двух лабораторий Института геологии УНЦ РАН – «Геотектоника» и «Структурная геология и нефтегазоносность» в период с 1978 по 1992 год. Основными исполнителями ее являлись доктора наук М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев и Т.Т. Казанцева при равнозначном вкладе каждого. В разработке отдельных вопросов принимал участие и кандидат наук Д.В. Постников.

Дальнейшее развитие и внедрение теории отражено в ряде публикаций Т.Т. Казанцевой (2000, 2001, 2006, 2010, 2012, 2015), Ю.В. Казанцева (1999, 2001, 2005, 2006, 2010). В 1998 и 2001 годах появились и индивидуальные статьи М.А. Камалетдинова: «Новая геология (теория шарьяжей)», «Современная теория шарьяжей».

О «теории шарьяжей»

Это понятие возникло еще в самом начале двадцатого века, когда собственно и зародились представления о шарьяжных структурах. Поскольку шарьяжи то признавались, то отрицались, та же участь распространялась и на теорию шарьяжей. Через шесть лет после создания шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры, понятие «теория шарьяжей» возобновлено в двух названных выше публикациях [Камалетдинов, 2001].

Естественно, что каждая крупная теория состоит из ряда других более низкого ранга. «Теория шарьяжей» может являться лишь составной частью общей шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры, так как в ней излагаются представления, связанные только с деформационными периодами развития каждого тектонического цикла. Это хорошо отражено и списком цитирований их автора.

Можно ли называть эту часть теорией? А почему бы и нет? Ведь существуют такие понятия, как антиклинальная теория, теория магмообразования, осадконакопления, в общем, для любых геологических процессов известны свои теории. Все дело в их ранге. Но в теории шарьяжей, по представлению ее современного автора, главная роль отводится шарьяжным структурам во всех геологических процессах. Это современный катастрофизм. Таким образом, неожиданно вновь повторилось неоднократное противостояние между идеологиями начала девятнадцатого века – эволюционизмом и катастрофизмом, авторами которых являются французские ученые Ж. Кювье, с одной стороны, Ж.Б. Ламарк и Ж. Сент-Илер – с другой. В восьмидесятых годах прошлого столетия в геологии появились представления о «нелинейной геодинамике», о котором в начале девяностых годов заговорили, как о некоем чуде, способном решить все насущные геологические проблемы. Автор нелинейной геодинамики в 1999 г. назвал ее лишь ветвью, охватывающей радикальные отклонения от последовательности (линейности) всех геодинамических систем. Попытка уяснить для себя роль хаотичных (нелинейных) и упорядоченных (линейных) состояний была предпринята Т.Т. Казанцевой в 1987 г. после того, как определилась с периодичностью и повторяемостью событий, с закономерностями эволюционной направленности их появления и развития, с особенностями геодинамических режимов, последовательностями их смены во времени и пространстве. Использовала она в первую очередь работы И.Р. Пригожина. Кстати, в одной из них специально обращено внимание на то, что «порядок и беспорядок сосуществуют как два аспекта одного целого и дают нам различное видение мира» (1991, с. 50). Затем труды И.Р. Пригожина и Н. Стенгерса, П. Эткинса, А. Патниса и Дж. Мак-Коннелла, Дж. Карери и мн. др., которые, наряду с геологическими данными и вытекающими из них соображениями, помогли утвердиться в заключении, что «эволюция вещества всех геологических уровней отражается структурным упорядочением. На определенном этапе развития эволюционные изменения сменяют соответствующие структурные разупорядочения, ведущие к разномасштабным хаотическим состояниям» [Казанцева, 1990, с. 35].

Но в «современной теории шарьяжей» несогласованности прослеживаются в основном в ее тезисе, который звучит так: «шарьяжи представляют собой главные структурные элементы земной коры

и их движением обусловлены основные геологические процессы: складчатость, горообразование, осадконакопление, магматизм, метаморфизм, сейсмичность, а также формирование полезных ископаемых». Это вызывает ряд серьезных возражений. Первое. Главными структурными элементами всей земли шарьяжи быть не могут, так как поверхность нашей планеты представлена океанами и континентами, а те и другие имеют разные состав и строение земной коры, обеспеченные разнонаправленными тектоническими силами: растяжением для первых и сжатием для вторых. Второе. Бессистемное перечисление геологических процессов, не соответствующее их природному следованию, не отражает место и роль каждого из них в общей истории формирования земной коры. Существует довольно определенный порядок развития всех геологических событий, а потому, например, магматизм и осадконакопление в принципе не могут следовать за складчатостью и горообразованием. Третье. Положение о том, что «движением шарьяжей обусловлены основные геологические процессы», звучит сказочно, а, по сути, является неверным. Появления шарьяжей, как и многих других геологических тел и процессов, обеспечиваются единым энергетическим источником – разномасштабными тектоническими силами горизонтальной направленности. Но особое недоумение вызывает сравнение шарьяжей с клеточным строением в биологии и атомным в физике. Это противостоит естеству. Всем известно, что эволюция любого вещества осуществляется от низших уровней организации к высшим. Клетка в биологии, а атом в неживом веществе – структуры начального этапа эволюции. Шарьяжи же в геологии, наоборот, являются конечными деформационными структурами каждого тектонического цикла, завершая процесс его развития

Здесь хотелось бы обратить внимание молодых (и не только) ученых на вопросы публикационной этики. Это связано с тем, что в статьях начинающих исследователей последнего времени замечен интерес к шарьяжной тематике, что от радно. Но вот с чем это связано? Выявлены новые шарьяжные структуры? Получен солидный фактический материал или хотя бы отдельные факты, подтверждающие либо опровергающие существующие ныне представления? Предлагаются оригинальные новые идеи? Высказываются неизвестные ранее теоретические положения? Обосновываются неопровержимые доказательства, необходимые для дальнейшего развития

геологической науки? Нет, ничего подобного, к сожалению, не происходит. Тогда в чем же смысл, суть и цель таких публикаций? Анализируя их содержание, прихожу к выводу, что одни из авторов хотя бы таким крайне легким путем заявить о своей якобы причастности к известной разработке, не имея на то ни прав, ни малейших оснований. Другие свидетельствуют, как минимум, о явном недостатке знаний по затрагиваемым проблемам, подменяя их самоуверенностью, граничащей с авантюризмом и фальсификацией. Эта профанация приводит к ряду заблуждений, неправомерности выводов, беспрецедентному искажению истории создания и развития разработки, а также неравнозначности ее авторов. Последнее вполне решаемо анализом публикаций авторов шарьяжно-надвиговой теории. И если у кого-либо из них есть индивидуальные публикации (без соавторов), касающиеся сущности разработки, можно говорить об особой значимости его персоны.

Среди мобилистских концепций следует обратить внимание на часто используемые в современной геологии понятия «террейн», «террейновый анализ», «террейнология». Террейны стали выделять практически во всех складчатых областях, в том числе и России. Не избежал такой участи и Урал, где давно известные структурно-формационные зоны стали именовать террейнами не только в российских, но и некоторых зарубежных изданиях (Glasmacher и др., 2001).

