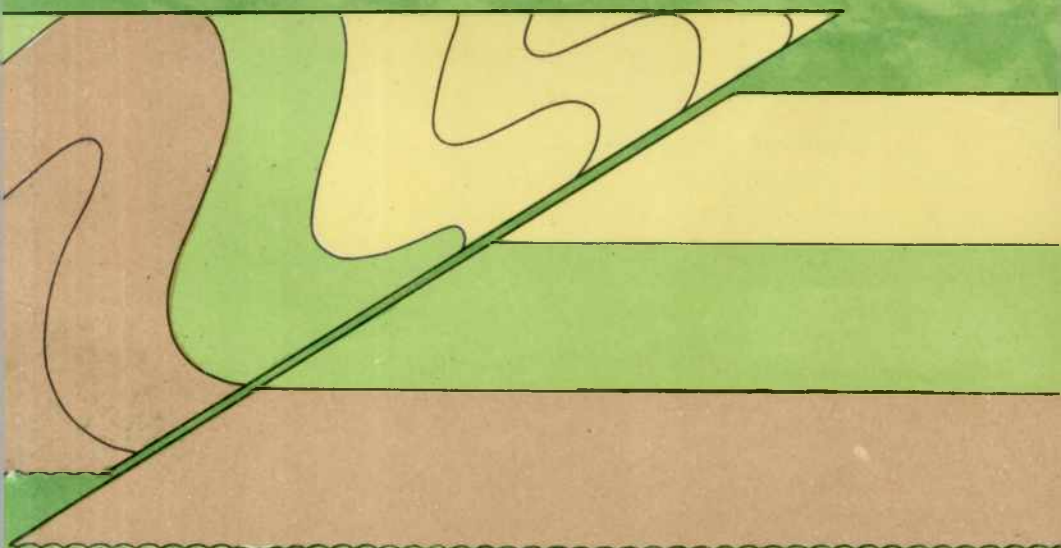


Министерство геологии СССР

ТЕКТОНИКА УКРАИНСКИХ КАРПАТ



Киев-1986

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УКРАИНСКОЙ ССР
Украинский научно-исследовательский
геологоразведочный институт (УкрНИГРИ)

ТЕКТОНИКА УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Объяснительная записка к тектонической карте
Украинских Карпат

Масштаб 1:200 000

Авторы: В.С.Вуров, И.Б.Вишняков, В.В.Глушко, Г.Д.Досин,
С.С.Круглов, В.В.Кузовенко, В.Г.Свириденко,
С.Е.Смирнов, И.В.Совчик, В.Н.Утробин, В.А.Шакин

Ответственный редактор С.С.Круглов

Киев 1986

Тектоника Украинских Карпат (объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат м-ба 1:200 000). Львов, УкрНИГРИ, 1986 г. Авторы: В.С.Буров, И.Б.Вишняков, В.В.Глушко, Г.Д.Досин, С.С.Круглов, В.В.Кузовенко, В.Г.Свириденко, С.Е.Смирнов, Я.В.Совчик, В.Н.Утробин, В.А.Шакин.

Объяснительная записка содержит краткое описание тектонической карты Украинских Карпат м-ба 1:200 000, составленной в Украинском научно-исследовательском геологоразведочном институте Министерства геологии УССР. Учитывая слабую дифференцированность в пространстве и времени проявления тектонических движений в пределах Карпат, в основу составления карты их украинской части положен принцип выделения отдельных структурно-фациальных зон, обладающих некоторой автономностью геологического развития и, в меньшей степени, морфологии складчатых и разрывных дислокаций. Подавляющее большинство этих зон в орогенный этап трансформировалось в покровные структуры. Особыми графическими, ранее не применявшимися средствами показана вергентность покровов и надвигов, наглядно отражающая генеральную направленность горизонтальных перемещений флишевых и молассовых формационных комплексов этой горной страны. На карте отображены также основные черты структуры автохтонных и параавтохтонных элементов Предкарпатского прогиба, перекрытых на поверхности покровами, донегенового основания Закарпатского прогиба, а в пределах складчатой области — дофлишевой поверхности, что в определенной степени характеризует строение не только верхних, но и глубинных горизонтов Карпат. Эта особенность карты значительно повышает ее информативность и значение при поисковых работах на нефть и газ и некоторые другие полезные ископаемые. Описанию структуры отдельных покровов и тектонических зон в записке предпосланы очерки, касающиеся принципов составления карты, схемы тектонического районирования и формационных особенностей стратиграфического разреза. Карта и записка рассчитаны на широкие круги геологов и могут быть использованы как пособия для студентов высших учебных заведений.

Текст 152 стр., рис. 8, библ. 41 назв.

Ответственный редактор
объяснительной записки С.С.Круглов

Утверждено Украинским филиалом Научно-редакционного
Совета Министерства геологии СССР
21 сентября 1984 г., протокол № 126

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение (С.С.Круглов)	5
Основные принципы составления тектонической карты (С.С.Круглов).	9
Схема тектонического районирования (С.С.Круглов)	18
Формационные комплексы структурно-фациальных зон	28
Протерозойские и палеозойские комплексы	28
Предкарпатский прогиб (И.Б.Вишняков, В.Н.Утробин)	28
Мармарошский массив (Г.Д.Досин).	31
Мезозойские и кайнозойские комплексы.	35
Предкарпатский прогиб (И.Б.Вишняков, В.Н.Утробин)	35
Карпаты	42
Довержнемеловые комплексы (С.Е.Смирнов).	42
Верхнемеловые-нижнемиоценовые комплексы (Г.Д.Досин, Я.В.Совчик)	46
Закарпатский прогиб (В.Г.Свириденко).	50
Тектоника.	56
Платформенное обрамление (И.Б.Вишняков)	56
Предкарпатский прогиб	59
О структурном подразделении прогиба (В.С.Буров, В.В.Глушко, В.А.Шакин)	59
Бильче-Волицкая зона (И.Б.Вишняков, В.Н.Утробин)	62
Самборский покров (В.С.Буров).	70
Бориславско-Покутский покров (В.С.Буров, В.В.Глушко, В.А.Шакин)	72
Карпаты	76
Скибовый покров (Г.Д.Досин, Я.В.Совчик).	76
Кросненская зона (Г.Д.Досин, В.В.Кузовенко, Я.В.Совчик, В.А.Шакин)	80

Внутренние флишевые покровы	84
Черногорский покров (С.С.Круглов).	84
Дуклянский покров (С.С.Круглов).	86
Поркулецкий покров (С.С.Круглов)	94
Раховский покров (С.С.Круглов)	103
Магурский покров (С.Е.Смирнов)	104
Мармарошские покровы.	106
Покровы Мармарошского кристаллического массива (Г.Д.Досин, С.С.Круглов)	106
Покровы зоны Мармарошских утесов (С.С.Круглов)	110
Зона Пенинских утесов (С.С.Круглов)	114
Закарпатский прогиб (В.Г.Свириденко)	118
К структуре дофлишевого основания Карпат (С.С.Круглов)	124
Некоторые общие черты структуры Карпат (В.С.Буров, С.С.Круглов)	133
Заключение (С.С.Круглов)	142
Литература	148

ВВЕДЕНИЕ

Карпаты — родина шарьяжной концепции происхождения складчатых поясов. Здесь, раньше чем в других районах мира, были установлены крупные горизонтальные перемещения. Однако слабое обоснование возраста мезозойских и кайнозойских образований, монотонность мощных толщ мелового и палеогенового флиша и ряд других обстоятельств долгое время являются причинами дискуссий и ревизий как общего тектонического стиля и альпийской истории развития Карпат, так и особенностей строения их отдельных районов.

Различие взглядов на строение и происхождение Карпат во многом определялось и принадлежностью их разным государствам со своими давно сложившимися геологическими школами. Возрождение в послевоенные годы деятельности Карпато-Балканской геологической ассоциации, объединившей страны социалистического содружества, создало благоприятную основу тесного сотрудничества всех карпатских геологов. Для целенаправленного поиска различных полезных ископаемых (и в первую очередь нефти и газа) возникла настоятельная необходимость разработки единых для всех Карпат схем стратиграфии фанерозойских отложений, корреляции их по простиранию и вкрест простирания и выявления особенностей структуры всей Карпатской дуги с упором на строение глубокозалегающих горизонтов.

Переход на качественно новую ступень изучения территории нашей страны — крупномасштабную геологическую съемку — предопределил необходимость усиления этих исследований. Карпаты, как часть почти кольцевой Карпато-Балкано-Динарской горной системы, давно являются своеобразным геологическим полигоном для приложения к нему разных, иногда взаимоисключающих друг друга, геотектонических гипотез и концепций. Неудивительно, что эту горную страну включают в качестве объекта для детального изучения во многие международные проекты как по линии Карпато-Балканской геологической ассоциации, так и под эгидой других международных геологических организаций. Они были, в частности, объектом изучения по Геодинамическому проекту и Международной программе геологической корреляции.

Картографическое изображение строения Карпат существенно продвинулось вперед за последние годы во многих карпатских странах, в которых уже изданы обзорные, среднемасштабные и детальные геологические карты и обзорные тектонические карты. Крупным успехом содружества геологов разных стран явилось создание Тектонической карты Карпато-Балканской горной системы и прилегающих областей в масштабе 1:1 000 000, под редакцией М.Магела. В 1977 г. в УкрНИГРИ была опубликована Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов масштаба 1:200 000, под редакцией В.А.Шакина. Предлагаемая этим же научным учреждением и ШО "Запукргеология" Тектоническая карта Украинских Карпат подводит итог картографического изображения особенностей строения указанной области в среднем масштабе.

Основой для ее составления явилась упомянутая геологическая карта и детальные карты, составленные во Львовской и Закарпатской геологических экспедициях, в Комплексной геологической партии объединения "Запукргеология" и материалы многолетних исследова-

ний коллективов Украинского научно-исследовательского геолого-разведочного института, Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, геологических факультетов Московского, Львовского и Черновицкого университетов, Западно-Украинской геофизической разведочной экспедиции, объединения "Укрнефть" и некоторых других научных и производственных организаций. В составление геологических карт, использованных в настоящем обобщении, большой вклад внесли А.Л.Арцаба, И.Г.Баранов, М.А.Безер, С.Л.Бизова, В.А.Вашенко, А.А.Волошин, И.Ф.Гермак, В.В.Глушко, Н.А.Диденко, З.Ф.Жигунова, А.Г.Жураковский, В.Н.Забелин, А.В.Зобков, С.И.Кантолинский, Ж.С.Коваль, В.Г.Корнеева, А.Л.Кривин, В.В.Кузовенко, Я.О.Кульчицкий, Я.Б.Лискевич, Е.Ф.Малеев, Л.В.Манакова, И.П.Мочалин, М.Г.Приходько, И.Е.Плешаков, В.И.Тарасенко, Ф.П.Темнюк, Э.М.Титов, Я.М.Сандлер, С.С.Сеньковская, Г.А.Скордули, В.М.Филатов, В.И.Чулочников, С.И.Шевырев.

Объем записки не позволяет отдать должное большой армии геологов производственных и научных организаций, разработавших стратиграфию Карпат и заложивших основы современных представлений об структуре. Без этих исследований было бы невозможно создание среднемасштабных и детальных карт как геологических, так и тектонических.

К сожалению, многие использованные крупномасштабные геологические карты базировались на разных стратиграфических и тектонических схемах и некоторые из них слабо увязаны между собой. Такие карты подвергались редактированию с неизбежной схематизацией. Существенно иначе, по сравнению с Геологической картой Украинских Карпат масштаба 1:200 000, изданной УкрНИГРИ в 1977 г., на тектонической карте показана структура внутренних флишевых покровов, занимающих почти весь южный склон Украинских Карпат.

Сводка авторских макетов карты выполнена по руководству С.С.Круглова картографом УкрНИГРИ В.В.Родаком.

Авторы приносят глубокую признательность всем коллегам — сотрудникам УкрНИГГи, содействовавшим выполнению работ по составлению и подготовке к изданию тектонической карты, а также коллективу Геолого-картографической партии Центральной тематической экспедиции Министерства геологии УССР во главе с ее руководителем И.П.Кутышенко за советы и замечания, способствовавшие улучшению ее качества.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ

Составление и издание среднемасштабных тектонических карт явление чрезвычайно редкое. Каких-либо общепринятых методических указаний или инструкций для выполнения таких карт до сих пор не разработано. Нет большого опыта в разработке рекомендаций по составлению тектонических карт масштаба 1:200 000 и у коллектива сотрудников Украинского научно-исследовательского геологоразведочного института. Лишь, пожалуй, участие некоторых авторов настоящей работы в подготовке Международной Тектонической карты Европы масштаба 1:2 500 000 и Международной Тектонической карты Карпато-Балканской горной системы и прилегающих областей масштаба 1:1 000 000 под редакцией М.Маггела и масштаба 1:500 000 этой же территории, для которых пришлось готовить более крупномасштабные основы, обогатило их определенными навыками и приемами составления среднемасштабных тектонических карт. Однако, если критерии тектонического районирования и подход к изображению основных элементов формационного характера практически остались теми же, то самое главное — использование цветовой раскраски, изменено принципиально. Связано это прежде всего с увеличением масштаба карты и резким уменьшением изображаемой на ней территории.

Так, если при составлении тектонической карты масштаба 1:1 000 000, охватывающей Карпаты, Балканы и Динариды, как, впрочем, и подавляющего большинства всех других мелкомасштабных тектонических карт, самое основное техническое средство ее наглядности — цвет был традиционно использован для показа регионов, различающихся временем проявления главной складчатости, то, естественно, для среднемасштабной карты небольшого фрагмента Карпатской дуги, каким являются Украинские Карпаты, практически почти не содержащие в себе разные по времени проявления склад-

части районов, такое использование цвета было бы неоправданным. Но, как и при составлении любых других тектонических карт, цвет здесь был использован для изображения самых главных тектонических элементов, которыми в данном случае являются передовой и внутренний прогибы Украинских Карпат, а в пределах их складчатого сооружения - конкретные структурно-фациальные зоны, подавляющее большинство которых представляет собой покровы ^{х)} Именно конкретные индивидуализированные структурные элементы, а не области, различающиеся временем завершения складчатости, должны быть, по мнению большинства авторов настоящей карты, основными изображаемыми на ней объектами.

Использование цвета для отображения времени завершающей или основной складчатости превратило бы тектоническую карту Украинских Карпат масштаба 1:200 000 в унылую двух-трехцветную невыразительную схему, не выполняющую своего главного назначения - наглядного и выразительного показа наиболее общих черт структуры этого региона. В связи с этим, некоторой невыразительностью и монотонностью страдает изображение, например, структурных элементов флишевых Карпат на уже упоминавшейся тектонической карте Карпато-Балкан масштаба 1:1 000 000, не говоря уже о других картах меньшего масштаба.

В то же время на новой карте не упущен и этот чрезвычайно важный для понимания развития региона историко-геологический критерий. Он нашел свое отображение в легенде карты, которая построена именно по этому принципу, то есть по времени проявления основной складчатости с определенным ущербом для стройности (ранжировки) собственно структурной схемы. Однако и эта потеря

^{х)} В настоящей работе, как это вообще принято в литературе по Карпатам, термин "зона" используется в историко-геологическом смысле, а "покров" - в структурном.

в какой-то степени восполняется рядом расположенной цветной масштабом схемой, которая в черно-белом варианте прилагается и к объяснительной записке. Существенным дополнением, иллюстрирующим историко-геологические аспекты развития Карпат, является схема корреляции эндогенных процессов, наглядно отображающая динамику формирования отдельных тектонических элементов, начиная с осадконакопления и кончая складко- и покровообразованием и общей инверсией всего региона (рис. I). Для большего удобства ее мы поместили не только в объяснительной записке, но также и непосредственно на карте, рядом с легендой.

По указанным соображениям вряд ли было бы оправданным использование при составлении среднемасштабной тектонической карты Украинских Карпат и принципа, недавно разработанного в нашей стране под руководством А.В. Пейве - времени становления континентальной коры, базирующегося на анализе геологических формаций.

Авторы отдадут себе отчет в том, что в результате изменения общепринятого принципа использования цветовой раскраски их карта приобрела необычный и непривычный вид, но они также отчетливо представляют непременно возникшие бы еще большие неудобства ознакомления с картой при любом другом варианте применения этого основного технического средства изображения тектоники. Выбранный критерий применения цвета, естественно, автоматически приводит к отказу от использования его при показе структурной ярусности или этажности тех или иных районов, что, безусловно, является существенным недостатком карты. Однако некоторой компенсацией этой потери является попытка изображения погребенных структурных этажей Предкарпатского прогиба путем широкого использования "просвечивания" верхнего (аллохтонного) структурного этажа и показа паравтохтонных и автохтонных структур специальными условными знаками. Кроме того, подоснова миоценовых комплек-

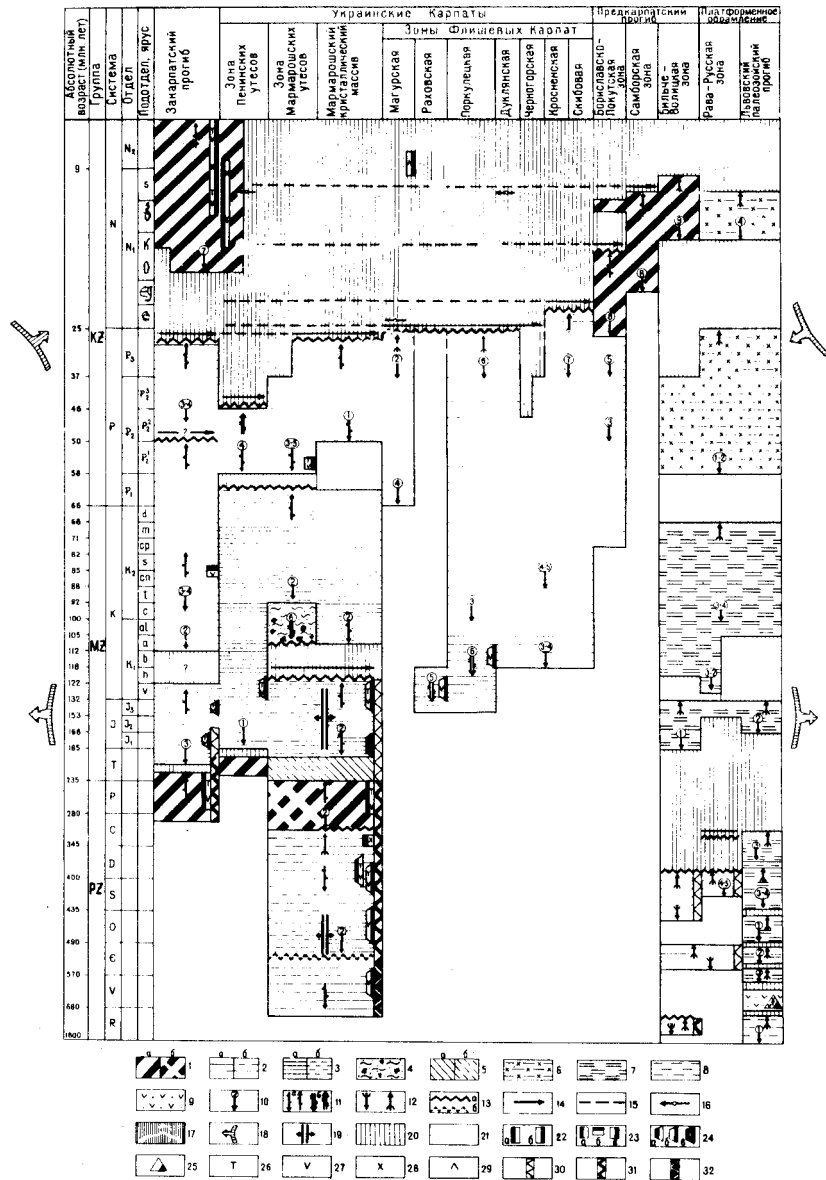


Рис. I

Рис. I. Корреляционная схема эндогенных процессов в фанерозое и позднем протерозое Украинских Карпат и их обрамления (по С.С.Круглову, С.Е.Смирнову, С.М.Спитковской, А.В.Хижнякову)

Геосинклинальный режим: I – орогенный этап, молассовая формация (а – установленная, б – предполагаемая), 2 – собственно геосинклинальный этап, флишевая и флишеидная формации (а – установленные, б – предполагаемые), 3-4 – раннегеосинклинальный этап; 3 – карбонатная, карбонатно-кремнистая и терригенно-карбонатная формации (а – установленные, б – предполагаемые), 4 – олистостромы. Квaziплатформенный режим: 5 – мелководные морские карбонатные и терригенно-карбонатная формации (а – установленные, б – предполагаемые).