О террейнологии, как варианте структурно-формационного направления отечественной геологии

Анализируя литературу по данной теме, мы пришли к выводу, что вряд ли следует возводить «террейнологию» в крупное научное достижение современной геологии. Скорее всего, это проблема терминологическая. Такой вывод обосновывается нижеследующим. Дискуссия по проблеме террейн в геологии существует достаточно давно. Но все еще не ясно, что это? Синоним формации, горной породы, стратиграфической единицы? Особые тектонические структуры, пластины и их пакеты? Современное учение или только новый термин для известных научных направлений?

Понятие «террейн» происходит от латинского слова «terra», которое означает земля, либо французского «terrain» – местность. В польском языке «teren» это территория, местность, в испанском и итальянском «terrapo» дополняется значениями: горная порода, формация. Употреблялся и как синоним комплекса, серии пластов, зоны, области распространения. В геологическом словаре (1973) – отсутствует. В Международном тектоническом словаре (1991) значится «тектоно-стратиграфический (аккретированный) террейн, экзотический блок». Особо указывается, что данный термин применяется в контексте тектоники плит. Многовариантная сущность, заключенная в слове террейн, позволила добавить в его содержание и некоторые другие положения. И уже «Словарь-справочник по современной тектонической терминологии» Ч.Б. Борукаева (1999) определяет его как «ограниченный разломами крупный пакет (блок) в составе складчатого пояса, характеризующийся внутренними однородностью и целостностью стратиграфии, тектонического стиля и геологической истории» (с. 43). Близкое звучание у Л.М. Парфенова с соавторами [1993]. Появились и объединяющие понятия, такие как террейновый анализ и даже террейнология.

Обстоятельная сводка по истории появления и развития террейнового анализа содержится в многочисленных публикациях и, в частности, в работах Ч.Б. Борукаева [1998]. Один из его сторонников в нашей стране Д.С. Соколов [2003] считает, что поскольку в определении нет такого параметра, как перемещение, не следует вольно толковать террейн как гигантское передвижение. Он пишет, что во многих работах доказательство значительных перемещений того или иного комплекса (блока) является основанием для вывода о том, что это террейн, при этом забывают, что в террейновом анализе для этого есть свои термины – перемещенный (displaced) или аллохтонный (allochthonous) террейн. Ч.Б. Борукаев [1998] же обращает внимание, что некоторые авторы этого понятия, например Howell et al. (1985), заменяют его другим словом – package, которое точнее переводится не как блок, а как пакет, пластина, что вернее отражает аллохтонный характер рассматриваемых геологических тел. Дж. Шенгёр и Дж. Дьюи (1991) в качестве синонима terrane приводят близкий к пакету термин sliver, который тоже можно перевести как пластина. Видимо, поэтому мы все чаще сталкиваемся с понятием не просто террейн, а коллаж террейнов, появившимся в конце 70-х

и начале 80-х годов XX в. Авторы его P.C. Coney, D.G. Howell, D.L. Jones, J.W.H. Monger, E.R. Shermer, N.J. и др. Если же речь идет о коллаже, то и сущность сводится к аллохтонным террейнам.

Но чем же отличается коллаж террейнов от появившихся ранее теории шарьяжей и тектоники расслоенности литосферы? С.Д. Соколов [2003] считает, что «существенное различие концепций заключается именно в вопросах о механизме и глубинных уровнях перемещения масс. Концепция коллажа террейнов базируется на моделях тектоники плит, согласно которым перемещения происходят по астеносфере и террейны рассматриваются в основном как «пассивные пассажиры». Тектоническое расслоение литосферы, формирование террейнов как коровых структур происходят во время их аккреции к континенту или позднее в процессе дисперсии террейнов. Согласно концепции тектонической расслоенности литосферы, в основе которой лежит принцип дифференцированного перемещения океанических и континентальных масс, движения осуществляются на разных уровнях глубинности и главным структурным элементом в этих построениях являются литопластины» (с. 12).

Террейновый анализ, по мнению его сторонников, заключается в обнаружении террейнов, определении характера их границ, изучении и выяснении истории геодинамических обстановок их формирования, перемещения в пространстве и связи с соседними аналогичными структурами. Эти же задачи давно и успешно решаются в отечественной геологии структурным и формационным анализами или структурно-формационным направлением.

Существуют разные оценки «террейнологии»: от самых радужных до полного отрицания. Вот как об этом пишет Ч.Б. Борукаев [1998]: «П. Кони считает террейновый анализ «операционно весьма плодотворным», породившим совершенно новый тип тектоно-стратиграфических карт. Д. Джонс полагает, что «применение террейнового анализа к специфическим геологическим обстановкам приводит к фундаментально иному пониманию геологической истории, чем полученные при использовании «моделей тектоники плит». Сам анализ представляет собой «наиболее объективный и успешный способы достижения целей тектонического синтеза». Х. Уильямс и Р. Хатчер, провозглашая за концепцией «новое понимание», видят в ней «хирургически чистый аналитический подход и высшую основу анализа анатомии любого сложного орогена» (с. 47). Хорошо бы

только определиться, какое отношение террейновый анализ имеет к восстановлению «геологической истории», проведению «тектонического синтеза» или быть основой «анализа анатомии» и реставрации «геодинамических условий»? В каком из включенных в него понятий могут содержаться такие сведения? Опыт наших исследований показывает, что это формация. Конечно, если рассматривать ее в соответствии с представлениями геологов отечественной школы, как геовещественную единицу довольно высокого уровня организации, в которой данный термин должен опираться на непосредственно наблюдаемые природные факты и методические возможности извлечения из них генетической сущности. Однако слово формация в зарубежной литературе применяется как термин свободного пользования, в лучшем случае как часть стратиграфического подразделения, а потому конкретную информацию, позволяющую однозначно оценивать геодинамику, историю тектонического развития и т.д., нести не может. В неоднозначности содержится неопределенность, не более того. Потому многие исследователи соглашаются с Дж. Шенгёром и Дж. Дьюи (1991) в том, что концепция террейнов «не более чем жаргон для известных и устоявшихся методов и идей».

В числе методов реконструкции тектонической истории Ч.Б. Бо-рукаев [1998] не случайно называет структурное направление: «заслуга в основании и развитии которого принадлежит башкирским тектонистам». Это направление, по его словам, «получило фундаментальное обоснование в крупных монографиях М.А. Камалетдинова [1974], Ю.В. Казанцева [1984] и Т.Т. Казанцевой [1987]» (с. 44). В заключение: «с позиций террейнологии в качестве террейнов должны были бы рассматриваться шарьяжные пластины, выделенные авторами структурного направления, ... а терминологическое нововведение не добавляет ничего в содержательном отношении» (с. 48).

Сведения о значении и возможностях структурного направления в геологической науке содержатся в публикациях Ю.В. Казанцева с соавторами. В них на огромном фактическом материале выявлена и изучена роль дизъюнктивных и пликативных дислокаций в формировании структуры восточной окраины Восточно-Европейской платформы [Казанцев, Казанцева, 1981], передовых прогибов [Казанцев, 1982; Камалетдинов, Казанцева, Казанцев, 1981] и складчатых областей [Казанцев, Казанцева, Камалетдинов, Аржавитина, Аржавитин, Хайруллина, 1992]. Показана соподчиненность складок разрывам,

наглядны общие направления простирания структур. Определена их геодинамическая обусловленность общими тектоническими причинами. При этом характер площадного размещения дислокаций таков, что однотипные формации во времени омолаживаются, распространяясь все дальше на платформу. Это объяснено последовательным возрастанием тангенциальных тектонических напряжений сжатия. Составлены структурные карты на перечисленные территории. Без них в принципе невозможно оценивать перспективы выявления, а также дальнейшие направления поисков и разведки любых полезных ископаемых. Даже из такого краткого перечня наглядна история тектонического развития региона и отдельных его структур, выявленных структурным анализом.

Необходимо добавить, что структурное направление, о котором написал Ч.Б. Борукаев, неизменно сопровождается разрабатываемым нами вариантом формационного направления, основанном на представлениях предшественников – великих геологов нашей страны. Они развили его в стройное учение о формациях и формационном анализе. Краткие сведения об этом ниже.

Определение формации, заложенное Ч. Лайэлем в 1899 г., «...всякая группа пород, имеющих нечто общее по происхождению, времени образования, или составу» (цитировано по Н.Б. Вассоевичу [1978, с. 5]), мало соответствует общему уровню знаний о формациях. В таком виде сейчас оно стало одним из тех лишних терминов, употребляемым «без всякой пользы для дела», против которых выступал Н.Б. Вассоевич (с. 11), и от которых предлагал избавиться как можно скорее.

Современное понимание смысла формаций исходит из представлений В.Ю. Соймонова, изложенных им в далеких 1823–1824 гг. в «Инструкции горным партиям для геологического описания хребта Уральского», где предлагается, как отличить «...самобытность или отдельность одного горного образования или формации от другого. Отдельность же всякого образования познаётся: одинаковостью пород, оное составляющих; одинаковостью состава и расположения пород в образованиях сложных и, наконец, согласностью напластования». В этом случае в основу рассматривающегося понятия формации заложен не только вещественный, но и структурный признак. Именно это направление конкретизировано, расширено и успешно развито выдающимися советскими тектонистами – Н.С. Шатским,

А.В. Пейве, Н.П. Херасковым, Ю.А. Косыгиным и мн. др. Эти исследователи под формацией предложили понимать парагенетические сообщества пород, связанных общностью тектонических условий их образования. Согласно Н.С. Шатскому, в смысловом содержании понятия «формация» выделяются уже «не случайный набор пород, а естественные их парагенезы» (1965, с. 221). Н.П. Херасков [1967] добавил, что тектонический фактор, хотя и единственный для парагенезов пород, непосредственно не вызывает их образование, а лишь определяет условия породообразования. В основу выделений формаций им предложено, кроме физико-химической и палеогеографической обстановки, ввести «закономерную приуроченность формаций к тектоническим формам, которые, по существу, диктуют развитие формаций» (с. 221). По К.В. Боголепову [1970]: «Лишь недостаточной точностью и разработанностью геологического языка можно объяснить то, что к сложным геологическим телам, выделяемым по структурно-вещественным, возрастным и палеогеографическим признакам, телам, как правило, не совпадающим друг с другом, часто применяется один и тот же термин. Геологическая формация как стратиграфическое подразделение у зарубежных (главным образом американских) геологов. Геологическая формация, как «генетическое сообщество фаций» у части палеогеографов и геологов (Л.Б. Рухин, И.Б. Вассоевич, В.И. Попов и др.). Наконец, геологическая формация, как структурно-вещественная ассоциация или «парагенез горных пород» у другой части геологов и тектонистов (Н.П. Херасков, Н.С. Шатский, Е.В. Шандлер и др.)» (с. 42). Настаивая закрепить понимание сущности геологической формации лишь за структурным направлением, привел простое, но вполне емкое определение: «конкретная геологическая формация – это сложное геологическое тело..., выделяющееся по двум признакам – вещественному составу и структуре» (с. 43). Оно обосновывается и вполне согласуется с приведенными ниже соображениями.

Порода состоит из отдельных минералов, определенным образом связанных между собой, следовательно, индивидуальность породы определяется не только ее составом, но и структурными связями. Например, дациты и граниты состоят из одних и тех же минералов в одних и тех же количественных соотношениях. Однако структура этих пород разная, так как разнятся условия их образования. Точно также, зная химический состав минерала, без учета сингонии (строения

кристаллической решетки) затруднительно его видовое определение. Аналогичным образом для распознавания отдельной формационной индивидуальности необходимы знания не только породного состава слагающих ее единиц, но и каким образом составные связаны между собой, то есть структуры формации. Более высокая ранговая единица – формационный ряд, характеризуется теми же факторами: составом входящих в него формаций и конкретной последовательностью их накопления (т.е. структурными связями формаций между собой). В таком случае порода – это сообщество породообразующих минералов, структурно объединенных, а формация – формациообразующих пород, также связанных между собой определенной структурой. Формационный ряд – комплекс формаций, находящихся в конкретных структурных взаимоотношениях. Аналогично определение более низких ранговых единиц – молекулы, минерала и более высоких структурных элементов земной коры: платформ, краевых прогибов, складчатых областей, оболочек планеты и т.д. [Казанцева, 1987; 1983; 2000].

При этом в основу определения любой ранговой единицы в системе уровней организации геологического вещества следует закладывать два главных фактора: 1) конкретные сообщества нижележащих по рангу единиц и 2) структурные связи их между собой. Первый из них обеспечивается – источниками вещества, а второй – условиями накопления. Потому именно структуры формаций являются основными носителями информации о геодинамических режимах и тектонических условиях их эволюции.

Плеядой замечательных уральских геологов – А.Н. Заварицким, Б.М. Сергиевским, Е.Д. Кузнецовым, Д.С. Штейнбергом, Н.Д. Соболевым, Г.В. Червяковским, Т.И. Фроловой, О.А. Нестояновой, И.А. Буриковой, П.В. и М.Ю. Аржавитиными и мн. др., заложена фундаментальная основа формационного анализа активных в геологическом прошлом зон складчатой области Южного Урала. Выделены конкретные вулканические формации, изучен их петрографический состав, петрохимия и структурные особенности слагающих пород. Эти исследования дополнены и расширены авторами настоящей публикации [Казанцева, 1987; 1985; Казанцева, Казанцев, 2010]. В результате показано, что каждая названная по составу изверженных пород вулканическая формация сопровождается конкретными типами осадочных пород. Магматическая и осадочная составляющие форма-

цию являются равноправными частями ее. Они дополняют друг друга по химизму, объединены общим названием по составу вулканитов, и структурой, определяемой степенью дифференциации магматического вещества. Потому именно в структуре заложена информация о тектонических условиях образования формации. В осадочной же составляющей – о фациальных условиях. В названии формаций принято на первое место ставить степень дифференциаций магматической части ее, а на второе – преимущественный состав вулканитов. Так, выделены кристаллизующие в начале недифференцированные базальтовые формации, затем следуют контрастно-дифференцированные базальт-липаритовые, последовательно-дифференцированные базальт-андезит-дацит-липаритовые и порфиритовые базальт-андезитового состава. Они и составляют типовую серию полного формационного ряда. Обнаружена неоднократная их повторяемость во времени, изучены структурные взаимоотношения их между собой. Каждый формационный ряд завершается согласно залегающей на верхней части вулканогенного разреза флишевой толщей, которая также повторяется несколько раз. Подчеркнуты закономерности состава и строения каждой формации и формационных рядов, доказана гомодромная направленность вулканизма, которая определяется следующим. В начале формационной серии вулканизм имеет преимущественно основной состав, афировую структуру, глубоководный характер. Доля интрузивных и субвулканических аналогов, а также пород чисто осадочного происхождения среди них незначительная. Постепенно увеличивается количество кислых и средних разностей, возрастает степень порфириности, большим становится объем осадочных, субвулканических и интрузивных образований, происходит обмеление бассейна осадконакопления. Такая закономерность повторяется не только в каждом из формационных рядов, но и прослеживается от более древнего ряда к более молодому.