Платформенный режим: 6 – морская мелководная карбонатно-терригенная формация, 7 – морская мелководная терригенно-карбонатная, 8 – аридная красноватая, 9 – трапповая.

Характер тектонических движений: I0 – погружение и характеристика его интенсивности (м/млн лет): I, 2 – медленное (менее 5, 5-10); 3, 4 – умеренное (10-25, 25-50); 5-7 – интенсивное (50-100, 100-200, 200-400); 8, 9 – весьма интенсивное (400-700, более 700); II – вертикальные движения блокового характера (а – слабые и умеренные, б – интенсивные); I2 – вертикальные движения сводового характера, I3 – складчатость (а – установленная, б – предполагаемая); I4 – горизонтальные движения (покры); I5 – отражение горизонтальных перемещений; I6 – обратная вергентность горизонтальных движений (в том числе и ретрошарьяжи); I7 – инверсия Карпат; I8 – растяжение и сжатие; I9 – раздвиги; 20 – устойчивое воздымание (континентальный режим, отсутствие осадконакопления, денудация); 21 – неуставленный режим.

Магматизм: 22 – орогенный (а – кислый, б – основной); 23 – инверсионный (а – кислый, б – средний, щелочной, в – основной); 24 – раннегеосинклинальный (а – кислый, б – основной, в – ультраосновной); 25 – трапповый (основной); 26 – туфы; 27 – эффузии, 28 – интрузии; 29 – дайки. Метаморфизм: 30 – филлитизация, 31 – эпитеpмальный (фации зеленых сланцев), 32 – мезотермальный (амфиболитовой фации).

сов в Предкарпатском (в его Бильче-Волицкой зоне) и в Закарпатском прогибах показывается изогипсами. Этот же прием использован для показа подошвы доплишевых образований в складчатой области Карпат, рассчитанной Л.Е.Филиштинским по геофизическим данным.

Общий покровный, иногда многослойный, характер развитых в Карпатах структур вынуждает прибегать и к некоторым другим приемам их изображения. В Бориславско-Покутском покрове Предкарпатского прогиба, имеющем, по крайней мере, трехъярусное нагромождение линий складок позднеальпийского структурного этажа, хотя и не найдено технического решения для показа всех развитых здесь многослойных и разноплановых тектонических элементов-покровов II порядка, тем не менее определенная попытка отображения его глубинной структуры предпринята. Во-первых, изогипсами глубины залегания подошвы Скибового покрова показывается его общая мощность (толщина) и, таким образом, отражается глубинное строение надвинутого на Бориславско-Покутский покров аллохтона. Во-вторых, этим же способом показана и глубинная структура значительной по ширине внешней части Самборского покрова, который по отношению к Бориславско-Покутскому покрову играет роль уже паравтохтона. В третьих, изогипсами по кровле эоцена изображена структура глубинных складок Бориславского, Майданского, Битковского и Покутского частных покровов (II порядка) самого Бориславско-Покутского покрова, перекрытых нижней молассой или непосредственно Скибовым покровом.

Из-за большой густоты и сложности конфигурации наложившихся один на другой линейных контуров даже при разноцветном их изображении, авторам, к сожалению, не удалось найти технического решения для отображения структуры вскрывавшихся в одном вертикальном разрезе трех и большего числа тектонических пластин. В связи с этим на карте теряется накопленная составителями очень

важная информация, имеющая большое значение для выбора объектов под поисковое и разведочное бурение на нефть и газ в глубоководных горизонтах. Для полноценного изображения структуры всех таких многослойных пластин нужно строить карты для каждой из них в отдельности.

Крупнейшие структурные элементы земной коры - глубинные разломы - не показаны на тектонической карте специальными знаками по следующим соображениям. Прежде всего, следует согласиться в этом отношении с тектонистами (например, Хаин, Славин - 39), рекомендующими показывать на картах лишь те из них, которые на орогенном этапе развития складчатых областей не трансформировались в шарьяжи. Технические средства изображения их чрезвычайно сложны. В проекции на земную поверхность (карту) они будут представлять собой достаточно широкие и протяженные полосы. Да и самое главное для структур такого типа - внутренние ограничения этих проекций (корни глубинных разломов) обычно остаются точно не установленными. К глубинным разломам такого типа, в первую очередь, следует отнести Предкарпатский глубинный разлом. Что касается Перипенинского или Закарпатского глубинного разлома, то у авторов карты нет единодушия в оценке степени его шарьирования. Выделение Припаннонского глубинного разлома у некоторых авторов вообще вызывает сомнение.

Определяющий общий облик Флишевых Карпат, чешуйчато-надвиговый тип их структуры с генеральной северо-восточной их вергентностью обязывает прибегнуть к особо выразительным средствам изображения отдельных покровов, скиб и чешуй. На карте это достигается изменением (уменьшением) интенсивности раскраски по мере удаления от фронтальных частей этих элементов. Помимо наглядного показа "черепчатого" характера налегания одних таких тектонических элементов на другие, этим приемом гораздо выразительнее, чем бергштрихами (которые также широко используются),

отображается одновременно и вергентность чешуй и покровов, что имеет большое значение для легкого и быстрого восприятия структуры всего региона. Он позволяет представить современный структурный лик Карпат как бы остановленным кадром длинной киноленты, на которой отснята вся динамика их развития в процессе покровообразования. Используемый прием несколько напоминает изображение рельефа методом отмывки и уже применялся некоторыми геологами при составлении неопубликованных карт и схем. В несколько ином виде — степень ступенчатости точечных знаков и в черно-белом варианте — им недавно воспользовался В.В.Даныш /19/ для рисовки отдельных чешуй Дуклянского покрова. Естественно, что разная интенсивность окраски фронтальных частей покровов и чешуй не является сколько-нибудь точным отображением глубины и характера (крутизны) залегания ограничивающих их снизу поверхностей, так как они для подавляющего большинства покровов и чешуй остаются пока неизвестными. Тем не менее, в принципе разная густота цвета эти особенности строения сместителей все-таки в какой-то степени показывает.

Для более полной связи объяснительной записки и карты названия почти всех зон, подзон и отдельных скиб в Скибовом покрове нанесены непосредственно на карту.

Учитывая также и прикладное назначение карты, особенно для направления нефтегазозразведочных работ, несколько иначе, чем обычно, на ней показаны локальные складки антиклинального типа. По сравнению с другими дислокациями они вместе с брахисинклиналями выделены подчеркнуто жирным условным знаком. Все остальные складчатые и разрывные структурные формы изображены общепринятыми традиционными обозначениями. Локальные антиклинальные складки показывались на карте из числа несомненно установленных. Предполагаемые или сомнительные антиклинальные формы, особенно многочисленные в покровах южного склона Украинских Карпат, на

карту не наносились. Такая же осторожность принята и по отношению к линейным протяженным складчатым формам.

Следующая важная составная часть нагрузки тектонической карты — формационная характеристика осадочно-вулканогенных комплексов — отображена специально разработанными условными обозначениями в виде крапа на фоне раскраски тех или иных структурных элементов. Показываемые естественные комплексы осадков лишь частично несут формационную нагрузку, так как это чаще всего не отдельные формации или субформации, а скорее всего литолого-фациальные типы в пределах одной формации. То есть, здесь вкладывается содержание очень близкое к тому, что М.Магел понимает под тектоногруппами. Для отличия одних формаций от других (например, флиша от моласс) вводится разный цвет крапа, а для отличия одинаковых по типу, но разных по возрасту комплексов, используются разные формы крапа.

Широко развитые в Карпатах подводно-оползневые образования — олистостромы и толщи "диного" флиша показаны специальными знаками. В местах, где они особенно широко развиты (например, перед фронтом Дуклянского покрова), условными знаками изображены отдельные наиболее крупные олистолиты с преувеличением масштаба.

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Украинские Карпаты – сравнительно небольшой сегмент Карпатской дуги, входящей в северную ветвь альпид Средиземноморья. Формирование их как покровно-складчатого сооружения закончилось в миоцене. Проявления более ранних эпох складчатости и покровообразования отчетливо устанавливаются лишь в наиболее внутренних районах дуги. По этому принципу общепринятым является подразделение ее на Внешние (или Флишевые) и Внутренние Карпаты. Рубежом между ними является зона Пенинских утесов, претерпевшая несколько эпох складчатости. Принципы более дробного районирования Карпат уже несколько иные. Дифференцированные тектонические движения в орогенный этап обусловили различия в развитии собственно Карпат и их передового и внутреннего прогибов. Следовательно, в основе такого подразделения также лежат историко-геологические принципы. Сохраняются они и при более детальном районировании грядового прогиба. К ним здесь еще добавляются структурно-морфологические и формационные критерии.

В основу районирования внутреннего прогиба, учитывая, что вся его территория в миоцене развивалась как единое целое, могут быть положены лишь структурные принципы. Выделение отдельных тектонических элементов в складчатых Карпатах базируется на структурно-фациальных признаках и основной единицей районирования здесь является структурно-фациальная зона, большинство из которых в миоцене трансформировано в самостоятельные покровы. Все они сложены мел-палеогеновым флишем (верхние горизонты которого захватывают и часть миоцена), имеющим непринципиальные различия в разных районах распространения и лишь детальный анализ всего набора флишевых толщ от неокма до нижнего миоцена позволяет установить некоторую линейную автономность развития таких отдельных полос, что является основанием для выделения самостоятельных

структурно-фациальных зон, подзон или чешуй. Стиль внутренней структуры таких единиц слабо индивидуализирован, что во многом объясняется большой близостью механических свойств выполняющих их монотонных песчано-глинистых флишевых образований. Указанное обстоятельство объясняет существование в литературе большого количества резко и несущественно различающихся вариантов расчленения Флишевых Карпат.

На востоке Украинские Карпаты обрамляются (рис.2) молодой Западно-Европейской платформой и Волино-Подольской окраиной древней (дорифейской) Восточно-Европейской платформы. В пределах первой выделены, занимающая более внешнее положение по отношению к Карпатам, Ростовская зона, предположительно сформировавшаяся в байкальскую эпоху складчатости, и более внутренняя – Рава-Русская зона каледонской складчатости.

В Предкарпатском передовом прогибе до последнего времени было общепринятым выделять две зоны – Внешнюю и Внутреннюю, заложенные соответственно на платформенном и геосинклинальном (карпатском) основании. В настоящей записке принято недавно предложенное районирование /5/, в соответствии с которым выделяются три самостоятельных зоны (с севера на юг): Бильче-Волицкая (Внешняя в прежнем понимании), Самборская (ранее принимавшаяся в ранге подзоны Внутренней зоны) и Бориславско-Покутская (также считавшаяся ранее подзоной).

Облик Бильче-Волицкой зоны определяют осложненное системой разломов моноклинально погружающееся к юго-западу под Самборскую зону домиоценовое основание и слабо дислоцированные толщи так называемых верхних моласс (бадения и сармата), мощность которых резко увеличивается в направлении от платформы к Карпатам. Самборская зона – система линейных складок,

иногда надвинутых друг на друга, образующих крупный покров, далеко надвинутый на автохтонную часть прогиба. Сложена она преимущественно нижними молассами нижнего миоцена, сформировавшимися, по всей вероятности, на нефлишевых мезозойских и палеозойских отложениях эпипалеозойской платформы.

Бориславско-Покутская зона (покров) представляет собой краевую часть Внешнекарпатской флишевой геосинклинали, продолжавшую, в отличие от всей остальной ее части, интенсивное прогибание также и в миоценовое время. Это крупный покров, надвинутый в сторону автохтонной зоны прогиба, сложенный системой линейных складок мел-палеогеновых флишевых и миоценовых молассовых отложений. Сложные линейные складки сгруппированы в отдельные ярусы (частные покровы), разделенные пологими поверхностями надвигов.

Складчатая область. Монотонность и однообразие горных пород, слагающих Внешние (Флишевые) Карпаты, по-видимому, и обусловили большое морфологическое сходство покровно-чешуйчатых и складчатых внутренних стилей тектоники отдельных их районов. Существенно отличаются от них и имеют отчетливо выраженные индивидуализированные особенности структуры Мармарошский кристаллический массив и находящиеся на его северо-западном продолжении утесовые зоны, претерпевшие также и отличную от Внешних Карпат историю геологического развития. Мармарошская и Пенинская утесовые зоны и, возможно, кристаллический массив являются рубежом между Внешними и Внутренними Карпатами. Они представляют собой крупную структурную единицу земной коры — глубокий разлом, именуемый Закарпатским или Перипенинским.

При выборе литофациальных критериев расчленения Флишевых Карпат решающее значение придается обычно облику верхне-

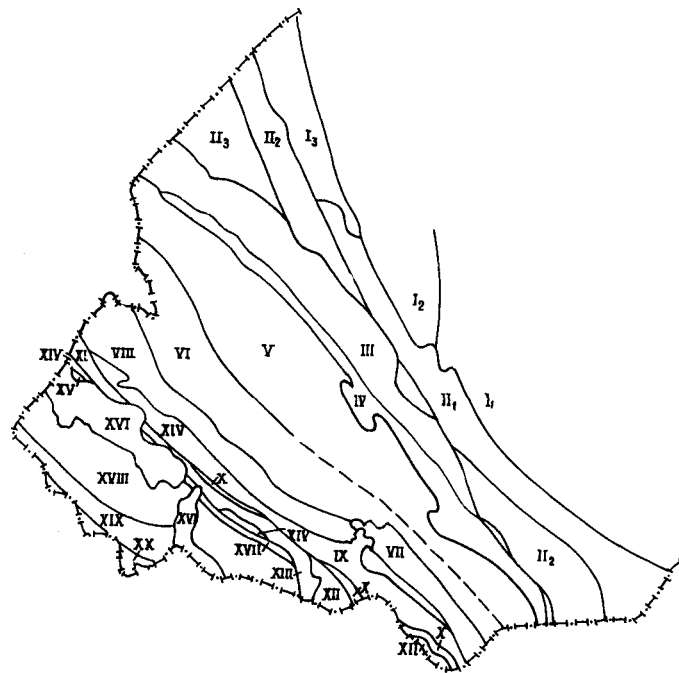


Рис.2. Схема тектонического районирования Украинских Карпат

I — платформенное обрамление Карпат: I₁ — Восточно-Европейская платформа, I₂₋₃ — Западно-Европейская платформа: I₂ — Ростовская зона, I₃ — Рава-Русская зона; II-IV — Предкарпатский прогиб: II — Бильче-Волицкая зона: II₁ — Станиславская подзона, II₂ — Косовско-Угерская подзона, II₃ — Крукеничская подзона; III — Самборский покров, IV — Бориславско-Покутский покров; V-XIV — Карпаты: V — Скибовый покров, VI — Кросненская зона, VII — Черногорский покров, VIII — Дукальский покров, IX — Поркулецкий покров, X — Раховский покров, XI — Магурский покров, XII — Мармарошский массив, XIII — зона Мармарошских утесов, XIV — зона Пенинских утесов; XV-XIX — Закарпатский прогиб: XV — зона Подгалья, XVI — Вигорлат-Гутинская гряда, XVII — Краевая зона, XVIII — Центральная зона, XIX — Припаннонская зона; XX — Паннонская межгорная впадина

меловых (послетуронских) отложений, так как считается, что именно в позднемеловое время дифференциация условий накопления флишевых осадков произошла наиболее резко. При этом принимается, что выделенные таким образом фациальные зоны одновременно являются и самостоятельными структурными единицами, так как они отделяются друг от друга крупными региональными надвигами или даже покровами. Следует, однако, оговориться, что по мере углубления исследований выявляются все новые и новые типы разрезов верхнемеловых отложений, заполняющие собой промежутки между ранее установленными различными по облику разновозрастными литофациальными комплексами. Таким образом, этот критерий становится все более и более неопределенным и расплывчатым. Уже сейчас такой подход к районированию не может считаться удовлетворительным и следовало бы перейти к выработке других более четких критериев, в основу которых мог бы быть положен прежде всего структурный фактор. Однако по структурному принципу сейчас можно отчетливо выделять лишь три крупных зоны (с севера на юг): Скибовую, Кросненскую и всю остальную территорию (до Закарпатского глубинного разлома), получившую название Внутренней флишевой зоны /9/, что, по-видимому, является вполне удачным для общего обозначения этой территории.

Однако при современной степени изученности Внешних Карпат такая дробность их районирования не может считаться достаточной и наиболее южной – Внутренней флишевой зоне, целесообразно придавать более высокий структурный ранг (надзона, группа зон и т.п.) и в ее пределах выделять все-таки какие-то более мелкие единицы. Пока что, не нарушая сложившейся традиции, в ее пределах мы продолжаем выделять элементы как и прежде по литофациальным критериям, условно сохраняя за ними ранг структурно-фациальных зон.

Итак, в основу районирования Внешних Украинских Карпат положена следующая схема (рис. I). Наиболее внешнее положение в

Карпатах, протягиваясь через всю украинскую их часть, занимает самая крупная зона (покров) – С к и б о в а я . Она характеризуется развитием разноритмичного сероцветного верхнемелового флиша и своеобразным так называемым скибовым стилем структуры, представляющим собой серию очень крупных по протяженности параллельно ориентированных и осложненных моноклиналей – скиб.

Узкая полоска чешуй флишевых отложений, характеризующихся развитием пестроцветных фаций верхнего мела (?) – эоцена и протягивающихся в тыльной северо-западной части зоны, многими геологами принимается в ранге самостоятельной Розлучской зоны. Считается, что она является продолжением Субсилезской зоны Польских Карпат. Более обоснованным следует признать мнение польских геологов, указывавших на полное выклинивание этой зоны еще до польско-советской границы. Их мнение подтверждается и некоторым пространственным (геометрическим) несовпадением этих единиц. Все это позволяет причислить западную часть Розлучской чешуи либо еще к Скибовой зоне Карпат, а более восточную (изогнутую внутрь Карпат) к Кросненской, либо всю ее считать передовой частью зоны Кросно.

Занимающая более внутреннее положение К р о с н е н - с к а я зона (Центральная Карпатская депрессия по К. Толвинскому), представляющая собой погруженное продолжение к юго-востоку Силезского покрова Западных Карпат, вслед за К. Толвинским и В. Н. Робинсоном /31/ принимается как крупный олигоценый-раннемиоценовый (кросненский) прогиб, протягивающийся через всю украинскую часть Карпатской дуги и приобретающий на юго-востоке черты автохтонности. Внешняя граница этой единственной в Карпатах неаутохтонной тектонической зоны проводится условно в месте погружения мел-эоценовых отложений южных скиб под мощную толщу кросненской свиты.

Пространственным (геометрическим, но не структурным) продолжением зоны Кросно на юго-восток является Ч е р н о г о р - с к а я зона (покров), известная в Румынии как зона Аудиа или зона черных сланцев. Внешняя часть зоны, характеризующаяся развитием верхнемелового грубооритмичного флиша и более простой, по сравнению с внутренней частью зоны, структурой, получила название С к у п о в с к о й подзоны. Внутренней части - Я л о в и - ч о р с к о й или Говерлинской подзоне свойственно мелкочешуйчатое строение и развитие более песчаного разреза верхнемеловых отложений.