На основании изложенного нами разработана вещественно-структурная методика геодинамических реконструкций [Казанцева, 1983; 1990], применение которой позволило заключить, что характер и стиль тектоники Уральской складчатой области определяются тектоническими напряжениями тангенциального сжатия. Специфика условий накопления формаций заключается в последовательном возрастании тангенциальных сил сжатия от малых значений после скальвания толщ до предельно больших, когда нарушается предел

прочности толщ и происходит очередное надвигание. Скучивание аллохтонов, в том числе океанического типа на утоненном краю континента, влечет за собой его изостатическое погружение в область больших значений температур и давлений, ведет к расплавлению силических пород континентальной коры и верхнемантийных мафических масс.

Показано, что вещественный состав и строение вулканических серий зависят от значений тектонических сил тангенциального сжатия. На ранней стадии эволюции активных зон складчатой области накапливаются вулканиты с отсутствием либо низкой степенью дифференциации магматического вещества. Появление недифференцированной базальтовой и контрастно-дифференцированной базальт-липаритовой формаций связано с минимальными величинами тектонических напряжений сжатия, возникших в результате релаксации толщ после скалывания. Обширная трещиноватость аллохтона создает хорошую проницаемость для внедрения магматических масс. Структура формаций характеризуется сочетанием вулканогенных и осадочных пород в соотношениях 2:1. Среди вулканогенных пород резко преобладают эффузивные разности при незначительной доле пирокластики и субвулканитов. По составу эффузивы основные и кислые. Осадочные породы представлены глубоководными кремнями и небольшим участием терригенных пород мелкообломочного строения, с базальным типом цемента.

На зрелой стадии развития накапливаются последовательно-дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая и порфиритовая базальт-андезитовая формации, состоящие из эффузивных и пирокластических пород примерно в равных соотношениях. Эффузивы представлены в убывающих количествах от базальтов до липаритов. Вулканокластиты такого же состава. Характерной особенностью структуры пород являются повышение их порфировости. Вкрапленники крупные, часты гломпорфировые сростки. В структуре основной массы появляется ориентированное расположение лейст и призматических кристаллов. Значительна доля субвулканических образований. Последние лучше раскристаллизованы. Характер излияния – центральный и ареальный. Формации этого периода образуются при значительных тангенциальных напряжениях сжатия, создающих условия пониженной проницаемости толщ, затрудняющих извержение магмы на поверхность в виду

значительного пережатия трещин (каналов). Среди осадочных пород преобладает более крупнозернистые терригенные разности с малым количеством цемента контактного и порового типов. Обстановка седиментации – мелководная до наземной. К поздней (орогенной) стадии следует относить флишевую формацию, с которой парагенетически связаны батолиты гранитных интрузий и трахитоидные тела. В составе флиша неизменно присутствуют глыбовые горизонты, «дикий» флиш, олистострома. Структурные особенности флиша: ритмичное чередование либо градационная слоистость, косослоистые напластования, причудливые сингенетические дислокации и пр., характеризуют высокую степень динамичности условий их формирования, а хорошо известная приуроченность шарьяжей к периоду флишенакпления – о максимальном проявлении тектонических напряжений тангенциального сжатия. Это подчеркивается и присутствием олистостромовых образований, генезис которых согласно современным представлениям рассматривается как результат разрушения фронтальных частей надвигающихся аллохтонов.

Описанный выше формационный ряд, где происходит последовательная смена приведенных формаций во времени, соответствует одному тектоническому циклу развития складчатой области. Геодинамические условия его накопления также характеризуются последовательностью и направленностью. Неоднократное повторение полных формационных рядов свидетельствует о полициклическом характере развития складчатой области.

Мы наблюдали постепенные переходы между палеозойскими формациями нижнего тектонического цикла (формационного ряда) Магнитогорского синклиория Южного Урала. Известные здесь силуро-нижнедевонские свиты: сакмарская, поляковская, баймак-бурibaевская и ирендыкская имеют между собой согласные стратиграфические границы. Во втором – между средне-верхнедевонскими свитами: карамалыташской, улутауской, колтубанской и зилаирской также установлены нормальные стратиграфические взаимоотношения. Это же характерно для образований третьего тектонического цикла (формационного ряда), где согласно залегают друг на друге нижне- и среднекаменноугольные свиты: березовская, кизильская и кардаиловская-уртазымская. Однако между формационными рядами перерывы либо несогласия обязательны, что и наблюдается

в геоактивной зоне Южного Урала. Так хорошо известны факты о резком угловом и азимутальном несогласии в основании среднего-верхнего ордовика. Нигде не обнаружено согласных взаимоотношений среднедевонской карамалыташской свиты, начинающей второй тектонический цикл, с более ранними образованиями. С размывом либо несогласно залегают вулканиты верхнетурнейского подъяруса нижнего карбона (основание третьего тектонического цикла) на флише зилаирской свиты, что мы наблюдали в разрезах Хайбулинский, Гусевский и др.

Перечисленные особенности позволяют признать, что эволюция каждого тектонического цикла осуществлялась в условиях последовательно прогрессирующего сжатия. Создание же условий пониженных давлений, необходимых для образования начальных составляющих тектонического цикла, достигалось не в результате растяжения, как полагали, а снятием напряжения скалыванием (шарьированием). Постепенное увеличение сжимающих напряжений приводило к прекращению вулканической деятельности и отображалось размывом выведенных на поверхность вулканических гряд, за счет кластического материала которых накапливались толщи флиша и олистостром. Таким образом флишеобразование и олистостромонакопление знаменуют собой обстановку максимальных тектонических напряжений горизонтального сжатия и являются обязательным элементом завершающего этапа развития каждого тектоно-магматического цикла. Они отнесены к орогенному типу.

Итак, особенности состава и строения каждой формационной единицы обусловлены строго определенным тектоническим режимом. Закономерная смена формаций во времени свидетельствует о таком же последовательном и направленном изменении тектонической обстановки, характеризуя общую геодинамическую историю эволюции.

Анализ геологических данных по другим хорошо изученным складчатым областям приводит к выводу, что все они формировались по однотипному плану и единым принципам. Существующие различия обязаны естественной эволюционной направленности развития земной коры во времени. Это и запечатлено в характере структурно-вещественного выполнения, в его составе и строении, а также закономерностях накопления отдельных формаций и формационных рядов в целом.

Территории развития показанных выше структурно-формационных комплексов принято называть структурно-формационными зонами. Как правило, такие зоны надвигались в сторону соседнего кратона в конце каждого тектонического цикла, становясь аллохтонами.

Сказанное выше в кратком изложении позволило нам считать, что с мобилистских позиций формационный анализ обладает большими возможностями как метод палеотектонических реконструкций, метод сравнительной тектоники складчатых областей, метод восстановления геодинамических режимов и истории их эволюции во времени. Это те положения, которые и ставятся в заслугу террейновому анализу, вызывая восхищение его приверженцев. Вероятно, появление террейнологии возникло как естественное заполнение пробела в формационных знаниях геологов североамериканской школы, в знаниях о развитии геовещества в связи с эволюцией геодинамического режима, выявляемого формационным анализом. Потому террейновый анализ можно рассматривать как признание структурно-формационного направления отечественной геологии и геотектонической сущности понятия формация.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сложность проблемы структурного продолжения Южного Урала отражена эволюцией представлений выдающихся геологов страны – А.П. Карпинского, А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского, А.Л. Яншина, которые обосновывали каждый особую точку зрения, иногда кардинально изменяя её в течение своей научной деятельности. Это было связано с явным недостатком знаний в те времена по общей структуре региона и ее составных частей. Это касается и тектонического районирования сопредельных территорий, недоработки в котором не позволяли проводить однозначные структурно-формационные сопоставления. В настоящее время введение трёхчленного районирования передовых прогибов позволило надёжно идентифицировать геологию сравниваемых объектов. В результате взгляды на структурное сочленение Предуралья с Прикаспием и далее к западу с Преддонбасским прогибом стали убедительными. Современное тектоническое районирование Южного Урала, как и Северного Кавказа, положено в основу исследований, направленных на сравнительный структурно-формационный анализ домезозойских образований этих складчатых сооружений. Показано, что структурные и формационные комплексы Северного Кавказа представляют собой аллохтонную структуру, являющуюся фрагментарным аналогом центральной зоны Южного Урала (восточной части Зилаирского синклинория, Башкирского антиклинория и зоны Уралтау). Полагается, что сравниваемым объектам присуща общая геодинамическая история.

Выявление общности тектонических условий происхождения и геодинамических режимов развития складчатых областей Урала и Кавказа в домезозойский период рассмотрены на примере одной из главных геологических вещественных единиц – офиолитовой формации Кракинских гор западного склона Южного Урала и Малкинского гипербазитового массива Бечасынской зоны Северного Кавказа. Характерные черты офиолитовой формации сопоставляемых объектов следующие. Контрастность рельефа, присущего гипербазитам и вмещающим их породам. Преимущественно гарцбургитовый состав,

при подчиненности лерцолитов и дунитов. Высокая степень серпентинизации всех ультраосновных пород. Разброс значений мощности гипербазитовых тел. Тектонические взаимоотношения с вмещающими породами. Одинаковый стратиграфический диапазон подстилающих образований от докембрия до среднего палеозоя включительно. Тектоническая совмещенность разнородных типов палеозойского разреза. Идентичность геохронологической периодизации.

Механизм формирования и развития земной коры складчатой области во многом определяется масштабностью проявления офиолитовой ассоциации, ее структурным положением и геохронологической определенностью. Они состоят из множества различных размеров массивов и тел гипербазитов, являющихся аллохтонными структурами, образованными надвиганием океанической коры на сопредельный континент. Сопровождаются зонами особых вещественно-структурных образований (формаций), которые сейчас называют меланжем, микститом, олистостромом. Это одна из важнейших закономерностей структурной геологии регионов развития гипербазитовых комплексов. Периодизация выведения на поверхность гипербазитовых поясов и образование офиолитовой формации обосновываются новыми геохронологическими данными, полученными с использованием современных методов, в частности цирконологии. Приводится достаточно большой разброс значений абсолютного летоисчисления, свидетельствующий о многократности периодов их становления. Поскольку сейчас тектоническое положение гипербазитовых поясов не вызывает сомнений, их временная периодизация подтверждается также общерегиональными перестройками структурных планов и возрастом особых формаций-индикаторов интенсивности геодинамического режима, определяющего деформационный этап эволюции тектонического цикла. Обосновывается принцип определения возраста таких формаций, являющихся результатом неоднократного надвигания океанической коры на сопредельный край континента.

Следующая проблема посвящена геодинамической модели нефтегазообразования в оценке перспективности площадей и горизонтов Южного Урала на обнаружение новых залежей углеводородов. Согласно этой модели, источниками углеводородов являются либо органический материал осадочного генезиса, либо нефтегазообразующее вещество, представленное глубинными газами.

Генерация углеводородов, их миграция и скопления в залежи в любой геологической период обеспечивается тектоническими силами, характером геодинамической обстановки тангенциального сжатия. Сейсмичность территории определяет возможность образования нефти и газа и в настоящее время. Показана связь генезиса углеводородов с формированием структуры; определено их место в общей системе геологических событий, формирующих земную кору. Биогенная теория нефтегазообразования в настоящее время получила основательную поддержку внедрением так называемой «сланцевой революции», в результате которой, именно богатые органическим веществом осадочной породы сланцевой текстуры явились ценным объектом добычи углеводородов. В этом плане особое внимание уделяется доманикиту афонинского горизонта эйфельского яруса среднего девона, который распространен на западном склоне Южного Урала и рассматривается как нефтегазогенерирующий объект, аналогичный доманику франского яруса верхнего девона платформенной и прогибной областей Башкирии. Это же относится и к вязовскому горизонту эмсского яруса нижнего девона. Акцентируется внимание на их площадном распространении и запечатывании непроницаемыми породами гипербазитового аллохтона. Состав и строение нефтегазогенерирующих толщ сланцевого типа в пермских отложениях Предуралья рассматриваются на примере геологии горы Янгантау, которая сложена преимущественно янгантауской свитой битуминозных пород, содержащих компоненты, присущие доманикитам. Особенности геологического строения объекта обуславливаются сочетанием нескольких природных факторов, среди которых особое значение придается тектонике, обеспечивающей естественный механизм извлечения углеводородов из сланцевых толщ.

В русле мобилистского направления рассматриваются основные фундаментальные теории формирования земной коры. Уделяется внимание происхождению и эволюции магматизма в двух моделях: субдукционной и обдукционной. Основными отличительными чертами их являются разные методологические принципы и иные методические приемы изучения. Первая из названных моделей основана на принципе актуализма. Ее объектами изучения является молодой магматизм, развитый в современных островных дугах. Методика изучения базируется на глубинных физико-химических

процессах. Вторая следует эволюционным законам развития. Объектом изучения является магматизм активных зон складчатых областей геологического прошлого. Используемые при этом методы основаны на структурных исследованиях, формационном анализе и авторской вещественно-структурной методике геодинамических реконструкций. И субдукционная, и обдукционная модели эволюции магматизма находятся в стадии разработки. Вероятно, одна из них окажется более доказанной, а возможно, что каждая будет использована для разных периодов эволюции земной коры. Дальнейшее изучение покажет.



ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А.А., Алексеев Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А. Метаморфическая геология западного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2006. 212 с.

Аммосов И.И. Литификация и нефтеносность // Петрология углей и парагенез горючих ископаемых. М.: Наука, 1967. С. 5–80.

Аммосов И.И., Тан Сюи. Стадии изменения углей и парагенетические отношения горючих ископаемых. М.: АН СССР, 1961. 119 с.

Арешев Е.Г. Нефтегазоносные бассейны тихоокеанского подвижного пояса. М.: АВАНТИ, 2004. 287 с.

Афанасьев Г.Д., Лупанова Н.П., Свиридов В.В. О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Северный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1963. Т. 148. № 2. С. 297–299.

Баженова О.К., Баженова Т.К. Происхождение нефти – фундаментальная проблема геологии (современное состояние проблемы) // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 5. С. 541–552.

Бакиров К.Х. Надвиговые структуры восточного борта Прикаспийской впадины // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 4. С. 928–932.

Баранов Г.И. Проблемы геологического строения досреднепалеозойского основания Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 106–111.

Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойских этапах развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 45–154.

Бембеев В.Э.-Г., Климашин В.П., Кроцкий С.С. Перспективы нефтегазоносности Каракульско-Смушковской зоны дислокаций в свете новейших данных бурения и сейсморазведки // Геологическое строение и разведка полезных ископаемых Калмыцкой АССР. Элиста, 1985. С. 38–46.

Боголепов К.В. Вопросы учения о геологических формациях // Геология и геофизика. 1970. № 1. С. 39–49.

Борукаев И.Б. О террейновом анализе (террейнологии) // Геология. Известия Отделения наук о Земле и экологии АН РБ. 1998. № 3. С. 44–53.

Буритар М.С., Бизнигаев А.Д., Гасангусейнов Г.Г. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 1966. 418 с.

Вассоевич Н.Б. Предисловие к изучению геотектонических формаций // Осадочные формации и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 3–17.

Вассоевич Н.Б., Корчагин Ю.И., Лопатин Н.В., Чернышев В.В. Главная фаза нефтеобразования // Вестник МГУ. Серия IV. Геология. 1969. № 6. С. 3–27.

Вассоевич Н.Б., Бурлин Ю.Л., Конюхов А.И., Корноушина Е.Е. Роль глинистых сланцев в нефтеобразовании // Советская геология. 1975. № 3. С. 15–29.

Вобликов Б.Г., Лопатин А.Ф., Филиппович П.А., Сапельченко Р.В. Тектоника палеозойского комплекса Кавказско-Герцинского антиклинория Северного Кавказа и сопредельных территорий // Сб. науч. тр. Сев-КавГТУ. Серия «Естественнонаучная». 2008. № 4. С. 128–133.

Вышемирский В.С. Геологические условия метаморфизма углей и нефтей. Саратов, 1963. 378 с.

Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.

Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 2005. 460 с.

Гасанов Т.А. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985. 240 с.

Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Янишин А.И. Глубинное строение района Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геологических и геофизических данных // Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 299–307.

Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала. М.: Наука, 1977. 296 с.

Гедберг Х.Д. Геологические аспекты происхождения нефти. М.: Недра, 1966. С. 124.

Герасимов А.П., Ренгартен В.П. Южные складчатые цепи Советского Союза и Альпийская система / Доклады в ЦНИГРИ НКТП СССР. Л.; М.; Грозный; Новосибирск, 1934. С. 40–47.

Глебовская Е.А. Катагенез органического вещества и нефтегазообразование по данным инфракрасной спектроскопии и лабораторного моделирования: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: Всес. нефт. н.-и. геологоразведочный ин-т, 1979. 36 с.

Декарли П. Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 110.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарин Е.В. Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика. 2015. № 1–2. С. 21–55.

Ениколопов Н.С. Электрофизические характеристики некоторых органических веществ при ВД+ДС // Изв. АН СССР. Серия химия. 1979. №10. С. 2256–2260.

Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале. Уфа, 1994. 30 с.

Захаров О.А., Аржавитина М.Ю. Геология и геохимия максютовского комплекса зоны Уралтау. Уфа: Гилем, 2007. 91 с.

Исмагилов Р.А. Геология и перспективы нефтегазоносности Зиларирского синклиория Южного Урала. Уфа: Гилем, 2012. 182 с.

Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 237 с.

Казанцев Ю.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской впадины Предуральяского прогиба: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Уфа, 1974. 21 с.

Казанцев Ю.В. Сдвиги в Южном Предуралье // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. №1. С. 957–961.

Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральяского прогиба. М.: Наука, 1984. 185 с.

Казанцев Ю.В. Пути возрождения нефтедобычи в Башкортостане // Экономика и управление: научно-практический журнал. 2002. № 2 (46). С. 46–50.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О происхождении «грабенообразных» структур на юго-востоке Восточно-Европейской платформы // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 1. С. 186–190.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О методике картирования дислокаций горизонтального сжатия // Геология и разведка. 1990. № 1. С. 113.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю., Аржавитин П.В., Бехер Н.И., Терехов А.А., Попович С.В. Структурная геология Крыма / БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1989. 155 с.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Аржавитина М.Ю. и др. Структурная геология Магнитогорского синклиория Южного Урала. М.: Наука, 1992. 183 с.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Загребина А.И., Газизова С.А. Структурная геология северо-востока Башкортостана. Уфа, 1999. 129 с.

Казанцева Т.Т. Строение и особенности залегания офиолитовой формации на западном склоне Южного Урала // Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования. Уфа, 1970. С. 91–92.

Казанцева Т.Т. К стратиграфии Зилаирской серии западного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194. № 3. С. 649–652.

Казанцева Т.Т. Происхождение и развитие геосинклиналей. Уфа: БФАН СССР, 1981. 26 с.

Казанцева Т.Т. Тектонические циклы и формационные ряды. Уфа: БФАН СССР, 1983. 37 с.

Казанцева Т.Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 169 с.

Казанцева Т.Т. Тектоника и эволюция. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1990. 40 с.

Казанцева Т.Т. Основы шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры // Геология. Изв. Отд. наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2000. № 5. С. 15–46.

Казанцева Т.Т. К оценке перспектив нефтегазоносности восточного склона Южного Урала // Экономика и управление: научно-практический журнал. 2002. № 2 (46). С. 37–41.

Казанцева Т.Т. Гипербазиты Урала и периодизация их формирования // Вестник АН РБ. 2013. Т. 18. № 3. С. 17–32.

Казанцева Т.Т. К сравнительному анализу структурной геологии Южного Урала и Кавказа в палеозое // Известия Уфимского научного центра РАН. 2013. № 1. С. 7–79.

Казанцева Т.Т. Метаморфические комплексы домезозоя Большого Кавказа и Южного Урала (Сравнительный анализ) // Известия Уфимского научного центра РАН. 2014. № 2. С. 75–90.

Казанцева Т.Т. Фундаментальные теории эволюции Земной коры // Вестник АН РБ. 2015. Т. 20. № 3 (79). С. 14–27.