Наиболее дискуссионным является районирование южного склона Флишевых Карпат. Из большого числа схем районирования южного склона авторами настоящей записки предлагается один вариант, который по их мнению, лучше чем другие облегчит ознакомление с тектонической картой. В соответствии с ним /21,25/ практически через всю территорию Украинских Карпат протягивается занимающая еще более внутреннее положение по отношению к Кросненской и Черногорской зонам - Д у к л я н с к а я зона (покров). Переходя на западе на нашу территорию из Чехословакии и Польши вначале широкой полосой (С т у ж и ц к о й подзоной), она, в значительной своей части, перекрывается затем по надвигу более южным структурным элементом в бассейне Латорицы и Боржавы. Далее на юго-восток она продолжается в виде Л у ж а н с к о й и Б л и з н и ц к о й подзон, узкой выклинивающейся полоской трассируясь на земной поверхности до бассейна Белого Черемоша. Зона характеризуется складчато-покровно-чешуйчатым стилем структуры и развитием темноцветных верхнемеловых флишевых толщ в крайних подзонах и серых существенно песчаных - в разделяющей их Лужанской подзоне.

Одним из основных вопросов, обуславливающих различное райо-

нирование более внутренней части Украинских Флишевых Карпат, является положение буркутских песчаников. Трактовка их как мощной досеноманской толщи, фациально замещающейся тонкоритмичной белотисенской свитой, накапливавшейся раньше регионально распространенного пестроцветного горизонта, дает основание всю полосу флиша между Раховской и Магурской единицами на юге и Черногорской и Дуклянской - на севере считать единой П о р к у л е ц к о й структурно-фациальной зоной (покровом). По особенностям структуры и слагающих ее флишевых толщ здесь с северо-запада на юго-восток выделяются подзоны: Черноголовская, Турьепольная, Лисичевская и Белотисенская. Это наиболее крупная тектоническая единица южного склона Флишевых Карпат, резко отличающаяся от всех других более внешних тектонических единиц развитием здесь не черносланцевых, а сероцветных досеноманских песчаных (буркутская свита) и тонкоритмичных (белотисенская свита) флишевых отложений. Выходя из-под надвига более внутреннего покрова в бассейне Ужа, Поркулецкий покров протягивается в Румынские Карпаты, где он известен под названием дигитации Бодок покрова Чахлеу.

На крайнем юге в западной части Украинских Карпат выделяется небольшая по площади клиновидная по форме М а г у р с к а я зона (покров), протягивающаяся с территории Чехословакии до бассейна Латорицы. Здесь выходят лишь палеогеновые толщи, образующие несколько чешуй.

Узкой прерывистой полоской нижнемеловых темноцветных отложений, образующих покров по периферии зоны Мармарошских утесов и Мармарошского кристаллического массива, от бассейна Боржавы до границы с Румынией, протягивается Р а х о в с к а я зона (покров). Далее в Румынии она известна под названием дигитации Чук покрова Чахлеу или верхнего внутреннего покрова. С севера она повсеместно ограничена Поркулецкой зоной.

Такова принятая в настоящей работе схема районирования Внешних Украинских Карпат.

От Закарпатского внутреннего прогиба они отделяются глубинным разломом, включающим в себя зону Пенинских утесов и прилегающую к ней с внешней стороны в бассейне Боржавы зону Мармарошских утесов, состоящую, в свою очередь, из двух подзон (покровов): Внешней или Вержанской и Внутренней или Монастирцкой. Крайнее юго-восточное положение в Украинских Карпатах занимает северо-западное окончание Мармарошского кристаллического массива, протягивающегося далее через все Восточные Карпаты и ограничивающего собой область распространения карпатского флиша. Он также сложен двумя покровами: Белопотокским (нижним) и Делсвецким (верхним). Промежуточное положение между этими покровами и Флишевыми Карпатами занимает Каменнопотокская (или Радомирская) подзона или чешуя, которую, скорее всего, следует причислять к Мармарошскому массиву. На р. Уж, южнее Пенинской зоны выделяется область развития подгальского флиша.

Закарпатский внутренний прогиб расположен между Перипенинским глубинным разломом на севере и предположительно глубинным Припаннонским разломом на юге и протягивается далее на северо-запад, сливаясь с Восточно-Словацкой впадиной. По морфологии структуры неогенового осадочного чехла здесь в продольном направлении выделяются следующие структурные зоны. Северный борт прогиба, протягивающийся в виде узкой полоски, известен под названием Краевой зоны, имеющей общее моноклинальное залегание. Гораздо большую территорию занимает Центральная зона, являющаяся областью развития соляно-диapiroвых и брахиантиклинальных складок. На

севере и на юге (с Припаннонским глубинным разломом) она сочленяется посредством крупных синклиналиных складок. Зоной Припаннонского глубинного разлома Закарпатский прогиб отделяется от обширной Паннонской межгорной впадины, небольшая часть которой заходит и на территорию Советского Закарпатья.

Вигорлат-Гутинская вулканическая гряда представляет собой покров неогеновых эффузивных пород, излившихся на различные участки Закарпатского прогиба и местами перекрывающих Пенинскую, Магурскую и Поркулецкую зоны.

ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

Представления о формациях и формационных комплексах существенно отличаются у разных исследователей. Нет полного единства по этому вопросу и у авторов настоящей записки и карты. Тем не менее они, вслед за Н.С.Шатским, полагают, что понятие "формация" является, в первую очередь, тектоническим и распространение, вертикальное и латеральное замещение формаций обязано развитию прежде всего определенных тектонических структур. В приводимой ниже краткой характеристике этих геологических образований использованы более или менее общепринятые названия каждой из них, но объем, а в связи с этим и вещественный состав и распространение конкретных формаций в некоторых случаях не всеми исследователями принимаются однозначно.

По отношению к формациям, определяющим собой общий формационный облик Карпат и прилегающих неогеновых прогибов, принято компромиссное представление, заключающееся в выделении здесь двух формаций – флишевой и молассовой. Всё разнообразие литологических типов ассоциаций пород, входящих в их состав, принято выделять как отдельные субформации (подформации).

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

ПРЕДКАРПАТСКИЙ ПРОГИБ

Большая часть Предкарпатского прогиба располагается на эпипалеозойской Западно-Европейской платформе, складчатое основание которой сложено верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими образованиями, перекрытыми мезозойским чехлом. Лишь юго-восточная часть его внешней (Бильче-Волицкой) зоны наложена на окраину древней Восточно-Европейской платформы (ВВП), фундамент которой сложен нижнепротерозойскими метаморфическими породами, а чехол –

вендовскими, палеозойскими и мезозойскими отложениями.

Образования дорифейского кристаллического фундамента на юго-востоке Бильче-Волицкой зоны изучены по материалам Черновицкой параметрической скважины (инт. глубин 2137–2245 м), где они представлены меланократовыми биотитовыми гнейсами и сланцами, претерпевшими катаклаз и диафторез. В смежных районах Волинно-Подольской окраины ВВП на площадях Завадовки, Бучач, Хмелевки под платформенным чехлом вскрыты граниты, граносиениты, гранодиориты в разных соотношениях между собой и с амфиболитами. Эти породы образуют комплексы глубокометаморфизованных осадочных и вулканогенных пород, объединяемые в метаморфические осадочно-вулканогенные формации. По составу пород, оценкам абсолютного возраста и анализу геофизических полей эта территория может рассматриваться как область развития верхней части раннепротерозойского комплекса – поздних карелид, в разной степени переработанных в ходе готской тектоно-магматической активизации, что позволяет видеть большое сходство выявленных здесь гранитоидов с осницкими.

В чехле окраины древней платформы распространены отложения позднебайкальского и каледонского осадочных комплексов, сформировавшихся в режиме перикратонного опускания.

В разрезе позднебайкальского комплекса выделяются: 1) трапповая формация нижнего венда (волинская серия), сложенная в нижней части грубозернистыми полимиктовыми песчаниками, туфами, туффиитами горбашевского горизонта (10–20 м) и эффузивными породами (базальты, туфолавы, туфобрекчи) берестовецкой свиты (40–200 м); 2) песчано-глинистая континентально-морская формация (валдайская серия венда – балтийская серия кембрия) с пестроцветной континентально-морской субформацией нижнего валдая (до 80 м) и морской сероцветной – верхнего валдая – нижнего кембрия (до 250 м). В

первой широко развиты пестрые песчаники, аргиллиты с примесью туфогенного материала, во второй доминируют сероцветные аргиллиты и алевролиты.

Кембрий выше балтийской серии сложен массивными кварцевыми песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов (бережковская серия) и выделяется в морскую преимущественно кварцево-песчаную формацию (до 600 м). Из-за недостатка информации о соотношениях с позднебайкальским и каледонским комплексами его нередко относят либо к первому (В.Н.Утробин), либо ко второму, либо выделяют (вместе с валдайской серией) в самостоятельный салаирский комплекс (И.Б.Вишняков).

Породы ордовикской, силурийской и нижней части девонской (тиверская серия) систем образуют морскую глинисто-карбонатную формацию каледонского комплекса. В составе последнего здесь также присутствует континентальная красноцветная терригенная молассоидная формация верхней части нижнего девона (красноцветные песчаники и алевролиты днестровской серии), выполняющая юго-восточную часть Боянецкого передового прогиба каледонид, в основном развитого на эпибайкальском (?) элементе молодой платформы.

На смежной территории эпибайкальского (?) обрамления состав фундамента пока не изучен. В платформенном же чехле, кроме описанных для края ВЕП формаций позднебайкальского и каледонского комплексов, характеризующихся здесь несколько большей глубиной залегания отложений и мощностями, присутствуют формации герцинского комплекса, составляющие Львовский среднепалеозойский прогиб: морская преимущественно карбонатная (средний-верхний девон - нижний карбон, визе) и преимущественно терригенная угленосная (серпуховский и башкирский ярусы карбона).

В разрезе складчатого фундамента эпигерцинской платформы выделяются раннебайкальский, позднебайкальско-раннекаледонский

(салаирский) и позднекаледонский комплексы.

Раннебайкальский комплекс, судя по гальке миоценовых и палеогеновых конгломератов, залегает не только в основании Крукенитской подзоны Бильче-Волицкой зоны, но и в основании внутренних зон Предкарпатского прогиба. Он сложен метаморфическими сланцами, филлитами, кварцитами, кварцитовидными песчаниками, объединяемыми в метаморфическую зеленосланцевую (эпизона) кварцит-филлитовую формацию (возможно флишевую), связываемую с развитием Галицийской геосинклинальной системы (несколько км).

Салаирский комплекс представлен породами венда (?) - кембрия, образующими морскую темноцветную песчано-глинистую флишоподобную формацию (более 1000 м). Она составляет складчатое основание Бильче-Волицкой зоны в полосе между Стрийско-Краковецкой и Городокско-Калужской системами разломов (Кохановская зона в платформенном основании).

Северо-восточнее Городокско-Калужской системы вплоть до Равно-Русского надвига развиты образования каледонского комплекса, представленные складчатыми толщами ордовика, силура, нижнего девона (жединский ярус). Они образуют морскую темноцветную карбонатно-глинистую граптолитовую формацию (более 2000 м), накопившуюся, главным образом, в условиях глубоководного миеосинклинального бассейна.

МАРМАРОШСКИЙ МАССИВ

Изучением украинской части Мармарошского массива занимались Г.Запалович, Ю.Токарский, а в послевоенные годы - А.К.Бойко, А.А.Волошин, Ю.Р.Данилович, Н.А.Доморацкий, А.Л.Кривин, О.И.Матковский, С.Г.Рудаков, Л.Г.Ткачук, И.Ф.Трусова, В.И.Чулочников и ряд других. Краткая формационная характеристика докембрийских образований массива дается ниже в основном по опубликованным материалам этих исследователей.

Учитывая происхождение и относительный возраст пород, а также условия их залегания и степень метаморфизма, докембрийская часть разреза массива может быть достаточно четко подразделена на три формации: протерозойскую гнейсо-сланцевую, сформировавшуюся в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма (белопотоцкая серия), верхнепротерозой-нижнепалеозойскую кварцито-сланцевую, получившую свой современный облик благодаря преобразованию исходных осадков в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма (деловецкая серия) и верхнепалеозойскую карбонатно-филлитовую, претерпевшую наиболее низкотемпературный метаморфизм зеленосланцевой фации.

Белопотоцкая серия (свита) сложена двуслюдяными мусковитовыми и биотитовыми плагиогнейсами, переслаивающимися с кварцитами и слюдяными сланцами. Местами встречаются пластообразные включения амфиболитов и небольшие интрузии лейкократовых гранитоидов. Результаты петрохимического изучения этих пород свидетельствуют о первично-осадочном происхождении этих сланцев, кварцитов и основной массы гнейсов. Они сформировались в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма соответственно из глинистых пород или алевролитов, кварцевых песчаников и полевошпато-кварцевых песчаников /2/. С.Г.Рудаков, учитывая песчано-глинистый состав исходной толщи и ее ритмичное строение, подчеркнутое ранее А.К.Бойко, склонен видеть в ней единую флишевую или флишеидную формацию.

Большинство геологов, вслед за Г.Запаловичем и Л.Г.Ткачуком, датирует белопотоцкую серию протерозоем, вероятно, средним^{*} А.К.Бойко и некоторые другие исследователи считают ее нижнепалеозойской.

Деловецкая серия представлена мощной сложнопостроенной толщей пестрого вещественного состава, преобразованной до стадии зеленых сланцев регионального метаморфизма. Возраст ее

точно не установлен. Одни геологи относят деловецкую серию к верхнему протерозою (?) - нижнему палеозою, другие - к нижнему-среднему палеозою. Опубликованные А.К.Бойко данные о возрасте некоторых толщ Мармарошского массива, полученные уран-свинцовым методом по акцессорным цирконам, скорее подтверждают вторую точку зрения.

По вещественному составу деловецкая серия расчленяется на три свиты: боевскую, баласинувскую и ластунскую или мегурскую свиты.

Боевская свита сложена, главным образом, зелеными и зеленовато-серыми сланцами хлорит-кварцевого, серицит-кварцевого или серицит-хлорит-кварцевого состава, с редкими маломощными прослоями кварцитов. В верхней части разреза свиты обычно выделяется непостоянной мощности или прерывистый горизонт черных углистых кварцитов с прослоями мраморизованных известняков, линзами родонит-родохрозитовой породы и отдельными прослоями мелкозернистых полевошпато-кварцевых порфироидов.

Исходные образования представляли собой, по-видимому, глинистые осадки с прослоями песчаников и алевролитов, иногда значительно обогащенные органическим веществом. Существенно глинистый состав этой толщи, обогащенность ее органическим веществом и положение в формационном ряду, позволили О.И.Матковскому рассматривать ее в качестве асидной формации.

Баласинувская свита, судя по материалам С.Г.Рудакова, сложена, в основном, мелкозернистыми туффоидами, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми порфироидами, переслаивающимися с серицит-хлоритовыми, серицит-кварцевыми и хлорит-кварцевыми сланцами.

^{*} Согласно последнему решению МСК средний протерозой не выделяется

Исходными образованиями для формирования пород баласинувской свиты был вулканогенный комплекс (главным образом кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры, отчасти диабазы и их туфы) с прослоями терригенных образований (преимущественно глин, реже песков и алевроитов). Такой состав исходной толщи позволил С.Г.Рудакову считать ее типичной формацией кварцевых кератофиров.

Ластунская (мегурская) свита сложена ритмичным переслаиванием кварцитов и серицит-кварцевых сланцев, сформировавшихся из песчаников и аргиллитов. Песчано-глинистый состав и ритмичное строение исходной толщи дают основание относить ее к флишевой или, по крайней мере, к флишевидной формации.

Таким образом, исходный для деловецкой серии осадочно-вулканогенный комплекс до метаморфизма представлял собой единый геосинклинального типа ряд, состоящий из трех генетически связанных между собой формаций: аспидной, кварцевых кератофиров и флишевой (флишевидной).

Верхнепалеозойские образования Мармарошского массива с резким угловым несогласием залегают на более древних породах. С.Г.Рудаков различает среди них три типа разреза. Первый, включающий верхнекаменноугольные и пермские отложения, распространен в виде мелких изолированных выходов вдоль северного края массива. Он представлен конгломератами, песчаниками, алевролитами с растительными остатками, пестроцветными алевролитами и песчаниками, местами заглинованными, розоватыми и белыми кварцевыми конгломератами.

Второй тип разреза представлен кузинской серией, выделенной впервые А.Л.Кривиним. Она сложена темно-серыми филлитами, переслаивающимися с кварцитами, зачастую углинистыми, и известняками. А.К.Бойко считает, что в составе кузинской свиты имеются как верхнепалеозойские, так и нижнетриасовые образования.

Третий тип разреза верхнего палеозоя распространен в виде мелких изолированных выходов в бассейне Белого Потока, по ручью Великому Банскому. Он представлен серыми плитчатыми известняками, переслаивающимися с черными углистыми филлитами.

Каменноугольную часть верхнего палеозоя массива, отличающуюся достаточно отчетливым циклическим строением, заметными примесями органического материала (угля) и остатками наземных растений можно, вслед за С.Г.Рудаковым рассматривать в качестве угленосной или нижней моцассовой формации. Пермская толща может представлять собой верхнюю моцассовую формацию, свидетельствующую о собственно орогенной стадии развития региона.

МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

ПРЕДКАРПАТСКИЙ ПРОГИБ

Мезозойские отложения слагают платформенное основание Бильче-Волицкой зоны к северо-востоку от Краковецкого разлома, образуя чехол, общий для древней и молодой платформ, а также предполагаются в автохтоне под Покутско-Буковинскими Карпатами и на западном склоне Дежайского массива. Формирование слогаемых ими перской и меловой депрессий (Стрийский прогиб и Львовская впадина) происходило в тесной связи с развитием Карпатской геосинклинали, обусловившей здесь режим периплатформенных опусканий.

Наиболее полный разрез перских отложений установлен вблизи Краковецкого разлома (Бонковский, Ногачевский блоки), где снизу в их составе выделяется терригенная трансгеосинная формация нижне-среднеперского возраста с лагунной сульфатно-терригенной (подолецкая свита), озерно-эстуариевой преимущественно песчаной (медничовская свита) и морской преимущественно глинистой (козановская свита) субформациями общей мощностью свыше 2000 м. Выше

по разрезу, а также северо-восточнее Городковского разлома и юго-восточнее Стрыйского пересечения юрские отложения представлены морской, преимущественно карбонатной формацией с такими субформациями: терригенно-карбонатной (местами кремнистой, в кровле - пестроцветной) келловей-скофорда (аворовская и рудковская свиты); лагунно-морской сульфатно-карбонатной кимериджа (рудковская свита); мелководной известняковой титона (нижневская свита); рифовой кимериджа-титона (опарская свита, у Краковского разлома) общей мощностью до 600-1100 м.

Нижнемеловые отложения (валанжин-готерив) ставчанской свиты, видимо, представляют собой регрессивную терригенно-известняковую (органогенно-обломочную) формацию Стрыйского прогиба, сменяющуюся на крайнем юго-востоке (Стороженец, Сергии) пестроцветной терригенной лагунной формацией, характерной для Предбурдзского прогиба.

Перечисленные формации юрского-нижнемелового возраста на рассматриваемой территории выполняют лишь восточную часть и являются реликтом более обширного прогиба, существовавшего до образования Поморско-Свентокшиско-Лемайского инверсионного вала. Мощные комплексы его центральной части либо уничтожены эрозией, либо перекрыты по наветру Лемайским массивом.

Поздне меловая впадина является структурой послеконверсионной, в связи с чем в пределах Бонковского и Ногачевского блоков ее образования не перекрывают юрских. Выполняющие ее отложения объединяются (по Ю.Н.Сеньковскому) в морскую мергельно-меловую глауконит-кремнистую формацию, состоящую из терригенно-кремнистой субформации альба-сеномана, карбонатно-терригенной (песчаной) глауконитовой субформации турона-маастрихта (утерские, журавненские песчаники юго-западного борта), кремнево-меловой субформации верхнего сеномана-сантона и мергельно-газовой субформации кампана-маастрихта. Мощность формации достигает 1000-1500 м. Ее

формирование протекало в ходе мощной трансгрессии бореального и южного бассейнов в пределы платформы и высокого стояния Поморско-Лемайского инверсионного вала, поставившего большое количество обломочного материала в западные области бассейна. Связь с Карпатской геосинклиналью осуществлялась по проливам между наиболее приподнятыми участками вала.

Для разреза к а й н о з о я Предкарпатского прогиба нет единого подразделения на формации. Ряд исследователей всю толщу миоценовых образований выделяет как единую молассовую формацию (Д.В.Гуржий); другие подразделяют их на две группы формаций - нижних (Бориславско-Покутский и Самборский покровы) и верхних (Бильче-Волицкая зона) моласс (О.С.Вялов); В.Н.Утросин все орогенные формации относит к подгруппе нижних моласс, выделяя семь динамических регрессивных комплексов, сложенных одиннадцатью формациями.

Для тектонической карты принято компромиссное решение выделять в разрезе миоцена Предкарпатья лишь одну молассовую формацию, подразделив ее на ряд субформаций (рис.3), который начинается флишеидной песчано-глинистой субформацией агера (поляницкая свита). Последняя распространена лишь в Бориславско-Покутском покрове и со стратиграфическим неосогласием перекрывает палеогеновый флиш. Нижняя часть разреза нередко сложена конгломератами, выше которых залегают аргиллиты, алевролиты и песчаники. Порода содержат большое количество мелких обломков менилитовых сланцев и зеленых рифейских филлитов, участками наблюдается ритмичное строение разреза, типичное для флишевых толщ. Субформация формировалась вдоль северо-восточного края Скибовой зоны за счет размыва Карпатского сооружения и сноса терригенного материала с платформенного склона. Ее мощность меняется от 0 до 2000 м.

Выше в Бориславско-Покутском покрове располагается нижняя терригенно-соленосная субформация эггенбурга (воротыщенская сви-

та), переходящая местами в песчано-глинистую (добротовская и верхневортыщенская подсвиты) и конгломератовую (слободская и загорская подсвиты). Последняя формировалась в северо-восточной прибрежной части бассейна, куда древние реки (Коломийская, Ходоровская и другие) с высоко стоящей платформенной суши выносили большое количество грубообломочного материала (ранневортыщенское время). Песчано-глинистая модификация субформации отвечает расширению вортыщенского бассейна в сторону платформы и появлению обширных надводных и подводных речных дельт вдоль восточного побережья, обуславливавших локальное опреснение солеродного бассейна (поздневортыщенское время). В юго-западных более глубоководных участках бассейна на протяжении всего вортыщенского времени накапливались хемогенные осадки с большим количеством терригенного материала, сносимого с надвигавшихся на прогиб Карпат, нередко в виде олистостромов с крупными отторженцами флишевых покровов (олистолитами и мегаолистолитами). Мощность субформаций достигает 2500-3000 м.

Следующей (вверх по разрезу) выделяется пестроцветная песчано-глинистая субформация отннанга (стебникская свита), сложенная конгломератами (северо-запад Самборской зоны), песчаниками, алевролитами и глинами, местами с прослоями и включениями солей и гипса. Она накапливалась в условиях аллювиальных равнин и в разной степени засоленных водоемов при общем воздымании Карпат и смежных районов платформы. Мощность пород субформации достигает 1000-2000 м.

В Самборской зоне разрез молассовой формации наращивается верхней терригенно-соленосной (калушская соленосная толща, до 200-400 м) и озерно-дельтовой песчано-глинистой (баличская свита, до 1500-2500 м) субформациями, отвечающими регрессионному динамическому комплексу В.Н.Утробина, нижняя часть которого фор-

Ярусы		Свиты, слои		Формации	Субформации	Обозначение подформаций на карте
Новые	Старые					
САРМАТ	САРМАТ	Дашавская свита	Верне-дашевская подсвита	Песчано-глинистая морская опресненная	Известняково-песчаная	
			Нижнедашевская подсвита		Терригенно-угленосная	
			Баден		Тортон	
Карпат	Гельвет	Тирасская	Соленосно-гипсо-ангидритовая			
		Барановские слои (Богородич. св.)	Песчано-глинистая морская			
Оттнанг	Аквитан-Бурдигал	Баличская свита	Песчано-глинистая озерно-дельтовая			
		Калушская соленосная толща (свита)	Верхняя терригенно-соленосная			
Эгтенбург		Стебникская свита	Песчано-глинистая пестроцветная			
		Вортыщенская свита	Нижняя терригенно-соленосная		Песчано-глинистая сероцветная флишеидная	
Эгер	Хат?			Поляницкая свита	Конгломератовая	
		Флишеидная песчано-глинистая				

Рис. 3. Субформации миоцена Предкарпатского прогиба (по В.Н. Утробину)

мировалась в условиях интенсивного погружения зоны (поздний оттанг), а верхняя - в условиях широко развитых дельт, аллювиальных равнин и пресноводных озер (карпат). Для верхней терригенно-соленосной субформации характерны соленосные брекчии терригенных пород, переотложение песчаников, глин, ангидритов, солей, в том числе промышленные скопления калийных солей. В озерно-дельтовой субформации в низах отмечаются заглинованность и редкие прослои туфов, а в верхах - появление конгломератов. Глины обладают ленточной слоистостью и содержат растительные остатки и пресноводные пелециподы.

После перерыва в осадконакоплении, охватившего весь Предкарпатский прогиб, в раннем бадене в результате обширной морской трансгрессии в пределах Самборской и вовлеченной в прогибание Бильче-Волицкой зон образовалась мергально-песчано-глинистая полифациальная субформация (богородчанская свита). Мощность ее образований чаще контролируется древним рельефом, в понижениях которого она достигает 50-150 м. Возрастает роль туфогенного материала.

Более поздние молассовые субформации (среднего-верхнего бадена, сармата) концентрируются в основном на территории Бильче-Волицкой зоны и фрагментарно перекрывают Самборский покров. Среди них соленосно-гипсо-ангидритовая (тирасская свита) и морская песчано-глинистая (косовская свита) субформации составляют, по В.Н.Утробину, шестой динамический комплекс. Первая формировалась в условиях развития трансгрессии и характеризуется, в основном, постоянством состава (гипсы и ангидриты мощностью 10-50 м), лишь в наиболее глубоких участках бассейна (древние эрозионные долины, приразломные синклинали) она сложена в средней части галитом (до 250 м). В Самборском покрове эвапориты обогащены глинистым материалом, местами встречаются соли. Вторая отвечает максимуму

трансгрессии и регрессивной стадии. Она сложена песчаниками, алевролитами, глинами с редкими прослоями туфов. Песчаные пласты имеют линзовидный характер среди доминирующих глинистых пород. Лишь в верхней части разреза (подводно-дельтовые образования) песчаники преобладают над глинами. В целом песчаность разреза нарастает с приближением к Карпатам. Мощность субформации меняется от 10-100 м на северо-западе Косовско-Угерской подзоны до 500-800 м в Крукеничской и достигает 2000-2500 м в Косовской впадине на юго-востоке прогиба; в Самборском покрове она не превышает первых сотен метров.

Венчает разрез миоценовых моласс морская солоновато-водная циклично-слоистая песчано-глинистая субформация нижнего сармата (дававская свита) мощностью до 4500 м (Краковецкая синклираль). Она распространена только в центральной и северо-западных частях прогиба. Каждый из слагающих ее циклов характеризуется нарастанием песчаности к кровле, где песчаники обычно резко сменяются глинами с прослоями пелловых туфов. Наиболее песчаные циклы образуют емкие глинисто-песчаные горизонты, к которым приурочены газовые залежи в дававской свите. Общая песчаность разреза нарастает с приближением к Самборскому покрову.

Синхронно дававской свите на юго-востоке Бильче-Волицкой зоны накапливались ковалевские слои, образующие подводно-дельтовую угленосную терригенную формацию, сложенную конгломератами, гравелитами, песчаниками с прослоями алевролитов, глин и бурых углей общей мощностью от первых десятков до 500 м у надвига Карпат.

Главной особенностью накопления молассовой формации является то, что оно происходило под постоянным влиянием надвигающихся с юго-запада масс Карпатских флишевых покровов, а затем и вовлеченных в надвигание наиболее ранних элементов молассовой

формации - Бориславско-Покутского и Самборского покровов, а также перманентно развивавшихся разломов (сбросов) автохтонного основания прогиба, имеющих, как правило, древнее заложение.

КАРПАТЫ

ПОВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Мезозой Карпат представлен несколькими формационными комплексами. В разрезе они образуют определенную формационную последовательность: 1 - терригенный комплекс нижнего триаса, 2 - карбонатная и кремнисто-карбонатная формация триаса-кры, 3 - верхнеюрский-нижнемеловой переходный комплекс - аналог аопидной формации ("пре-флиш" Р.Трэмпи) и 4 - флишевый формационный комплекс (мел и палеоген).

В пределах региона в плане можно выделить территории, также различающиеся формационным набором пород: Внешние (Флишевые) Карпаты, для которых, вероятно, полностью характерен приведенный выше формационный ряд, и промежуточный между Внешними и Внутренними Карпатами элемент - Мармарошская и Пенинская зоны, отличающийся формационным своеобразием мелового разреза.

Породы триаса и кры выходят на земную поверхность в корневом залегании только в пределах Мармарошского кристаллического массива. На остальной территории Украинских Карпат они представлены обычно обломками в конгломератах или тектоническими и седиментационными отторженцами среди более молодых образований.

Нижняя часть разреза триаса представлена в одних местах трансгрессивным терригенным, в других - карбонатным комплексами. Первый сложен белыми кварцевыми конгломератами, пестроцветными и серыми песчаниками и алевролитами, второй - доломитами и известняками. Эти комплексы несогласно залегают на гипсоносных аргиллитах и алевролитах верхней перми и соответствуют, по В.Е.Ханку,

началу квазиплатформенного этапа развития региона. Средний и верхний триас сложены преимущественно массивными доломитами, массивными и слоистыми, иногда кремнистыми и метаморфизованными известняками. Порой в разрезе встречаются филлиты, кварциты (кузинская свита) и конгломерато-брекчии. Для отложений триаса характерны малая мощность (несколько сот метров) и наличие перерывов.

Юрский разрез, который целиком относится (вместе со значительной частью триасовых отложений) к кремнисто-карбонатной формации, представлен всеми тремя отделами. Корневые выходы кры имеются только в пределах Мармарошского кристаллического массива.

Лейас отличается значительной фашиальной пестротой: мергели и глины, глинистые сланцы с прослоями органогенных известняков и песчаников, светло-серые известняки с кремнями, розовые криноидные известняки, красные комковатые известняки, массивные известняково-брекчии.

В средней юре развиты тонкослоистые светлые мраморизованные известняки с кремнями (жубраковская свита), серые пелитоморфные и брекчированные известняки, толстослоистые темно-серые известняки с прослоями черных аргиллитов (приборжавская свита), известняки-ракушечники, толстослоистые кремневые и розовые криноидные известняки. На Мармарошском массиве в разрезе догтера встречаются маломощные терригенные и карбонатно-терригенные пачки с прослоями и линзами бокситов (рударненская свита).

Верхнеюрские отложения распространены значительно шире и отличаются большим литологическим разнообразием. В нижней части на Мармарошском массиве выделяется балтагульская свита - конгломераты, песчаники, аргиллиты, песчаные криноидные известняки, пестрые кремнистые и глинистые сланцы и яшмы. Верхний мел представлен темно-серыми и серыми известняками и мраморами с

хлорититовыми сланцами (довгору́нская свита) и разновозрастной им эффузивно-карбонатной толщей чивчинской свиты.

В зоне Мармарошских утесов верхняя яра представлена, главным образом, белыми и серыми пятнистыми массивными, брекчированными, нередко органогенными (кораллы, мшанки) известняками киме-риджа-титона. Этими породами сложены седиментационные отторженцы, заключенные в нижнемеловой конгломератово-алевролитовой толще соймультской олистостромы.

В мальме Пенинской зоны развиты только карбонатные отложения. Это массивные серые, розовые и зеленоватые - пятнистые и брекчированные известняки, красные криноидные известняки, темно-красные слоистые известняки и мергели. Венчает юрский разрез здесь толща белых и светло-серых пелитоморфных тонкослоистых известняков с кремнями (свалевская свита титона-неокома).

Мощность юрских отложений на Мармарошском массиве достигает, по-видимому, 1000 м. В Мармарошской и Пенинской утесовых зонах можно говорить только о максимальной видимой мощности отдельных моноклинальных отторженцев карбонатных пород - первые сотни метров. Весь разрез яры в утесовых зонах, вероятно, можно оценить цифрой порядка 350 м. Большая ее часть приходится на малым.

На большей части территории Украинских Карпат верхнеюрские отложения стратиграфически нормально сменяются породами нижнего мела. Вместе с тем, на этом рубеже во внешних структурных элементах региона начинается перестройка геотектонического режима - переход к флишевому этапу развития. С началом мелового периода увеличивается формационная дифференциация геологических образований в пределах Карпатской геосинклинали.

Во внешних структурных единицах флишевых Карпат наиболее древние части мелового разреза неизвестны. Нижнемеловые отложе-

ния представлены здесь барремом-альбом (500-600 м) - спасская и шипотская свиты, сложенные черными и темно-серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В наиболее внутренней единице Флишевых Карпат на земную поверхность выходят образования неосома (раховская свита). Нижняя, валанжинская их часть сложена темно-цветными, преимущественно глинистыми породами. Вверх по разрезу постепенно возрастает роль алевролитов и песчаников, появляются прослои темных мергелей и известняков. Верхние горизонты раховской свиты (готерия) - типичный трехкомпонентный флиш. Мощность свиты более 1000 м.

На большей части территории южного склона Украинских Карпат баррем-альб представлен толщей (выше 1000 м) серого тонкоритмичного песчано-глинистого флиша белотисенской свиты с мощными линзами (в верхах разреза) буркутских песчаников.

На Мармарошском кристаллическом массиве и в зоне Мармарошских утесов фиксируются нормальные взаимоотношения между кремнисто-карбонатным и флишевым (Раховская зона) формационными комплексами. Переходные образования ("пре-флиш") представлены здесь темноватными терригенно-карбонатными породами каменнопотокской свиты титона-валанжина (100-150 м), которые можно сопоставить с аспидной формацией геосинклинального формационного ряда.

Во внешних частях Мармарошского массива и зоны Мармарошских утесов нижний мел начинается толщей базальных конгломератов соймультской свиты (апт-альб), трансгрессивно залегающей (в пределах массива) на размывтой поверхности домезозойских образований. Верхние альб-сенманские горизонты свиты представлены массивно-слоистыми песчаниками и алевролитами. Эти последние представляют собой олистострому и включают громадные седиментационные отторженцы-олиститы / 20 /. Вся нижнемеловая толща (более 1500 м) не имеет собственных флишевых структурных и текстурных особенностей.

Наиболее четко нормальные взаимоотношения верхнекарпатских и нижнемеловых образований видны в зоне Пенинских утесов. Неомом сложен здесь светлыми кремнистыми известняками овалевской свиты (до 100 м), нижние части которой датируются титомом, ант и альб представлены известняками и фукоидными мергелями тиссальской свиты (около 100 м). Таким образом, нижнемеловые отложения Пенинской зоны представляют собой верхнее звено кремнисто-карбонатного формационного комплекса.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ-НИЖНЕМИОЦЕНОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В конце раннемелового времени во флишевом трого происходит изменение режима седиментации. Стабилизация условий осадконакопления и резкое уменьшение привноса песчаного материала привело к повсеместному формированию пестроцветных глинисто-мергельных отложений илемкинской, яловецкой и суховской свит. Несмотря на диахронность границ указанных свит, время накопления пестроцветов определяется как верхний альб-турон, а в парагессингиальном бассейне утесовых зон этот процесс сместился от турона до конца кампана. Развитие пестроцветных образований во всех структурно-фациальных зонах Внешних Карпат, выдержанность литологических особенностей и приуроченность к определенному этапу развития бассейна позволяет рассматривать их в качестве единого маркирующего горизонта, выделяемого в последние годы в единую поркулецкую свиту.

После накопления пестроцветов во флишевом бассейне опять изменяются условия осадконакопления. Связано, это, по-видимому, с усложнением морфологии дна трого, в частности, с появлением на отдельных участках поднятий - кордильер, которые с одной стороны были дополнительными источниками обломочного материала, а с другой - предопределили пестроту литофаций. Во внешней части бассейна, представленного в современной структуре Бориславско-Покутской,

Скибовой и частью Кросненской зонами, образовался песчано-глинисто-мергельный флиш стрийской свиты и ее литофациального аналога - скуповской свиты. Данные отложения представляют наиболее характерный и распространенный литотип верхнего мела и развиты вдоль всей Карпатской дуги.

В направлении к внутренним частям бассейна происходило опесчанивание разреза верхнего мела, в результате чего его кампан-датское звено в Черногорской, Поркулецкой и Дуклянской структурно-фациальных зонах представлено массивными песчаниками и грубо-ритмичным флишем.

Граница мела и палеогена не имеет четкой литофациальной выраженности, хотя в целом разрез палеогена резко отличается от меловых. Из этого следует заключение о постепенной перестройке режима седиментации на границе мезозоя-кайнозоя и отсутствии ларамийских движений во флишевом бассейне. Эти движения в разной степени сказались лишь на территории Пенинской и Мармарошской зон. В Пенинской зоне они привели к поднятию и размыву части верхнемеловых отложений.

Формирование палеогеновых флишевых толщ происходило в два этапа - палеоцен-эоценовый и олигоценый, четко обособленных условиями накопления. Отложения палеоцен-эоцена характеризуются значительной фациальной изменчивостью как по разрезу, так и по площади, наличием в составе терригенного флиша пачек и толщ песчаников, мергелей, аргиллитов, лишенных признаков "типичного" флиша. Причина этого, по-видимому, состоит прежде всего в гетерогенном составе и приближении источников сноса, поскольку большая часть территории, охватывающей флишевый трог, с раннего палеогена стала областью денудации. При всем разнообразии типов литофаций в палеоцен-эоцене намечается определенная закономерность формирования разреза.

Для палеоцена характерно накопление массивных песчаников и пестроцветного флиша (ямненская и лютская свиты, битковские и беловежские слои и т.д.).

В раннеэоценовое время произошло углубление бассейна, выравнивание условий осадконакопления и, как следствие, повсеместное образование тонкоритмичного флиша типа манявской свиты, в разрезе которой характерны окремненные породы. Средний эоцен – время, когда наряду с тонко- и неравномерноритмичным флишем накопились толщи грубослойстых и массивных песчаников (выгодская, ставнянская, топильчанская и др. свиты). В среднем эоцене произошла трансгрессия на северо-западную окраину Мармарошского массива, где до конца эоцена накапливались нефлишевые толщи конгломератов и мергелей. В это же время трансгрессия в западной части Закарпатского прогиба привела к формированию толщ конгломератов и песчаников типа базальных слоев подгальского флиша, широко развитого в Центральных Западных Карпатах.

В позднем эоцене во флишевом трогге повсеместно отлагался тонкоритмичный глинистый флиш. Это время характеризуется выравниванием и однообразием условий осадконакопления, что объясняется верхнеэоценовой трансгрессией на прилегающие к троггу территории и, как следствие, удалением источников сноса. Завершился палеоцен-эоценовый этап накопления горизонта глобигериновых мергелей, прослеживаемого в пределах всей Карпатской дуги.

Начало олигоцена в регионе ознаменовалось всплывшей вулканической деятельностью, обогащением вод бассейна кремнекислотой, расцветом планктона, в частности, диатомей, и как результат – образованием кремней, которые слагают основной маркирующий горизонт во флише.