Казанцева Т.Т. Особенности строения и происхождения нефтегазогенерирующих толщ сланцевого типа в пермских отложениях Предуралья // Георесурсы. 2016. Т. 18. № 2. С. 127–132.

Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. О проблеме структурного продолжения южной конечности Урала // Вестник АН РБ. 2009. Т. 14. № 2. С. 5–16.

Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Структурный фактор в теоретической геологии. Уфа: Гилем, 2010. 325 с.

Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Происхождение и развитие Уральской геосинклинали // 27-й Международный геологический конгресс: тезисы докладов. 1984. С. 249–251.

Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Геосинклиналиное развитие Урала // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288. № 6. С. 1449–1454.

Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, № 5. С. 1077–1080.

Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Зуфарова Н.А. Происхождение нефти. Уфа, 1982.

Камалетдинов М.А. Современная теория шарьяжей // Геологический сборник. Информационные материалы: юбилейный выпуск / Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, 2001. С. 29–37.

Камалетдинов М.А. Открытие новых месторождений углеводородов... // Экономика и управление: научно-практический журнал. 2002. № 1 (45). С. 17–25.

Камалетдинов М.А. Ученые и время. Сер. Ученые Башкортостана / Академия наук Республики Башкортостан, Отделение наук о Земле и природных ресурсов. Уфа, 2007.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. Об аллохтонном залегании рифейских метаморфических пород в Сакмарской зоне Южного Урала // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181. №4. С. 938–941.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Особенности строения шарьяжей Уфимского амфитеатра // Бюлл. Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1981. Т. 56. № 3. С. 34–44.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 135 с.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое. Уфа: БФАН СССР, 1978. 31 с.

Карнов П.А., Степанова А.Ф., Соловьева Н.В. и др. Количественная оценка температуры и геологического времени как факторов углефикации рассеянных углистых остатков и возможности ее использования в нефтяной геологии // Изв. АН СССР. Серия геол. 1975. № 8. С. 103–113.

Клюжина М.Л., Магадеев Б.Д., Силантьев Е.В. Олистостромовый комплекс в северной части Кизило-Уртазымского синклинали // Литология и условия образования палеозойских осадочных толщ Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 5–30.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.

Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. Термодинамические и геотектонические условия образования эклогитов максютовского метаморфического комплекса // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2012. № 18. С. 3–14.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А. Цирконология лерцолитов (массив Узьянский Крака, Южный Урал) // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 5. С. 656–659.

Ларская Е.С., Жабров Д.В. О влиянии температуры и давления пластов на состав рассеянного органического вещества (на примере мезо-кайнозойских отложений Западного Предкавказья) // Докл. АН СССР. 1964. Т. 157. № 4. С. 897–900.

Максимов С.П., Поповин В.В., Жуков И.М. и др. Перспективы развития поисково-разведочных работ на нефть и газ в Бельской впадине Предуралья прогиба // Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980. С. 137–144.

Маракушев А.А., Маракушев С.А. Образование нефтяных и газовых месторождений // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 5. С. 505–521.

Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 1. М.: Изд-во МГУ, 1987.

Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья. М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа: Очерки региональной геологии СССР. Вып. 8. М.: Изд-во МГУ, 1963. 356 с.

Милюков В.К., Миронов А.П., Рогожин Е.А., Стеблов Г.М. Оценки скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS наблюдениям // Геотектоника. 2015. № 3. С. 56–65.

Михеев Г.А., Потапенко Ю.Я. О возрасте альпинотипных гипербазитов Северного Кавказа // Советская геология. 1973. №1. С. 131–137.

Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Юрюзано-Сылвинской депрессии. М.: Гостоптехиздат, 1950. 180 с.

Нигматулин Р.И., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Бобохов А.С. Геология и генезис тепловых аномалий горы Янгантау. Уфа: АН РБ, 1998. 71 с.

Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. II Уральского петрограф. совещ. Свердловск, 1969.

Омельченко В.Л. О месте пород блыбского комплекса в домезозойской структуре зоны Передового хребта (Северный Кавказ) // Геотектоника. 2007. № 4. С. 60–70.

Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чурьнина И.И. Хромиты Кимперсайского плутона. М.: Наука, 1968. 179 с.

Парада С.Г., Маркин М.Ю., Холод Ю.В., Шишкалов И.Ю. Минерагенические аспекты геохимических исследований Малкинского рудного района // Вестник Южного Научного Центра РАН. 2011. Т. 7. № 1. С. 47–58.

Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.

Попков В.И. Тектоника запада Туранской плиты. М.: ИГиРГИ, 1992.

Потапенко Ю.Я. Об олистолитах силурийских фтанитов и северном офиолитовом шве зоны Передового хребта Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. №5. С. 1189–1191.

Потапенко Ю.Я., Пруцкий Н.И. Офиолитовый конгломерат в среднем палеозое Передового хребта Северного Кавказа // Доклады АН СССР. 1976. Т. 228. № 5.

Пучков В.Н. Геология Урала Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Новые определения изотопного возраста вулканических излияний в типовом разрезе рифея и венда Южного Урала: следствия для стратиграфии // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: мат-лы Межрегиональной конф. 19–22 ноября 2012 г., г. Уфа. Уфа, 2012. С. 52–55.

Пушкарев Е.В., Серов П.А., Бирюзова А.П. Изотопные Sm-Nd – данные о раннедевонском возрасте динамометаморфизма в основании офи-

олитовых аллохтонов в Сакмарской зоне Южного Урала // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 2. С. 224–228.

Руженцев С.В. Тектоническое положение и внутренняя структура Сакмарской зоны Урала // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 114–121.

Савельева Г.Н. и др. Офиолиты зоны сочленения Южных Уралов с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 93–117.

Савельева Г.Н. Офиолиты варисцид Европы и Уралов: обстановки формирования и метаморфизм // Геотектоника. 2011. № 6. С. 24–39.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитовосность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Садрисламов Б.М. Палеотектонические условия накопления силурийских и раннедевонских вулканогенно-осадочных образований Южного Урала // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 149–155.

Самыгин С.Г. и др. Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 73–92.

Самыгин С.Г., Хаин Е.В. Южный Урал и Северный Кавказ в палеозое – опыт сравнения // Геотектоника. 1985. № 2. С. 40–55.

Смирнов Г.А. Развитие научных взглядов на динамику Уральской горной системы. Екатеринбург: Наука. Уральское отделение, 1992. 295 с.

Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключкина М.Л. Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южного Урала // Ежегодник-1970. Информационные материалы. Свердловск, 1971. С. 189–191.

Соболев Н.Д. Ультрабазиты Кавказа. М., 1952. 239 с.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.

Сомин М.Л., Лаврищев В.А. Совмещенные комплексы в структуре Передового хребта Большого Кавказа // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 3. С. 372–375.

Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я., Смутьская А.И. Чучкурские ксенолиты и проблема тектонического положения среднепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ Передового хребта Северного Кавказа // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 368–370.

Сомин М.Л., Хаин Е.В., Видяпин Ю.П. О проблеме Ацгаринского тектонического покрова // Тезисы докл. V конф. по геологии и полез. иск. Северного Кавказа. Ессентуки, 1980. С. 126–128.