Повсеместно происходит накопление черных битуминозных глинистых осадков. Тектонические движения этого времени четко проявля-

ли себя на карпатском фланге, который в начале олигоцена становится областью денудации. Во флишевом трогге движения не были столь интенсивными: перерывов осадконакопления и угловых несогласий в разрезе не наблюдается. Подвижки выразились в локальных размывах более низких частей разреза на отдельных участках шельфа, что привело к переносу и переотложению мелководной фауны.

Повсеместное накопление черных битуминозных осадков во флишевом трогге свидетельствует об устойчивом и однообразном режиме седиментации в раннем олигоцене. Последующая дифференциация батиметрических и гидродинамических условий осадконакопления в дальнейшем вызвала преимущественно вкрест простирания трогга формирование различных типов разрезов. Отдельные литофациальные комплексы прослеживаются на большие расстояния, иногда вдоль всей Карпатской дуги, в связи с чем корреляция олигоценских отложений Восточных и Западных Карпат не вызывает особых затруднений. Выделяемые типы разрезов связаны между собой постепенными переходами, что с учетом их площадного распространения позволяет говорить об относительно морфологически слабом расчленении дна флишевого бассейна. На завершающем этапе развития геосинклинали, за исключением Преддуклянской, кордильер в трогге не было.

Во внешней части бассейна отлагались породы менилитовой свиты (чечвинский тип разреза) – черные аргиллиты с прослоями песчаников и алевролитов, которые в направлении к внутренним частям бассейна диахронно замещались сероцветным флишем (кросненский тип разреза). Самый внутренний, дусинский тип разреза представлен черными мергелями дусинской свиты и перекрывающими их песчаниками меловыженской свиты, которые по возрасту соответствуют нижней части менилитовой и кросненской свит. Этот факт свидетельствует о вступлении внутренних частей флишевой геосинклинали в раннем олигоцене в орогенный этап развития.

До недавнего времени все упомянутые толщи обычно относили к олигоцену. Споры касались лишь поляницкой свиты, перекрывающей менилитовую, которую многие исследователи относили уже к миоцену, сопоставляя с наиболее верхней, глинистой частью разреза кросненской свиты. Кажется вполне правдоподобным, что на конечном этапе поднятия Карпат в их центральной, наиболее прогнутой части существовал остаточный миоценовый бассейн, где накапливались молассовидные глины с гипсами, сходные с отложениями зародившегося неогенового краевого прогиба.

В соответствии с новыми палеонтологическими материалами граница олигодена и миоцена резко опущена по разрезу, что влечет за собой изменения во взглядах на время геосинклинального развития Карпат, возраст предгорных моласс и т.д. Палеонтологические данные вступают в противоречие с данными корреляции литостратиграфических комплексов и палеогеографическими реконструкциями и приводят к выводу, что вопрос о границе олигодена и миоцена в Карпатах далек от окончательного решения.

ЗАКАРПАТСКИЙ ПРОГИБ

Мезозой в основании Закарпатского прогиба имеет широкое распространение и часто выходит непосредственно на донегеновую поверхность. Южнее зоны Пенинских утесов мезозойские отложения принадлежат эвгеосинклинальным Внутренним Карпатам, в пределах которых квазиplatformные (триас) и лептогеосинклинальные (пра-мел) условия осадконакопления так и не завершились образованием на рубеже юры и мела типичной геосинклинальной флишевой формацией, как это было в миогеосинклинальных Внешних Карпатах.

Триас представлен преимущественно мелководной карбонатно-терригенно-эффузивной формацией и только в зоне Припаннонского глубинного разлома в начале зарождения альпийской эвгеосинклинальной формировалась кремнисто-эффузивная формация.

Стратификация вскрытых единичными скважинами отложений и условное отнесение их к триасу вообще или определенному отделу основаны на изучении последовательности и сопоставлении с фаунистически доказанными отложениями соседних районов. Карбонатно-терригенные отложения³ площадей Залуж, Сокирница и Великая Добронь (известняки, доломиты, алевролиты и полимитовые песчаники) во многом подобны средне- и верхнетриасовым отложениям Внутренних Западных Карпат, Мармарошского массива и северо-западных районов Венгрии, а те части разреза триаса, которые содержат пестроцветные аргиллиты, вероятно, соответствуют нижнему триасу. Эффузивно-осадочные образования, вскрытые скважиной № 2-Залуж (диабазы и порфириды с прослоями туфов, туффилов, известняков и кварцитов), напоминают нижний триас Низких Татр и средний триас гор Бюкк и Рудобаны. Еще более похожи на средний триас долины Бодзы и нижний триас Низких Татр отложения зоны Припаннонского глубинного разлома: диабазы и туфы с прослоями и обломками радиариевых яшм и кремнистых известняков.

Кратко приведенное выше сопоставление отложений Закарпатья и смежных регионов показывает однотипность триасовых отложений Внутренних Карпат и Паннонии, а по смене обстановки и режима можно в общих чертах наметить следующую формационную последовательность: кремнисто-эффузивная формация (нижний триас) и карбонатно-терригенно-эффузивная формация с карбонатно-эффузивной (средний триас) и карбонатно-терригенной (верхний триас) субформациями. В едином разрезе такой последовательности на нашей территории нигде нет, и триас представлен отдельными частями разреза, впоследствии эродированными и местами (районы Сокирницы и Невидского) тектонически разобщенными. Суммарная мощность триаса может быть оценена в 500 м.

Юра в фации псидониевых слоев (доггер) установлена только на юго-востоке, в районах Виноградов и Сокирницы. Эта темно-

цветная карбонатно-глинистая субформация небольшой мощности (по-видимому, до 300 м) характеризует начало лептогеосинклинальных условий, а ко второй половине кры приурочено весьма локальное формирование карбонатной субформации (криноидные известняки района Великой Доброни мощностью до 150 м).

Хотя между крой и мелом был перерыв, резкого изменения условий осадконакопления в меловой период не произошло. Мел образован терригенно-карбонатно-глинистой субформацией, среди всех известных образований фундамента Закарпатского прогиба имеющей наибольшее распространение, значительную мощность (более 1000 м) и не имеющей полных эквивалентов в Центральном Западном Карпатах и в Румынском Марамуреше. Это темно-серые до черных аргиллиты с прослоями серых песчаников и алевролитов. Вниз по непрерывному разрезу постепенно увеличивается карбонатность и появляются прослои и линзы темно-серых мергелей и известняков, а на уровне сенона местами отмечаются крупные линзы пестроокрашенных мергелей с небольшим количеством терригенно-глинистых пород. Меловые отложения не имеют признаков флишевого происхождения.

Формационно разнообразны палеогеновые отложения основания Закарпатского прогиба, образовавшиеся после перерыва, обусловленного ларамийской фазой складчатости. Только в зоне Припаннонского глубинного разлома от верхнего мела до эоцена местами непрерывно продолжалось формирование толщи (более 200 м) аргиллитов, песчаников и глинистых известняков в районе Беганского холма, вмещающих пластовые тела диабазовых порфиритов. Впоследствии породы были переработаны на ранней стадии зеленосланцевой фации метаморфизма. В краевых частях прогиба палеоген представлен флишевой формацией, на северо-западе имеющей внутрикарпатский тип, а на крайнем востоке - марамурешский.

На нашей территории флиш сложен переслаивающимися аргиллитами, песчаниками и гравелитами (верхний эоцен), соответствующ-

ими шафлярским слоям, и менилитоподобными аргиллитами с редкими прослоями песчаников (нижний олигоцен), отвечающими закопанским слоям широко и мощно развитого на территории Чехословакии и Польши внутрикарпатского палеогена. Структурное положение, взаимоотношения с окружающими комплексами, состав и мощность (до 500 м в бассейне Ужа) флиша указывают на его вероятное распространение только до бассейна Латорицы, где он седиментационно выклинивается.

В районе Солотвино верхам попурской или низам драговской свиты Монастирецкой подзоны Мармарошской зоны соответствует мощная толща песчаников с редкими и тонкими прослоями аргиллитов (нижний-средний эоцен). Указанные отложения, в свою очередь, сопоставимы с флишевым комплексом центральных районов Марамуреша. Западнее Солотвино-Галицкого поперечного разлома флишевая формация марамурешского типа не прослеживается.

Глинисто-карбонатно-терригенной субформацией (гравелиты с аргиллитами, песчаниками и мергелями) мощностью не менее 100 м представлен средний эоцен Кричевской зоны, известный пока только вблизи с. Дулово. Темноцветной глинистой субформацией небольшой мощности (около 200 м) характеризуется локально развитый нижний олигоцен.

Молаассовая формация Закарпатского внутреннего прогиба, отражающая орогенный этап развития, формировалась на протяжении эггенбург-эоплейстоценового времени. Она характеризуется заметными изменениями отложений по простиранию, обилием вулканогенных пород, миграцией от миоцена к плейстоцену процессов осадконакопления с юго-востока на северо-запад, слабой дислоцированностью и значительным градиентом изменения мощности отдельных стратиграфических горизонтов. Мощность молаассы в одном разрезе достигает 2600 м.

По изменению обстановки, солёности бассейна, режима и скорости осадконакопления в формационно единой внутрикарпатской моласе можно выделить ряд субформаций.

Смена отложений нижнего и среднего миоцена в вертикальном разрезе и по площади происходит быстро и контрастно. Песчано-глинистая морская субформация небольшой мощности перекрывается накапливавшимися уже в континентальных условиях маломощными террульскими конгломератами, которые после кратковременного перерыва сменяются в нижнем бадене вулканогенно-осадочной морской субформацией, представленной преимущественно липарит-дацитовыми туфами новоселицкой свиты мощностью до 1000 м. Затем формируется солёносная субформация (тереблинская свита мощностью около 700 м) с преобладанием в нижней части разреза глинистых и гипсо-ангидритовых пород, а в верхней — каменной соли. Солёносные отложения в непрерывном разрезе переходят во флишеидную субформацию (солотвинская свита), мощность которой в различных участках прогиба колеблется от 100 до 900 м. Песчано-глинистой морской субформацией сложена мощная толща верхнего бадена и сармата (тереовенская, басхавская, доробратовская, луковская и алмашская свиты), которая заметно дифференцирована на мелководную, приуроченную к окраинам бассейнов, и сравнительно более глубоководную в центральных частях. Дифференциацию процесса образования песчано-глинистой морской субформации еще более подчеркивают ее частые замещения по простиранию другими ассоциациями пород: конгломератовыми (например, няговскими и вульховацкими), морскими вулканогенно-осадочными (нанковская подсвита тереовенской свиты) или наземными вулканогенными кислого состава (сарматские липариты Берегово-Баганского района). Паннон (изовская и кошелевская свиты) представлен вулканогенно-осадочной угленосной субформацией, мощность которой постепенно увеличивается по мере приближения к

Паннонской впадине. Уже в верхах паннона появляются признаки опреснения бассейна седиментации, и левантин (ильницкая свита) сложен угленосной лимнической субформацией мощностью до 500 м. Одновременно с ильницкой свитой и далее в плейстоцене произошли мощные излияния лав и формирование наземной вулканогенной субформации основного состава (гутинская и бужорская свиты). В равнинной части Закарпатья в самом конце плицена и в плейстоцене накапливается глинисто-галечниковая аллювиальная субформация (чопская свита) мощностью до 500 м.

ТЕКТОНИКА

ПЛАТФОРМЕННОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

С северо-востока Предкарпатский прогиб обрамляется разновозрастными элементами Западно-Европейской и Восточно-Европейской платформ, которые под острым углом подходят с севера к границе прогиба и скрываются в его основании. У границы с Польской Народной Республикой под основание погружается Кохановская зона с чехлом юрских и меловых пород (рис. 4). Ее складчатое основание сложено флишеидными образованиями венда(?) – кембрия, претерпевшими основную складчатость в салаирскую эпоху и в дальнейшем переработанными позднекаледонскими и герцинскими движениями. Кохановская зона в фундаменте молодой платформы по Калушскому разлому надвинута к востоку на Рава-Русскую единицу (рис. 5).

Последняя сложена, наряду с салаирскими комплексами, карбонатно-терригенной граптолитовой формацией ордовика-нижнего девона, породы которой претерпели складчатость в середине раннего девона (предкобенцское время) с дальнейшей переработкой герцинскими движениями. Этими движениями она была по Рава-Русскому разлому надвинута на Львовский среднепалеозойский прогиб. Чехол Рава-Русской зоны образуют отложения юры и мела. Примыкающая к Рава-Русской зоне западная часть Львовского прогиба по фундаменту отвечает Росточской зоне, которая по ряду косвенных критериев предположительно относится к области раннебайкальской консолидации /14/, но бурением не достигнута. В состав чехла Росточской зоны входят образования венда (волынокая и валдайская серии), раннего и среднего палеозоя с формациями перикратонного опускания (венд-нижний девон), передового прогиба каледонид (кобенцкий ярус нижнего девона) и разобщенных окраинно платформенных прогибов (средний девон – карбон). Мезозойскую часть чехла здесь со-

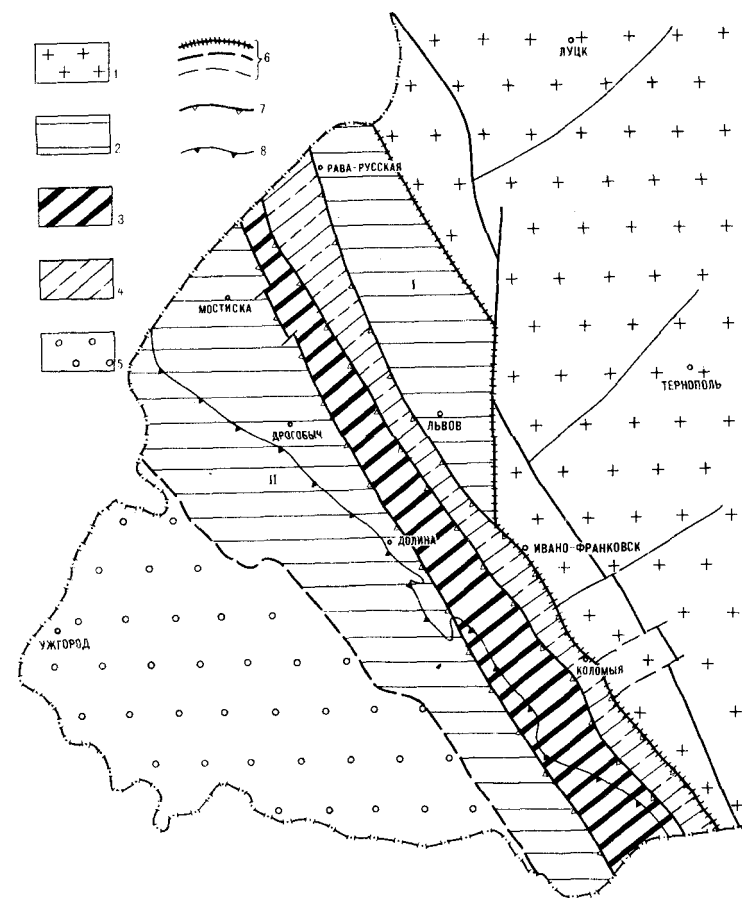


Рис. 4. Тектоническая схема фундамента Предкарпатья.
1 – свекофено-карелиды Восточно-Европейской платформы; 2 – байкалиды; Росточская зона (II) и Лежайский массив (I); 3 – салаириды-Кохановская зона; 4 – каледониды; 5 – Рава-Русская зона; 6 – альпийский ороген; 7 – разломы: а – надрегинальные (край Восточно-Европейской платформы), б – региональные, в – прочие; 8 – региональные надвиги; 8 – фронт надвига Карпат на поверхности.

оставляют формации периплатформенных прогибов: Стрыйского прогиба и Львовского мелового, осевые части которых располагаются в пределах эпипалеозойских единиц – Рава-Русской и Кожановской.

Строение нижней части чехла Росточской зоны, выполняющей перикратонное опускание, изучено слабо. Для нее характерен более глубоководный характер отложений, чем на смежной окраине Восточно-Европейской платформы и доминирующая северо-западная (субмеридиональная) зональность. В большей степени изучено строение герцинского комплекса, представляющего выполнение Львовского среднепалеозойского прогиба. Для западной части последнего характерно широкое развитие герцинских постседиментационных линейных складчато-разрывных дислокаций северо-западной ориентировки. Наиболее дислоцированным участком является Нестеровский район, непосредственно граничащий с Рава-Русской зоной. В его пределах узкие антиклинальные складки, сопряженные со взбросо-надвигами, будучи обложенными друг с другом, образуют подобие антиклинория. Не исключено, что этот район претерпел значительные переработки и на более ранних стадиях – салаирской и позднекаледонской, на что указывает материал бурения Креховской параметрической скважины. Восточнее располагается Бугский район, для которого характерны более пологие взбросо-надвиговые дислокации, а сопряженные с ними антиклинальные складки разделены широкими депрессиями. Мезозойский чехол залегает в основном моноклинально и нарушен лишь маломплитудными сбросами, во многом наследующими ослабленные палеозойских разрывов.

Субмеридиональный Устилуг-Рогатинский разлом отделяет в фундаменте Росточскую зону от Волино-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы, обрамляющей Бильче-Волицкую зону Предкарпатского прогиба на юго-востоке. Венд-палеозойские образования, слагающие перикратонное опускание, залегают здесь моноклинально,

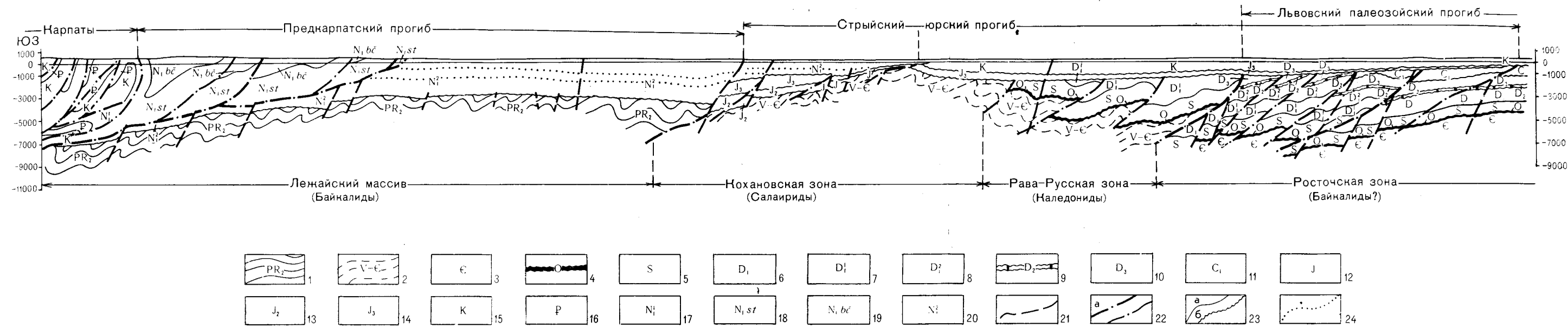


РИС.5. СХЕМАТИЧЕСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ЧЕРЕЗ ПРЕДКАРПАТЬЕ И ВОЛЫНЬ

Складчатый фундамент: 1 - байкальский, 2 - салаирский; осадочные комплексы: 3 - кембрийский, 4 - ордовикский, 5 - силурийский, 6-8 - нижнедевонский, 6 - нерасчлененный, 7 - жединский, 8 - зиген-эмский (днестровская серия), 9 - среднедевонский, 10 - верхнедевонский, 11 - нижнекаменноугольный, 12-14 - юрский, 12 - нерасчлененный, 13 - средний отдел, 14 - верхний отдел, 15 - меловой, 16 - палеогеновый; 17-20 - неогеновые: 17 - раннемиоценовые нерасчлененные; 18-19 - гельветский ярус; 18 - стебникская свита, 19 - баличская свита, 20 - средне-позднемиоценовые нерасчлененные; разрывные нарушения: 21 - сбросы, 22 - надвиги: а - региональные, б - прочие; 23 - геологические границы: а - согласные, б - несогласные; 24 - песчаные горизонты в сарматских отложениях Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба.

погружаясь к юго-западу. Лишь в ослабленной форме они нарушены продольными к краю древней платформы разломами и заходящими сюда из Росточской зоны дислокациями сжатия.

В геоморфологическом отношении этим единицам платформенного обрамления отвечают Санско-Днестровская моренно-аллювиальная равнина (Кохановская, Рава-Русская зоны), Росточское холмоторье (Росточская зона) и Опольская скульптурная возвышенность (окраина Восточно-Европейской платформы).

ПРЕДКАРПАТСКИЙ ПРОГИБ

О СТРУКТУРНОМ ПОДРАЗДЕЛЕНИИ ПРОГИБА

Тектоническому районированию Предкарпатского прогиба посвящена обширная литература. Разбор различных точек зрения был сделан авторами ранее в статье, обосновывающей необходимость подразделения прогиба на три зоны - Бориславско-Покутскую, Самборскую и Бильче-Волицкую, а не на две (Внутреннюю и Внешнюю), как принималось ранее. За прошедшее время подразделение прогиба на три зоны получило широкое признание и прочно вошло в практику геологоразведочных работ. С другой стороны, получены новые материалы, существенно дополняющие приведенную ранее аргументацию.

В основу районирования прогиба (выделения указанных зон) положены различия в строении и составе донеогенового основания, истории геологического развития, в возрасте отложений, участвующих в их сложении, в общей структуре зон, характере локальных структур и распределении полезных ископаемых.

В юго-западной, Бориславско-Покутской зоне донеогеновое основание представлено геосинклинальными флишевыми образованиями. Карпатский мел-палеогеновый флиш составляет основную массу пород, участвующих в строении Бориславско-Покутского покрова. В Самборской единице развиты исключительно отложения нижнего-среднего миоцена. Подстилающие их отложения в нормальном, последовательном

разрезах не установлены. Многочисленные скважины, бурившиеся в Самборском тектоническом покрове, проходили только миоценовые отложения. Флишевые образования палеогена не встречаются ни в одном случае, и, очевидно, не принимают участия в его строении. Так, на северо-западе скважина I-Посада, пробуренная в 15 км от края покрова, то есть уже в тыльной его части, полностью пересекла покров, не встретив палеогеновых отложений. Подобные данные об отсутствии флиша получены по скважинам Тростянец-I4, Ластовец-2, Назавизов-I2, Надворная-I, пройденным в тыльной части покрова, всего в 2-3 км от края надвига Бориславско-Покутской единицы. Исключительно миоценовыми отложениями сложен Самборский покров и на крайнем юго-востоке прогиба, где он пройден рядом скважин.

Внешняя, северо-восточная, Бильче-Волицкая зона выполнена отложениями среднего-верхнего миоцена, залегающими на различных по возрасту отложениях (от верхнего протерозоя до верхнего мела) автохтонного основания. Таким образом, юго-западная полоса, отвечающая Бориславско-Покутской зоне, была вовлечена в интенсивное погружение и осадконакопление на самом раннем этапе формирования прогиба. Самборская зона испытала максимальное погружение на более поздних стадиях, а Бильче-Волицкая зона - на завершающем этапе формирования прогиба. Формирование каждой зоны соответствует, следовательно, самостоятельному крупному этапу развития прогиба.

Принципиально различна и современная структура выделяемых зон, как по общему стилю, так и по типу локальных складок. Бориславско-Покутская зона представляет собой в общем плане антиклинорий, сорванный со своего основания и преобразованный в тектонический покров, осложненный надвигами второго и третьего порядка. Протяженные линейные складки имеют часто характер чешуй, запрокинутых к северо-востоку. Самборская зона - это синклинорий, также преобразованный в покров, надвинутый на Бильче-Волицкую зону. Ли-

нейные складки здесь также осложнены надвигами северо-восточного направления, однако они в общем имеют более простое строение. Для Бильче-Волицкой зоны с ее устойчивым основанием характерны структуры платформенного типа. Здесь развиты преимущественно конседиментационные брахантиклинальные складки. Особенностью зоны является также развитие многочисленных сбросов различной амплитуды и значения, создавших ярко выраженную блоковую структуру зоны в целом.

Нужно также подчеркнуть, что Бориславско-Покутская и Самборская единицы представляют собой отдельные тектонические покровы с индивидуальными особенностями строения и пространственного развития. Бориславско-Покутская единица наиболее полно развита на юго-востоке прогиба и в центральной его части, в то время как Самборская наиболее полно развита в северо-западной части. По принятым для Карпатского региона принципам тектонического районирования отдельные покровы выделяются как единицы первого порядка в ранге "зон". Следовательно, в том же ранге следует рассматривать и Бориславско-Покутский и Самборский покровы.

Не касаясь сложных вопросов формирования месторождений полезных ископаемых, факторов, контролирующих закономерности их пространственного размещения и констатируя лишь известные факты, можно отметить, что в Бориславско-Покутской зоне распространены залежи углеводородов, каменных и калийных солей; в Бильче-Волицкой - месторождения газа, серы и некоторых других; в Самборской единице известны только месторождения солей.

Представляется, что изложенные соображения и факты являются достаточным обоснованием для выделения в составе Предкарпатского прогиба трех основных тектонических единиц: Бориславско-Покутской, Самборской и Бильче-Волицкой зон.

БИЛЬЧЕ-ВОЛИЦКАЯ ЗОНА

В орографическом отношении рассматриваемая структура причислена к северо-восточным районам Предкарпатской возвышенности и частично к возвышенности Приднестровского Подолья. Ее граница с платформенными районами проходит в полосе сбросов и флексур, протягивавшейся через Немиров, Городок, Розвадов, Раздол, Ходоров, Ивано-Франковск, Тлумач, Заставну. Юго-западная граница по поверхности трассируется по фронтальной линии Самборского покрова, а под надвигом предполагается вдоль Предкарпатского разлома.

Бильче-Волицкая зона отвечает заключительной стадии развития Карпатского орогена (баден-сармат) и представляет наиболее внешнюю часть Предкарпатского прогиба, наложенную в основном на элементы молодой платформы, но частично (юго-восток) — и на окраину дорифейской Восточно-Европейской платформы. Среди существующих схем ее тектонического районирования (Н.Д.Елина, В.Б.Соллогуба, В.И.Антипова, В.В.Глушко, В.Н.Утробина, Г.Н.Доленко, В.С.Бурова, В.М.Щербн и других) наибольшее признание получила схема, синтезирующая достижения предшественников и новейшие данные геолого-геофизических работ в регионе /29/. Характер распространения слагающих зону отложений бадена-сармата, особенности строения мезозойского чехла основания и тектоническая природа домезозойского фундамента в совокупности служат критериями для выделения в ее составе трех разнопогруженных мегаблоков-подзон. Наиболее погруженной является Крукеничская подзона (между Самборским покровом и Краковецко-Стрыйской системой разломов); затем Косовско-Угерская, занимающая срединное продольное положение между Крукеничской подзоной и Городокско-Калужской системой разломов и Станиславская, по системе флексур и сбросов примыкающая к платформенному обрамлению.

В домезозойском основании этих подзон залегает древние, тектонически разобщенные складчатые сооружения добайкальского, байкальского, салаирского и позднекаледонского этапов. Разделяющие их тектонические швы наследовались как при формировании мезозойского чехла, так и миоценового прогиба. Основным типом тектонического контакта древних складчатых единиц были дислокации сжатия — надвиги. На позднеальпийской стадии все разновозрастные швы между ними проявили себя как сбросы /29/.

Наиболее древние предположительно рифейские породы складчатого основания (кварцито-филлитовая формация "зеленых сланцев") распространены непосредственно под миоценовыми отложениями Крукеничской подзоны и в блоках под Самборским покровом. Эту территорию обычно рассматривают как область устойчивых поднятий вплоть до среднего миоцена (Лежайский массив, по В.В.Глушко, И.Ф.Клиточенко и др.). Породы рифея (?) сильно дислоцированы и подверглись эпизодическому метаморфизму. Юго-западный склон Лежайского массива содержит, кроме миоценового, чехол из пород палеозоя, начиная с кембрия-силура, мезозоя, с некоторой условностью выделяется венд (скважина Гочалковице-I). Краковецкий шов, ограничивавший раннебайкальский массив с северо-востока, на киммерийском этапе (ранний мел), видимо, проявил себя как надвиг большой амплитуды на Стрыйский прогиб, а в неогене был трансформирован в сброс.

Северо-восточнее Краковецко-Стрийской системы разломов на большей части Косовско-Угерской подзоны под мезозойским чехлом протягивается полоса складчатых отложений венда (?) — кембрия (морская темноцветная флишоподная формация), образующих самостоятельную зону ранних каледонид (салаирид), названную В.Н.Утробиним Кухановской. Ее ширина меняется от 20 км на северо-западе до 8-10 км на юго-востоке. Ограничивающая ее Городокско-Калужская система разломов представляла в палеозое региональный над-

выт на смежную Рава-Русскую зону, трансформированный в неогене в систему сбросов.

Более молодой единицей по времени консолидации складчатого фундамента Бильче-Волицкой зоны является Рава-Русская зона поздних каледонид, сложенная морской темноцветной карбонатно-глинистой грантолитовой формацией ордовика-нижнего девона и протягивающаяся в пределах Жидачев-Коломыйской части Станиславской подзоны и Косовского блока Косовско-Угерской подзоны полосой в 5-10 км ширины. Породы смяты в складки разной крутизны, а в целом зона по сравнительно пологому надвигу надвинута на Львовский среднепалеозойский прогиб. Морфология этого шва хорошо закартирована на юго-востоке зоны сейсморазведкой (район Испаса). Амплитуда надвига оценивается в 20-25 км. В неогеновое время он трансформирован в Сторожнецкий сброс, Станиславскую и Журавненскую флексуры. Складчатость и орогенезис Рава-Русской зоны связываются с арденской и эрийской фазами складчатости. Орогенной стадии отвечает образование предгорного Боянецкого прогиба перед фронтом Рава-Русской зоны, выполненного красноцветной молассой нижнего девона. Образование же Рава-Русского надвига и линейных складчато-разрывных дислокаций Львовского прогиба обусловлено заключительными фазами (астурийской или заальской) герцинской складчатости, приведшими к большому латеральному перераспределению вещества земной коры.

Мезозойский этап Бильче-Волицкой зоны образуют формации юры и мела, входящие в платформенный чехол основания. В Круке-ничской подзоне он отсутствует. На северо-западе Косовско-Угерской подзоны он сложен лишь отложениями юрского возраста; остальная территория, за исключением древних эрозионных долин, в основании Бильче-Волицкой зоны содержит отложения юры и мела, перекрытые миоценом, реже - маломощными песчаниками палеогена (юго-восток). Наиболее полные разрезы юры, сложенные терригенными

формациями нижней-средней юры и карбонатной формацией верхнего отдела, приурочены к Босновскому и Рогозненскому блокам Косовско-Угерской подзоны, где их суммарная мощность превышает 4000 м (вблизи Краковецкого разлома). Условия залегания терригенных образований изучены слабо, однако по ряду скважин устанавливается заметное угловое несогласие между нижне- и среднеюрским комплексами, а также между последним и верхнеюрскими отложениями. Предполагается более сложное строение терригенных формаций по сравнению с карбонатной.

Однако лучше изученная верхнеюрская толща на северо-западе Бильче-Волицкой зоны (внутренняя часть Стрийского прогиба) также отличается повышенной дислоцированностью. Линейное распределение литофаций, резкие границы между фациальными районами, наличие надвиговых дислокаций типа Поддубенской и резкое ограничение Стрийского прогиба Лежайским палеомассивом позволяют предполагать, что в западной части юрского прогиба широко развиты дислокации сжатия. Среди них наиболее значимыми могут оказаться Краковецкая, ограничивающая Лежайский массив; Любачев-Добрянская, сопряженная с Кохановско-Опарской единицей, и Городокская, разграничивающая Поддубенско-Рудковскую единицу от восточного борта Стрийского прогиба. Видимо, Городокский, Добрянский, Свидницкий и Краковецкий сбросы являются неогеновыми трансформациями кимерийских дислокаций, происшедших на рубеже раннего и позднего мела в ходе формирования Поморско-Лежайского инверсионного вала. Для восточного борта Стрийского прогиба обычно характерно моноклинальное падение пород к западу, с нарастанием мощностей и полноты разреза, на фоне чего проявляются структуры облекания древнего рельефа и конседиментационно развивавшиеся валлообразные палеоподнятия типа Держев-Богородчанского и Ластовецкого.

К востоку от Городокского разлома и южнее Медницкого сбросо-сдвига над юрскими и нижнемеловыми получают развитие

образования Львовско-Льблинской меловой впадины, ось которой располагается в пределах Рава-Русской зоны по складчатому фундаменту. Она имеет сравнительно короткое юго-западное крыло, при-мыкавшее к киммерийскому инверсионному валу и сложенное терригенными фациями за счет разрушения последнего. Восточное крыло пологое, но располагается в основном в пределах платформенной области. Для западного крыла характерно унаследованное от киммерийского этапа развитие конседиментационных валлообразных структур, реставрация которых сильно затруднена из-за глубокой эрозии меловой поверхности в палеоген-раннемиоценовое время.

Наиболее вероятным районом бывшего развития юрских и меловых отложений являются блоки Лежайского массива к юго-западу от Стрыйского разлома, под покровами Карпат.

Структура мезозойского этажа Бильче-Волицкой зоны в значительной степени осложнена наложенной блоковой тектоникой позднеальпийской стадии.

Вовлечению территории Бильче-Волицкой зоны в состав Предкарпатского прогиба предшествовало разновысокое ее стояние в режиме платформенной суши (конец мела - ранний миоцен), поставившей огромное количество обломочного материала в Карпатскую геосинклиналь и внутренние зоны предгорного прогиба. Расположенные поперек простирания этих структур конусы выноса гравелит-песчаного материала в палеогеновых отложениях и конгломератов в миоценовых своей направленностью и составом обломочных пород указывают на основные палеоартерии их транспортировки, выраженные в основании Бильче-Волицкой зоны каньонообразными древними речными долинами. Главными из них были Коломытская, Ходоровская, Красноильская. Их верховья располагались на Подолье и в юго-западном направлении прослежены вплоть до Стрыйского разлома. Ширина долин достигает 8-10 км, глубина вреза 300-2000 м.

Высокая степень расчлененности древнего рельефа мезозойской поверхности обусловила ее хорошую сохранность в ходе баден-сарматских трансгрессий и широкое развитие в средне-позднемиоценовых отложениях структур облекания эрозионных выступов, возвышенностей и структур выполнения пониженных участков палеорельефа, в том числе древних речных долин, промытых в породах мела, юры, палеозоя. Формирование структур облекания протекало при активном влиянии общего погружения блоков Бильче-Волицкой зоны и широкого развития продольно-сбросовой тектоники. Эти явления сопровождались деформацией слоев основания и конседиментационным формированием структур разного знака, особенно вблизи разломов, у фронта надвигавшегося Самборского покрова и т.п., что в какой-то мере нашло отражение в изгибах домиоценовой поверхности основания этой зоны на тектонической карте. Над структурами облекания, снивелированными нижними горизонтами миоцена, верхние слои обычно залегают моноклиinally (Добрянско-Рудковская, Малогорожанская, Бильче-Волицкая). Там же, где преваляровал тектонический фактор, верхние горизонты баден-сармата деформированы конформно основанию, обычно с некоторым смещением сводов снизу вверх в сторону увеличения мощностей (Свидницко-Опарско-Угерское, Дашавско-Кадобно-Богородчанское, Ходновичско-Задужанское валлообразные поднятия). Вблизи контакта с Самборским покровом эта картина несколько вуализуется влиянием конседиментационного надвигания последнего.

Анализ распределения неогеновых отложений в непокрытой Самборским покровом части Бильче-Волицкой зоны и их стратиграфических объемов позволяет в ее составе выделить следующие исторически сложившиеся тектонические единицы: Косовскую (баденскую) впадину с мощностями до 2100 м на юго-востоке; Угерско-Крученицкую (баден-сарматскую) впадину с мощностями в 1000-5500 м на северо-западе и разделяющее их Ивано-Франковское поперечное под-

нятие с наложенной на его край Богородчанской (баденской) депрессией. С юго-запада эти единицы ограничиваются полосой, где накопление баден-сарматских осадков сопровождалось шарьированием в неогеновый бассейн Самборского покрова. В связи с этим не мощность захороненных в автохтоне моласс определяет величину прогибания домиоценового основания, а его современная глубина залегания, по которой можно оценить генетическую общность блоков автохтона с единицами, выделяемыми перед фронтом шарьяжей.

Принятое в настоящей работе деление Бильче-Волицкой зоны на блоки-подзоны носит условный характер, но удобно для оценки перспектив нефтегазоносности слагающих их отложений. По отношению к палеоструктурам миоцена они гетерогенны. Так, наиболее погруженный блок — К р у к е н и ч с к а я подзона — отвечает одноименной впадине баденского времени (до 700 м) и наиболее погруженной части (блоку) Крукеничско-Угерской раннесарматской впадины, развивавшимся на рифейском складчатом основании Лежайского палеомассива. К о с о в с к о - У г е р с к а я подзона, расположенная на юрском-меловом основании Кохановской и, частично, Рава-Русской единиц фундамента, охватывает восточный (Угерский) борт раннесарматской Угерско-Крукеничской впадины, Богородчанскую депрессию и наиболее прогнутую часть Косовской впадины. Наименее погруженная С т а н и с л а в с к а я подзона, наложенная на среднюю часть Рава-Русской зоны с мезозойским чехлом и окраину Восточно-Европейской платформы с вендом, палеозоем и мезозоем в чехле, включает в себя Ивано-Франковское поперечное поднятие (без Богородчанской депрессии) и восточный борт Косовской впадины.

Этой схеме отдано предпочтение также потому, что в целом для зоны поперечная зональность частных палеоструктур выглядит лишь историческим региональным фоном, на котором доминировали перманентно развивавшиеся субпродольные системы флексур и сбросов,

таких как Немиров-Заставненская, Вашковская, Стороженецкая, Городокско-Калущская, Краковецко-Стрыйская, Предкарпатская и ряд более мелких. Они-то и объединили сходные по строению элементы палеоструктур в продольные тектонические зоны. Для опущенных блоков типичны протяженные присбросовые синклинали. Наряду с продольными разломами, в строении Бильче-Волицкой зоны заметная роль принадлежит поперечным сбросам и сбросо-сдвигам /37/. Последние имеют небольшие амплитуды вертикального смещения, горизонтальные же оцениваются от нескольких сот до 1500 м. В большей мере сдвиги характерны для Крукеничской подзоны, но проникают и на территорию Косовско-Угерской. Важнейшие из них показаны на карте.

Таким образом, в строении Бильче-Волицкой зоны четко выражены явления унаследованности и новообразования. Первые сказываются в приспособлении границ погружающихся блоков к регионально ослабленным зонам древних структурных этажей. Вторые проявились в возникновении пологих смыкающих флексур между кулисообразно расположенными разломами и флексурами, в поперечных сбросо-сдвиговых дислокациях, в системах разломов, конформных Карпатской дуге (Предкарпатский глубинный разлом). Системы разломов могут быть унаследованными элементами дислокаций более древнего заложения.

Под Самборским покровом мощности автохтонного миоцена Бильче-Волицкой зоны постепенно уменьшаются до нулевых значений с градиентами от 70 до 500 м/км, при этом их выклинивание наступает в полосе, удаленной от Предкарпатского разлома на 5-12 км, западнее которой аллохтонные образования надвинуты непосредственно на домиоценовое основание либо на породы оттанга-карпатия.

САМБОРСКИЙ ПОКРОВ

В строении Самборского покрова участвуют два комплекса пород миоцена, разделенные угловым несогласием. Нижний комплекс, представленный добротовской, стебникской и баличской свитами нижнего-среднего миоцена, составляет основную массу покрова. На нем залегают менее дислоцированные отложения бадена и сармата, имеющие локальное развитие. Нижний комплекс подвергся интенсивной линейной складчатости. Особенностью складчатой структуры является преимущественное развитие синклинальных складок, разделенных более узкими антиклиналями.