Тунгатаров К.Б. Тектоника зоны сочленения Урала и Прикаспийской впадины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 3. С. 16–22.

Тетяев М.М. Основы геотектоники. М.; Л., 1935. 296 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклиальный вулканизм. М.: МГУ, 1977. 264 с.

Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. № 4. С. 3–13.

Хаин В.Е., Сомин М.Л. О чем рассказывают эти скромные цирконы? // Природа. 2008. №7. С. 12–15.

Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Что такое «Новейшая тектоника» с современных позиций? // Сб. науч. тр. Серия «Тектоника и геодинамика». Вып. 1. 2002. С. 5–10.

Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А. Важнейшие геоструктуры Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2006. С. 105–112.

Хаин Е.В. Офиолиты в герцинской покровной структуре Передового хребта Северного Кавказа // Геотектоника. 1979. № 4. С. 63–80.

Хаин Е.В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта. М.: Наука, 1984.

Хамидов Б.Х. Анализ современного состояния и перспективы развития нефтедобычи на территории деятельности ОАО «Грознефтегаз» // Геология нефти и газа. 2007. № 5. С. 30–36.

Хеиров М.Б. Влияние глубины залегания осадочных пород на трансформацию глинистых минералов // Изв. АН СССР. Серия геол. 1979. № 8. С. 144–151.

Херасков Н.П. Тектоника и формации: Избранные труды. М.: Наука, 1967. 403 с.

Чегодаев Л.Д. Нижний силур Передового хребта Северного Кавказа // Советская геология. 1977. № 12. С. 50–57.

Шapiro В.А. Урало-Тянь-Шаньская аномалия электропроводности // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 3. С. 598–602.

Шатский Н.С. О роли академика А.А. Борисяка в развитии русской геологии // Ученые геологического комитета. Очерки по истории геологических знаний. М.: Наука, 1971. С. 8–17.

Литература

Шенгелиа Д.М., Чичинадзе Г.Л., Кецохели Д.Н., Мгалоблишвили И.З., Кахадзе Р.Г. и др. Петрология метаморфитов Ацгаринского покрова на Северном Кавказе // Изв. АН СССР. Серия геол. 1986. № 5. С. 17–27.

Шкуронат Б.А., Борисова В.А., Губеева А.В. Эколого-геологические исследования в РБ // Познание, освоение и сбережение недр РБ. Уфа, 1994. С. 42–43.

Штейнберг Д.С. Интрузивные формации // Геология СССР. Т. II. Ч.1. М.: Недра, 1969.

Штильмарк В.В. Экзогенная термальная аномалия горы Янган-Тай в западном Приуралье // Докл. к собр. Междунар. ассоц. гидрогеологов. М.: Гос. изд. по геол. и охране недр, 1960. С. 310–314.

Якуцени В.П., Жарков А.М., Петрова Ю.Э. Нетрадиционные источники природных газов: перспективы и проблемы их освоения // Геология нефти и газа. 2012. № 6. С. 65–79.

Янишин А.Л., Взгляды А.Д. Архангельского на характер юго-восточного обрамления Русской платформы // Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М.: АН СССР, 1951. С. 253–328.

Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A. The geosynclinal development of the Urals // Tectonophysics. 1986. V. 127. №3/4. P. 371–382.

Оглавление

Предисловие	3
РАЗДЕЛ I. ПРОБЛЕМА СТРУКТУРНОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА	5
РАЗДЕЛ II. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ДОМЕЗОЗОЯ ЮЖНОГО УРАЛА И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА	
Введение	22
Тектоническое районирование и сопоставимость особенностей геологии Северного Кавказа и Южного Урала	24
Бечасынская зона Северного Кавказа	28
О Башкирском антиклинории Южного Урала	33
К сравнительному анализу строения и структурного положения офиолитов Бечасынской зоны Кавказа и Кракинского аллохтона Южного Урала.....	38
Андрюкско-Тоханская зона Северного Кавказа.....	55
Западная часть зоны Уралтау на западном склоне Южного Урала.....	62
Передовой хребет Северного Кавказа.....	65
Особенности строения и структурного положения Сакмарского аллохтона на западном склоне Южного Урала.....	71
Блыбский метаморфический комплекс Передового хребта	87
Ацгаринский метаморфический комплекс Передового хребта	91
Максютовский и Суванякский комплексы зоны Уралтау западного склона Южного Урала	94
К истории изучения проблем геологии и геодинамики Кавказа в представлениях Ю.В. Казанцева.....	105
Заключение	125

**РАЗДЕЛ III. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВ
УРАЛА И СОПРОВОЖДАЮЩИХ ИХ ГЛЫБОВЫХ
ФОРМАЦИЙ. ПЕРИОДИЗАЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ**

Гипербазиты Южного Урала	131
О гипербазитах в структурной геологии палеозоя Кавказа....	151
Меланж как формация-индикатор активности геотектонического режима.....	161

**РАЗДЕЛ IV. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В ОСНОВЕ ОЦЕНКИ
ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ПЛОЩАДЕЙ И ГОРИЗОНТОВ
ЮЖНОГО УРАЛА НА ОБНАРУЖЕНИЕ НОВЫХ
ЗЕЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ**

Образование углеводородов в геодинамическом аспекте	186
К перспективам нефтегазоносности Предуральского прогиба.....	203
К оценке перспектив нефтегазоносности западного склона Южного Урала	217
О нефтегазогенерирующих сланцевых толщах Южного Урала.....	225
Доманикиты девона Южного Урала	228
О нефтегазогенерирующем сланцевом горизонте пермского возраста на примере горы Янгантау	237

**РАЗДЕЛ V. О ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМАХ
ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ШАРЬЯЖНО-НАДВИГОВАЯ
ТЕОРИЯ**

Шарьяжи, их значение и история открытия на Южном Урале.....	253
К шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры и ее создании	255
О зарождении и эволюции магматизма в геоактивных зонах складчатых областей на основе формационного анализа и геодинамических условий накопления геовещества.....	261
О «теории шарьяжей»	264
О террейнологии, как варианте структурно-формационного направления отечественной геологии.....	279
	282

Заключение	294
Литература	298

ДЛЯ ЗАМЕТОК



ДЛЯ ЗАМЕТОК



Научное издание

**Казанцева Тамара Тимофеевна
Казанцев Юрий Васильевич**

**ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ ЮЖНОГО УРАЛА**

Редактор: *Л.Д. Петрова*

Технический редактор: *Д.Н. Махмутова*

Компьютерная верстка: *Е.Т. Хомякова*

Подписано в печать 08.12.2016 г. Формат 60×84 1/16.

Бумага офисная «Снегурочка».

Гарнитура «Таймс». Печать на ризографе.

Усл. печ. л. 18,13. Уч.-изд. л. 17,57.

Тираж 300 экз. Заказ №170206.

Издательство «Гилем» НИК «Башкирская энциклопедия».
450006, г. Уфа, ул. Революционная, 55. Тел.: (347) 250-06-72.
gilem@bashenc.ru

Отпечатано с предоставленных файлов. КП РБ Издательство «Мир печати».
450076, г. Уфа, ул. Аксакова, 45.