Морфология складок Самборского покрова характеризуется крутыми углами падения крыльев – от 45 до 70–80°; обычно наблюдается высокая степень сжатия пород, развиты явления будинажа и послойные зеркала скольжения. Верхний, баден-сарматский комплекс развит в ядрах некоторых крупных синклиналей либо образует наложения, относительно пологие мульды. Для внутренней структуры покрова также характерны надвиги второго порядка и поперечные разрывы. Наиболее крупный надвиг установлен в районе Калушского месторождения калийных солей /15/, как дислокация, отделяющая Радыско-Моршинские складки от крайней северо-восточной Калушской чешуи (Голынский надвиг). Эта чешуя прослеживается от Ходновичей до Богородчан. В районе Калуша она имеет максимальную ширину (до 8 км) и постепенно сужается к северо-западу и юго-востоку.

Тектоника основной части Самборского покрова, лежащей юго-западнее передовой Калушской чешуи, менее изучена. На северо-западе закартирована крупная Радыска синклиналь, имеющая ширину от 5 до 9 км и прослеживающаяся до долины Стрия. Северо-восточнее ее развито несколько более мелких антиклинальных и синклинальных структур. В междуречье Стрия и Быстрицы Солотвин-

ской среди отложений, составляющих Самборский покров, широко распространены соленосные толщи, сильно усложняющие общую картину строения в связи с явлениями дисгармоничной складчатости.

В центральной и, особенно, в юго-восточной частях складки становятся более мелкими, узкими, менее протяженными. В разрезе р.Прут выделяется еще крупная Ланчинская синклиналь, сменяющаяся северо-восточнее антиклинальной структурой, осложненной разрывом по северо-восточному крылу. Далее, перед фронтом антиклинали Слободы Рунгурской и Покутских складок в Самборском покрове наблюдаются только очень мелкие структуры, несущие черты сильного сжатия.

Самборский покров имеет наиболее полное развитие на северо-западе, на протяжении от г.Перемышля до района г.Калуша. Ширина покрова колеблется здесь в пределах 20–24 км, на участке между Богородчанами и долиной р.Лучки она не превышает 10–15 км. Далее на крайнем юго-востоке покров представлен узкой полосой (до 2 км) стебникских и баличских пород, протягивающейся вдоль края Покутских складок. Бурение глубоких скважин (Гильче, Бергомет, Лопушна, Фалькив) показало, что под надвигом последних развиты пластины (от 50 до 1500 м) сильно смятых пород миоцена, зажата между надвинутым флишем и баденскими отложениями Бильче-Волицкой зоны.

Толщина Самборского покрова увеличивается от его края к юго-западу, достигая максимально 5–6 км вблизи надвига Бориславско-Покутской зоны. В то же время нарастание толщины покрова в этом направлении происходит в разных пересечениях с различным градиентом. Карта изогипс подошвы покрова показывает, что на формирование морфологии надвига оказали большое влияние структурные уступы автохтонного основания. В пределах приподнятых блоков толщина покрова резко уменьшается. Особенно отчетливо это явление проявляется в соотношениях Калушской чешуи и Краковецкого

разлома. На форме поверхности надвига на юго-востоке отражается также Калушский разлом.

БОРИСЛАВСКО-ПОКУТСКИЙ ПОКРОВ

Бориславско-Покутский покров, представляющий крайнюю юго-западную структурную единицу Предкарпатского прогиба, сложен карпатским мез-палеогеновым флишем и перекрывающими молассах нижнего миоцена. Поверхность надвигания на Самборскую единицу на большом протяжении падает очень круто на глубину до 6 км и только затем выполаживается. На крайнем юго-востоке, где толщина Самборского покрова резко уменьшается, он почти полностью перекрыт надвинутыми складками Бориславско-Покутской зоны. С юго-запада структуры зоны ограничены поверхностью надвигания Скибового покрова Карпат. На протяжении от долины Днестра до р.Прут Карпатский надвиг почти полностью перекрывает складки Бориславско-Покутского покрова, которые имеют значительное развитие на поверхности только в междуречье Ломницы и Быстрицы Солотвинской (в районе Майданского тектонического полуокна). Бориславско-Покутские складки прослеживаются под Скибовым покровом в районе г.Старого Самбора на расстоянии до 7-8 км, в Бориславском районе 13-14 км, в долине Прута до 18 км. Юго-восточнее они постепенно выходят на поверхность и известны здесь под названием Покутско-Буковинских складок. Надвиг Карпат отступает при этом к юго-западу и приобретает крутое падение.

Строение Бориславско-Покутского покрова в общих чертах изучено благодаря огромному количеству скважин, пробуренных с целью поисков залежей нефти и газа. Несмотря на это, остаются еще не решенными некоторые вопросы соотношения отдельных групп складок, особенно на больших глубинах. Важнейшей особенностью внутренней структуры покрова является почти исключительное развитие лежачих, опрокинутых к северо-востоку антиклинальных скла-

док, разделенных надвигами. Синклинальные структуры, как правило, не выражены. Второй особенностью строения является наличие надвигов второго порядка по отношению к главному надвигу покрова. Они прослеживаются на большом расстоянии, обуславливая перекрытие одной группы складок другой, более юго-западной и создавая многоярусное по вертикали размещение антиклинальных структур. Частные покровы развиты относительно друг друга в значительной мере кулисообразно. В северо-западной части они сильно сближены и располагаются по вертикали. К юго-востоку верхние покровы редуцируются и исчезают, а нижние получают более полное развитие.

Верхний - Бориславский частный покров прослеживается от долины Днестра, в районе г.Старого Самбора до р.Быстрицы Солотвинской. На крайнем северо-западе он представлен Старосамборской, Южно-Монастырецкой и Блажевскими складками. Эти структуры представляют собой в основном юго-западные крылья антиклиналей, очень полого (до 30°) падающие к юго-западу, северо-восточные подвернутые крылья почти полностью срезаны надвигами. Ширина складок составляет 2-3 км. В целом это относительно небольшие тектонические элементы, отображающие, по-видимому, тенденцию к полному замыканию покрова в северо-западном направлении. Юго-восточнее, до г.Долины в строении покрова выделяются два основных элемента. В северо-западном развиты крупные, шириной до 8-9 км лежачие складки со слабо развитыми северо-восточными подвернутыми крыльями и протяженными, почти горизонтально залегающими, иногда запрокинутыми юго-западными крыльями. Это структуры Ясеницкая, Бориславская, Уличнянская, Стынавская, Тянявская, имеющие сходное строение, разделенные лишь поперечными сбросо-сдвигами. Юго-западный элемент Бориславского покрова представлен одной-двумя более узкими (3-4 км) складками, отличающимися также более крутыми углами падения юго-западных крыльев и отсутствием,

как правило, северо-восточных, срезанных надвигом (Урычская, Заводовская структуры).

Юго-восточная часть покрова значительно отличается от центральной. Структуры здесь уже не имеют вида тонких почти горизонтально лежащих пластин. Складки более круто поставлены и имеют в ядрах мощные верхнемеловые отложения. В пересечении г. Долины выделяются три антиклинали – Выгодская, Долинская и Северо-Долинская. Крайняя северо-восточная – Северо-Долинская структура – отличается развитием мощного подвернутого северо-восточного крыла. Протяженные подвернутые крылья характерны и для других крайних северо-восточных складок, лежащих на продолжении Северо-Долинской антиклинали – для Нижнеструтинской и Сливкинской складок. Долинская и Выгодская структуры по простиранию переходят соответственно в Верхнеструтинскую и Спаскую складки, заканчивавшиеся в районе Майданского тектонического полуокна. Бориславский покров в этом районе полностью замыкается.

Более нижний, М а й д а н с к и й частный покров, известный также под названием "второго яруса складок", изучен менее детально. На северо-западе он полностью перекрыт верхним Бориславским покровом. В районе г. Старого Самбора вскрыты бурением Северо-Блажевская и Южно-Монастырецкая (II) складки; юго-восточнее – Винниковская, Попельская (II), Южно-Попельская структуры. В Бориславском районе развиты относительно узкие складки – Иваниковская и Южно-Иваниковская, Новосходницкая, Ямельницкая и Заводовская (II). В районе долины Стрия ширина покрова резко уменьшается. Здесь известна только одна Стынава поднадвиговая складка. Юго-западнее глубокая скважина I-Синевидное уже не встретила палеогеновых отложений этого покрова. Складки покрова вновь появляются только в районе Майданского тектонического полуокна, где они выходят из-под верхнего Бориславского

элемента. Майданский покров представлен здесь Майданской, Луквинской и Богровской антиклиналями. На их продолжении лежат структуры, изученные в Битковском нефтепромысловом районе – Старой Копальни, Газовая, Бухтовецкая, Хрепиловская, Довбушанская и Быстрицкая. К долине Прута Майданский покров быстро сужается и, по-видимому, замыкается.

Б и т к о в с к и й частный покров вскрыт под Майданскими складками на Космачском, Рассольнянском месторождениях и на площади Луква. Космачская складка переходит к юго-востоку в крупную лежащую Битковскую антиклиналь, затем в Чемиговскую структуру. Последняя выходит на поверхность в Покутско-Буковинских Карпатах, где она известна под названием складки Максимца. Рассольнянская линия складок прослеживается в виде Южно-Битковской, Кременецкой и Пиговской складок. Продолжение Битковского покрова к северо-западу от Майданского полуокна не прослежено вследствие погружения его на большие глубины. В Бориславском районе под Майданским покровом на глубинах более 5 тыс. м установлен третий ярус складок, возможно являющийся аналогом Битковского покрова; однако допустимы и другие сопоставления, в частности с Покутским покровом.

П о к у т с к и й частный покров прослеживается от долины Быстрицы Солотинской до границы с Румынией. Северо-восточная линия складок представлена Дзвинячской, Гвиздецкой антиклиналями, а далее складкой Слободы Рунгурской. Более южные структуры представлены Пневской, Пасечнянской, Делятинской, Березовской, Бабинопольской, Стерешорской складками. За Покутским поперечным оборотом структуры Покутского покрова воздымаются и выходят на поверхность, где они известны как антиклинали Каменистого, Карматуры, Брусного и Плоского. Ширина Покутского покрова достигает в этом месте 15 км, и он является здесь основной структурной единицей Бориславско-Покутской зоны. В Буковинской части ширина покрова

уменьшается до 8-10 км. Для Покутского покрова в фациальном отношении типично широкое развитие мощных конгломератовых толщ в миоценовых отложениях. Для Бориславско-Покутского покрова в целом, как и отдельных его элементов, характерно большое количество поперечных разрывных дислокаций. По типу перемещения они относятся к сбросо-сдвигам. Образование их связано с процессом формирования покрова. Оно было одновременным с перемещением и обусловлено возникавшими при этом напряжениями. В качестве типичного примера, иллюстрирующего такое заключение, можно привести строение покрова в Бориславском районе, где выделяется отставший Попельский блок, зажатый между двумя косо ориентированными разрывами.

КАРПАТЫ

СКИБОВЫЙ ПОКРОВ

Этот покров представляет собой наиболее внешнюю структурно-фациальную единицу горного сооружения Карпат. Его протяженность от ПНР до СРР составляет 270 км при ширине 16 км на северо-западе, 35-40 км в центральном пересечении и 11 км на юго-востоке. Амплитуда надвига покрова, установленная бурением и геофизическими исследованиями, составляет около 20 км. Не исключено, что в действительности она значительно превосходит эту величину. Покров характеризуется крутым наклоном у дневной поверхности ($50 - 80^\circ$), постепенно выполаживающимся к основанию ($15 - 30^\circ$). Толщина покрова увеличивается вглубь Карпат, достигая в тыльной части, по-видимому, 10-12 км.

В составе покрова выделяются шесть крупных чешуй или скиб, представляющих основной тип его дислокаций: Береговская, Оровская, Сколевская, Парашки, Зелемянки и Рожанки, которые надвинуты друг на друга в северо-восточном направлении. Традиционно считалось, что скибы являются производным нормальных антиклиналь-

ных складок, которые тектоническими движениями на стадии горизонтальных перемещений были разорваны в присводовых частях, в результате чего их северо-восточные подвернутые крылья были срезаны.

Данные бурения и геологической съемки позволили более детально охарактеризовать морфологию тектонических элементов Скибового покрова и привели к выводу, что чешуи формировались как моноклиналильные блоки с начала тектонической эволюции покрова. В свою очередь, каждая скиба осложнена имеющими подчиненное значение антиклинальными и синклиналильными складками, также часто нарушенными продольными разрывами, что еще более усложняет чешуйчатую структуру покрова. Фронтальные части скиб (исключение составляет Береговая) и своды наиболее приподнятых антиклинальных складок сложены породами стрийской свиты верхнего мела. Внутренние части скиб и синклиналильные складки выполнены, как правило, отложениями олигоцена, а наиболее погруженные части - нижним миоценом.

Покров в целом по простиранию меняет свое строение. Его северо-западная часть от границы с Польшей до пересечения Борислава более приподнята, на поверхность выведены не только отложения верхнего, но и нижнего мела. Здесь развиты узкие чешуи с крутыми плоскостями надвигов, характерно большое количество поперечных нарушений. В юго-восточном направлении покров постепенно погружается, широкое развитие приобретают породы палеогена, в частности олигоцена. Поверхности надвигов более пологие, отчего скибы несут черты типичных покровов.

Фронтальным элементом Скибового покрова является Береговая скиба, которая прослеживается на расстоянии около 180 км от границы с Польшей, где ее ширина всего 0,4 км, за р.Прут, где ее ширина составляет 1,5 км и она исчезает, уходя

под надвиг более внутренней, Оровской скибы. Максимальной ширины Береговая скиба достигает в районе Биткова – около 12 км.

Бурением установлено, что надвиг Береговой скибы на Бориславско-Покутский покров имеет у поверхности наклон в $70-80^{\circ}$, а на глубине выполаживается до $15-20^{\circ}$. Береговая скиба представляет собой крупную чешую, в лобовой части которой развиты древние, а в тыльной – более молодые отложения. В пределах скибы закартирован целый ряд антиклинальных и синклинальных складок.

Оровская скиба четко прослеживается вдоль всей территории Украинских Карпат, будучи надвинутой на Береговую скибу, а на юго-востоке, за р.Прут – непосредственно на прогиб – Бориславско-Покутский покров. Ширина скибы колеблется на северо-западе и юго-востоке в пределах 3–6 км, достигая в пересечениях рек Чечвы и Прута 12–14 км. Амплитуда надвига скибы определяется в 12–15 км, а угол наклона его поверхности изменяется на небольших глубинах от $60-70^{\circ}$ на северо-западе и $35-45^{\circ}$ на юго-востоке, выполаживаясь до $20-25^{\circ}$ уже на глубине 2–3 км.

Оровская скиба имеет сложное строение. В северо-западной части в ее составе выделяется четыре узкие (1–2 км) чешуи, а к юго-востоку от верховьев р.Тысменицы – две: северная, собственно Оровская, которая протягивается до Покутского поперечного разлома, и южная чешуя – Поляницкая, которая прослежена до границы с СРР. В пределах выделяемых чешуй закартирован ряд антиклинальных и синклинальных складок.

С юго-запада на Оровскую скибу надвинута Сколевская скиба с амплитудой перемещения 8–10 км. Ширина скибы меняется от 3–4 км на северо-западе и юго-востоке до 8–10 км в центральной части. Поверхность надвига скибы на большей части территории относительно пологая, с углами наклона в $25-45^{\circ}$, но на северо-западе и юго-востоке достигает 70° . По простираанию структура скибы меняется. От границы с Польшей до р.Стрый в сос-

таве скибы выделяются две узкие (2–3 км) чешуи, разделенных крутым надвигом ($60-70^{\circ}$). В междуречье Ломницы и Быстрицы Надворнянской Сколевская скиба имеет также чешуйчатое строение, а на остальной территории представляет собой моноклираль.

Более внутренняя скиба Парашки прослеживается вдоль всего Скибового покрова, имея ширину 2–8 км. На северо-западе от границы с ПНР до бассейна р.Рыбник в ее составе выделяются две чешуи, южная из которых известна также под названием Мальманстальской скибы. От р.Рыбник до бассейна р.Быстрицы Надворнянской скиба Парашки представлена одной чешуей, а далее до р.Прут опять двумя узкими чешуями. На юго-востоке от района Верховины до границы с Румынией скиба испытывает резкое погружение, здесь в ее строении особенно широко представлены отложения олигоцена. Линия надвига скибы Парашки извилистая, что свидетельствует о его пологом падении, хотя на отдельных участках угол наклона надвига крутой и достигает $60-65^{\circ}$.

Скиба Зелемянки характеризуется повсеместным развитием верхнемеловых отложений в лобовой части и почти прямой линией надвига, что позволяет говорить о крутом наклоне его поверхности. Амплитуда перемещения не превышает 5 км. Ширина скибы меняется от 3–4 км на северо-западе до 20 и более километров в пересечении р.Ломницы. В междуречье Ломницы и Прута в составе скибы выделяются две чешуи. К юго-востоку происходит погружение скибы, где широкое развитие приобретают олигоценные отложения.

Самая внутренняя – скиба Рожанки имеет протяженность около 100 км от границы с Польшей до бассейна р.Свича, где она выклинивается. Скиба представляет собой узкую моноклираль, ширина которой не превышает 3–4 км. Северо-западная часть скибы имеет блоковое строение за счет густой сети поперечных нарушений. Подобно другим скибам ее лобовая часть сложена, в

основном, верхнемеловыми отложениями. Внутренняя часть скибы характеризуется резким возрастанием мощностей олигоцена. В наиболее погруженных частях развит нижний миоцен. Данное обстоятельство послужило основанием эту часть территории, характеризующуюся депрессионным режимом развития, выделить в самостоятельную тектоническую единицу и причислить в качестве составного элемента к более внутренней Кросненской зоне, внешняя граница которой носит, таким образом, условный характер.

КРОСНЕНСКАЯ ЗОНА

Кросненская зона занимает более внутреннее положение по отношению к Скибовому покрову. Ее территория, в целом или частично, выделялась также под названием "Центральной карпатской депрессии", "Центрального синклинория", "Центральной синклинальной зоны", "Центральных Карпат", "Силезской зоны". По отношению к сопредельным структурно-фациальным единицам - Скибовой, Дуклянской и Черногорской - она имеет депрессионный характер строения. Это выражается в преобладании на ее территории олигоценовых отложений в кросненской фации. Вместе с тем, подобно смежным тектоническим единицам, внутренняя структура зоны имеет четко выраженное чешуйчато-покровное строение. Кросненская зона, прослеживающаяся на всей территории Украинских Карпат, характеризуется неоднородностью строения и слагающих ее мел-палеоген-нижнемиоценовых отложений как по простиранию, так и вкrest простирания, что дает основание выделять в ее пределах три подзоны: Славско-Верховинскую, Турковскую и Битлянскую.

Славско-Верховинская подзона занимает внешнюю часть зоны и протягивается от границы с Румынией (на юго-востоке) до границы с ПНР (на северо-западе). Ее граница со Скибовым покровом проводится условно, в поле развития кросненских отложений по резкому увеличению их мощности и площади развития.

В связи с этой условностью, а также с учетом общности разреза, эта подзона многими геологами относится к Скибовому покрову, несмотря на то, что она имеет право на структурную автономию ввиду четко выраженного депрессионного характера ее строения. В целом подзона имеет чешуйчатое строение. На северо-западе чешуи сравнительно узкие и разорваны системой поперечных нарушений. К юго-востоку от р.Стрий они значительно расширяются и практически не нарушены поперечными разрывами. Соответственно изменяется и ширина всей подзоны от 2-4 км на северо-западе до 9 км на юго-востоке, где во фронтальной части чешуй наблюдаются значительные поднятия типа Фешкинской антиклинали.

Турковская подзона простирается от польской границы до междуречья Тисы и Прута, где северная граница ее уходит под Черногорский покров. На юге большая часть ее территории граничит с Битлянской подзоной; начиная с бассейна р.Теребля ее южной границей служит надвиг Дуклянского, а затем Черногорского покровов. Ширина подзоны изменяется от 10 до 20 км, увеличиваясь к юго-востоку. По простиранию структура подзоны неоднородна. Северо-западная часть ее, наиболее погруженная, сложена породами олигоцена и постепенно воздымается к юго-востоку. Начиная от бассейна р.Рика и далее на поверхность выходят отложения нижнего палеогена и верхнего мела.

Следует отметить, что они почти идентичны разрезам Славско-Верховинской подзоны и Скибового покрова. Для некоторых исследователей это послужило основанием для отнесения юго-восточной части подзоны к Скибовому покрову ("скибы Синевира и Бруструанки"). Для Турковской подзоны также свойственно чешуйчато-надвиговое строение. На северо-западе она состоит из относительно узких (2-4 км) и крутых (40-70°) чешуй, которые в юго-восточном направлении постепенно выполаживаются (до 20-30°), и,

начиная от р.Рика, некоторые из них приобретают характер очень пологих покровов, что отражается в весьма извилистой конфигурации линии надвига. Ширина их также значительно увеличивается (до 14 км).

Характерной особенностью северо-западной части подзоны является изменение общекарпатского простирания на субмеридиональное (между г.Турка и с.Сможе), которое связывается с Латорицким разломом фундамента. Особое место в структуре подзоны занимает тектоническая единица, известная как "Розлучский структурный элемент" или "Розлучская чешуя". Она находится во фронтальной части Турковской подзоны в виде узкой (до 0,5-1 км) сильно дислоцированной полосы, состоящей из одной-двух складчатых чешуек, осложненных многочисленными поперечными разрывами. Северной границей Розлучской единицы является линия пологого надвига, который последовательно перекрывает ряд чешуй Славско-Верховинской подзоны. Южной границей служит практически вертикальный продольный сброс, на всем протяжении которого более древние породы Розлучской единицы контактируют с более молодыми отложениями внутренней части Турковской подзоны, что подтверждается материалами бурения и съемки. Розлучская единица уверенно трассируется в поле кросненских отложений сначала по пестроцветным, а затем по менилитовым породам самых низов олигоцена от границы с ПНР и выклинивается юго-восточное пос.Славское. Также четко она дешифрируется по материалам АФС.

Положение Розлучской единицы в схеме структурно-фациального районирования вызывает острые дискуссии. Многими исследователями она рассматривается как продолжение Субсилезской единицы Западных Карпат, а развитие в ее пределах пестроцветные породы относятся к верхнему мелу и считаются аналогом пестрых мергелей района Венгловки (ПНР). Однако детальные исследования польских

геологов доказали, что Субсилезская единица выклинивается в пограничных районах ПНР, а результаты крупномасштабной геологической съемки на территории СССР свидетельствуют, что пестроцветный флиш Розлучской единицы относится к палеогену; содержащаяся в нем микрофауна верхнего мела является переотложенной и что Субсилезская единица в Украинских Карпатах отсутствует.

Дискуссионным являлся также вопрос о природе Голытинской структуры, которую некоторые исследователи считают горстобразным поднятием или тектоническим останцом. В обоих случаях исходили из представлений, что ядро этой структуры сложено нижнемеловыми отложениями. Последние данные картирования показали, что Голытинская структура является нормальной антиклинальной складкой, в ядре которой развиты не нижнемеловые, а верхнемеловые отложения.

Б и т л я н с к а я подзона представляет собой наиболее внутреннюю часть зоны и прослеживается от польской границы до междуречья Рики и Теребли. Ее южной границей служит надвиг Дукинского покрова. Ширина подзоны, которая на северо-западе достигает 22 км, постепенно уменьшается к юго-востоку до полного выклинивания. Основанием для выделения подзоны послужили особенности разреза олигоценовых отложений. В отличие от более внешних подзон, где разрез олигоцена относительно четко дифференцируется на отдельные комплексы по литологическому облику, в пределах Битлянской подзоны почти весь разрез представлен преимущественно глинистой толщей, не расчленяющейся по литологическим признакам. Кроме того, характерной особенностью подзоны является широкое развитие подводно-оползневых образований, особенно в юго-западной ее части, где имеется полоса развития крупных олистоитов.

Внутренняя структура подзоны аналогична более внешним подзонам. Она представляет систему чешуй, которые в юго-восточ-

ном направлении последовательно уходят под Дуклянский покров. Они сложены олигоценовыми отложениями, на фоне которых выделяются несколько поднятий более древних пород. Из них наибольший интерес вызывает поднятие Сможе, поскольку строение его трактовалось неоднозначно. Оно представлялось в виде антиклинали, разбитой сбросами, горстообразного поднятия или останца тектонического покрова. По последним данным оно представляет собой приразломное поднятие трех чешуй, разорванных и смещенных крупным поперечным сбросо-сдвигом меридионального простираения.

Во внутренней части Кросненской зоны, вдоль границы Дуклянского покрова некоторыми исследователями в разное время и в разном объеме выделялись Преддуклянская, Ветлинская и Буковецкая, а также Ужокская тектонические единицы. Последние относили к Дуклянской зоне. В числе критериев их выделения было ошибочное отнесение части олигоценового комплекса к специфической "кросноподобной" фации эоцена, а также выделение здесь меловых и нижнепалеогеновых пород, подобных развитым в Дуклянском покрове, которые в действительности являются крупными олистолитами в массе олигоценовых отложений.

ВНУТРЕННИЕ ФЛИШЕВЫЕ ПОКРОВЫ

Черногорский покров

Черногорским покровом на территории Украинских Карпат названо прямое продолжение покрова Аудия Румынских Карпат, который отделяет собой область широкого развития кросненских отложений от Поркулецкого покрова и Близницкой подзоны, входящей в состав Дуклянского покрова. От границы с Румынией в виде полосы в 5-15 км он простирается до водораздела Тересвы-Черной Тисы, выклиниваясь несколько западнее г.Ясиня. Выделяемые в его составе два более мелких покрова (подзоны) - Скуповской и

Яловичорский или Говерлинский отчетливо различаются между собой стилем внутренней структуры и, в меньшей степени, литофациальными особенностями слагающих их верхнемеловых образований. Литофациальные различия заключаются в более песчаном характере разреза верхнемеловых отложений в Яловичорском покрове и отсутствии здесь значительной части палеогена.

Скуповский покров занимает несколько меньше половины Черногорского покрова и имеет очень простую внутреннюю структуру. Это усложненная мелкой складчатостью и разрывными дислокациями крупная моноклинал, надвинутая к северо-востоку на область распространения кросненских слоев, причисляющихся к Кросненской зоне. К юго-западу моноклинал Скуповского покрова погружается и в связи с этим в своей фронтальной части на значительном протяжении он сложен образованиями нижнего мела шипотской свиты, а в тыльной - ритмичным флишем и песчаными толщами палеоэоцена-эоцена. Олигоценовые отложения здесь отсутствуют. Северо-западное окончание покрова трактуется по-разному. Сходство эоценовых толщ Кросненской зоны с мелом Скуповского покрова не которым польским геологам послужило основанием для выдвижения представления о нормальном погружении его к северо-западу под олигоценовые отложения Кросненской зоны. Советские исследователи считают, что погружения здесь не происходит, а меловые и палеоэоцен-эоценовые толщи надвинуты на олигоцен более внешних структурных элементов. Конфигурация линии надвига в большей своей части прямолинейна, что казалось бы свидетельствует о его большой крутизне. Однако, в районе г.Верховина бурением скважины доказана довольно пологая плоскость надвига Скуповского покрова. На северо-западе пологое положение покрова, по крайней мере фронтальной части, доказывается и характером его конфигурации на дневной поверхности.

Я ловичорский или Говерлинский покров занимает более внутреннее положение и в литературе широко известен под названием зоны мелких чешуй или зоны черных сланцев. Эти названия как нельзя лучше определяют общий облик покрова. Здесь широко развиты очень узкие, мелкие, обычно крутостоящие чешуи, сложенные только меловыми отложениями с черными глинистыми и песчанистыми толщами шипотской свиты в своих фронтальных частях. Некоторое выколачивание залегания наблюдается лишь у контакта со Скуповским покровом. Хорошо выдержанные по простиранию чешуи, имеющие ширину в 1-1,5 км, развиты в северо-западной части покрова в междуречье Тисы-Черного Черемоша. В юго-восточной части покрова, в междуречье Черного Черемоша-Сучавы, происходят значительные изменения простирания чешуй, появляется серия диагональных и поперечных крутопадающих разломов, и внутренняя структура покрова приобретает характер зоны дробления в условиях общего резкого сжатия. В районе горы Говерлы отмечается значительный участок затухания разрывных дислокаций, а в тыльной части покрова у контакта его с Близницким покровом местами наблюдается некоторое запрокидывание на юг ретрашарьяжного типа. Отмечается общее воздымание структур этого покрова к северо-западу в сторону Петровского полуострова Поркулецкого покрова, где происходит их замыкание. Эти данные подтверждены последними детальными съемочными работами под руководством В.А.Вашенко. Указанная особенность хорошо увязывается с давно установленным в этом районе общим поперечным воздыманием Карпат, что нашло отображение и в характере глубинной дофлишевой поверхности, построенной по геофизическим данным Л.Е.Фильштинским.

Дуклянский покров

Дискуссионность строения области Флишевых Карпат, расположенной между Черногорским покровом и Кросненской зоной на се-

вере и Утесовыми зонами и кристаллическим массивом на юге, отмечается практически всеми исследователями, что объясняется слабой дифференцированностью обнажающихся здесь мел-палеогеновых флишевых толщ и отсутствием общепринятых критериев тектонического районирования. Обзоры различных представлений о структуре этой территории уже приводились в литературе [16 и др.]. Даже одни и те же авторы неоднократно меняли свои взгляды на детали строения этой части Флишевых Карпат, в том числе и некоторые составители настоящей записки.

Уже на ранних этапах изучения Карпат было установлено, что внутренняя часть этой области резко отличается от соседних отсутствием очень характерных, черных по цвету, меловых толщ флиша, выделенных позднее в шипотскую свиту. Однако тогда считалось, что эта свита нормально залегает на сероцветном песчано-глинистом флише буркутской серии (слагая внешнее крыло крупной положительной структуры) и, таким образом, оснований для подразделения области их распространения по этим критериям не находилось. После установления работами УкрНИГРИ одновозрастности этих толщ, стали очевидными принципиальные различия в условиях формирования внутренних и внешних районов этой территории. Единая антиклинальная зона "распалась" на серию чешуйчато-надвиговых структур с определенной автономностью их развития.

И хотя до сих пор у многих карпатских геологов господствует еще представление о примате поздне меловой и даже олигоценовой дифференцированности осадконакопления как основы для более дробного расчленения внутренней части Флишевых Карпат, тем не менее, выделявшиеся здесь структурно-фациальные зоны - Раховская, в широком понимании объема, и Дуклянская резко отличались именно по типу нижнемеловых образований. Это обстоятельство и было учтено С.Л.Бызовой и М.А.Безром [7], предложивших использовать его в

качестве одного из основных критериев районирования флишевых Карпат, что является вполне обоснованным.

Однако при расчленении этой территории на отдельные зоны и подзоны, даже с учетом указанного принципа, появились другие спорные моменты, основные из которых сводятся к следующему.

Во-первых, наметились расхождения по вопросу географического распространения к северо-западу сероцветного нижнего мела (буркутской и белотисенской свит в современном их понимании), так характерных для восточной части района, обрамляющего Мармарошский кристаллический массив. Большая группа исследователей ограничивала его распространение бассейном Боржавы-Латорицы, тогда как другая группа считала возможным трассировать буркутскую свиту до бассейна Ужа и, возможно, западнее. Третья малочисленная группа выдвинула представление о значительной ундуляции по простиранию внутреннего тектонического элемента с погружением сероцветного нижнего мела под верхнемеловой-олигоценный комплекс на значительном расстоянии и с выходом его на поверхность вновь на крайнем северо-западе, в бассейне Ужа.

Во-вторых, в северо-западной части этой области были установлены маломощные черные кварцитовидные песчаники, сопряженные с полимиктовыми конгломерато-брекчиями, которые одними исследователями принимались за тектонические клинья верхнемиопотской подзоны (и тогда эта область причислялась к Дуклянской зоне), а другими - за нормальные пачки, залегающие внутри сероцветного песчаного флиша верхнего мела - эоцена, и тогда они уже не являлись критерием для выделения здесь Дуклянской зоны.

В третьих, наметились резкие расхождения по вопросу истолкования соотношений между меловыми и находящимися на их простирании палеогеновыми комплексами во внутренней полосе их развития (то есть на сероцветном нижнемеловом основании). Для одних

геологов эти соотношения представляются тектоническими и палеогеновыми комплексами, включающие дусинские мергели и маловиженские песчаники олигоцена, причисляются к паравактохону, а меловые - к аллохтону. Для других исследователей залегание этих комплексов нормальное и никаких тектонических полуокон здесь нет. Выполненной совсем недавно детальной групповой съемкой под руководством М.Г. Приходько подтвердилась обоснованность последнего представления.

Ниже приводится краткая характеристика основных черт структуры Дуклянского и Поркулецкого покровов с учетом результатов самых последних детальных геологосъемочных работ, выполненных Закарпатской геологической экспедицией, итоги которых ранее почти не публиковались.

Под Дуклянским покровом понимается шарьированная в начале миоцена флишевая структурно-фашиальная зона, сложенная мел-палеогеновыми и, возможно, самыми нижними горизонтами нижнемиоценовых отложений, распространенных между Кросненской зоной и Черногорским покровом на севере и Поркулецким покровом на юге. Характерной отличительной особенностью разреза этого покрова от более внутреннего является развитие здесь шипотской свиты нижнего мела. От непосредственно сопряженной с ним на северо-востоке Яловичорской подзоны Черногорского покрова он отличается развитием палеогеновых отложений, хотя палеогеографические и палеотектонические условия этих единиц в меловое время были, видимо, одинаковыми и, по крайней мере, до палеогена они формировались, вероятнее всего, в едином флишевом трюге. Дуклянский покров простирается в Украинские Карпаты из Чехословакии и Польши и постепенно сужающейся к юго-востоку полосой протягивается почти через всю их территорию, тектонически и, видимо, седиментационно выклиниваясь в бассейне Черного Черемоша.

По особенностям сенонских отложений и некоторым структурным отличиям в Дуклянском покрове выделяются три подзоны, кулисообразно сочленяющиеся друг с другом: Стужицкая, Лужанская и Близницкая.

Стужицкая подзона занимает крайне северо-западную часть покрова и от границы с Польшей и Чехословакией протягивается до бассейна Рики, где она сочленяется с Лужанской подзоной. Особенностью, отличающей ее от соседней подзоны, является более мощное развитие нижней тонкоритмичной части сенонского комплекса (яловичорской свиты), имеющей более темную окраску по сравнению с песчаным комплексом, развитым юго-восточнее. Наиболее важной структурной особенностью этой подзоны является, пожалуй, общее ее погружение к юго-востоку, что предопределило и некоторые различия стиля внутренней структуры. На большей по площади северо-западной части подзоны широко развиты мелкие чешуи, ограниченные надвигами и взбросами, имеющими северо-запад-юго-восточное простирание, часто оборванные поперечными обресо-сдвигами. Обычно фронтальные части таких небольших чешуй сложены сероцветным тонкоритмичным меловым флишем, а тыльные — эоценом и редко олигоценом. Внутренняя структура чешуй разнообразна. Здесь чаще, чем в других структурных единицах Карпат, встречаются чешуи в виде антиклинальных и синклинальных складок, и моноклиальный тип структуры здесь не является господствующим.

В двух чешуях на земную поверхность выступают нижнемеловые толщи липотской свиты в окружении фрагментов поркулецких пестроцветов. Одна из них, известная под названием Лужанской чешуи, расположена северо-восточнее Полонины Руны, а другая обрамляет северо-западное ограничение Поркулецкого покрова в районе с. Черногодова. В обоих случаях это зоны чрезвычайно сильного дробления пород с ярко выраженной дисгармонией складчатости. В районе Черногодова нижнемеловая толща имеет необычное для Украинских Карпат широкое простирание.

Следующей особенностью структуры Стужицкой подзоны является развитие здесь редких надвигов с обратной вергентностью.

Дискуссионной является граница Дуклянского покрова с более внутренним Поркулецким покровом в районе господствующей возвышенности — Полонины Руны (Ровной). Среди сложных линейных складок и узких чешуй меловых и палеогеновых флишевых отложений внутренней части флишевых Карпат встречаются редкие брахисинклинали, совершенно не свойственные карпатскому стилю тектоники. Одну из них и составляет Полонина Руна, объяснение структуры которой давалась резко различно разными исследователями. Ее считали или результатом двухфазового (в том числе и допозднеолигоценового) формирования с наложенным характером развития верхнего (песчаного) комплекса или причину пологой неполной складчатости усматривали в проявлении здесь горстобразного воздымания кристаллического фундамента. В последние годы широко развито представление об аллохтонном происхождении Полонины Руны, как уцелевшем от денудации останце тектонического покрова. По мнению одних геологов — это останец шарьяжа, надвинутого с юга, для других — ретрошарьяжа, то есть покрова, надвинутого с севера. Новой детальной геологической съемкой, бурением и находками олигоцен-нижнемиоценовой фауны в самых верхних горизонтах разреза ни один из указанных вариантов природы Полонины Руны не получил подтверждения /26,27/. Было установлено нормальное залегание всех отложений, составляющих разрез этой полонины, принадлежность битуминозной толщи мергелей и вышележащей флишевой толщ к олигоцену, а венчающих разрез мощных песчаников к олигоцену и, возможно, самым низам миоцена. Пологая складчатость объясняется особенностями литологического состава отложений и некоторыми другими причинами /26,27/, а не двухфазностью тектонических движений и не горстобразными выступами кристаллического фундамента Карпат, находящегося здесь, как и

в других внутренних районах, на глубинах свыше 9–12 км.

Полонина Руна не "запечатывает" собой контакт Поркулецкого и Дуклянского покровов, как предполагалось ранее /16/, а является нормальной изометричной брахисинклинальной складкой Дуклянского покрова и принципиально не отличается по структуре и происхождению от других складок такого типа. Одной из них является, например, брахисинклиналь горы Малый Выжен, расположенная в этом же покрове несколько юго-восточнее. Следует отметить, что одной из причин затаившегося выявления природы Полонины Руны является не критический подход геологов к вопросу об условиях захоронения фаунистических остатков. Так, если при установлении структуры Маловыженской брахисинклинали была в конце-концов принята во внимание переотложенность эоценовых нуммулитов в самых верхних частях разреза-маловыженских песчаниках олигоцена, то захоронение меловых и эоценовых мелких фораминифер, обнаруженных в таком же положении, но уже на Полонине Руны, принималось долгое время как первичное.

Особенностью тектоники района Полонины Руны является также резкое локальное сигмоидальное изменение простирания меловых и палеогеновых отложений к западу от нее. Вероятно, имеется тесная генетическая связь между указанной сигмоидой, которую предлагается назвать *Турицкой* (от реки Турицы), мульдой Полонины Руны и прямолинейным восточным ограничением Черноголовской подзоны Поркулецкого покрова. Наиболее вероятным является предположение о развитии здесь поперечного разлома в фундаменте сдвигового типа, о чем уже упоминалось в литературе.

Турицкая сигмоида не единственная в структуре Флишевых Карпат. Несколько, может быть менее резко выраженных, сигмоидальных искривлений простирания толщ флиша имеется в Поркулецком покрове и в зоне Мармарошских утесов (см. ниже). Общеизвестна Перемышльская сигмоида в Скибовом покрове у польско-советской грани-

цы. В пределах словацкой части Дуклянского покрова сигмоида известна на площади Снина по реке Пчелинке. Вероятно, и их структура также связана с системой сбросо-сдвигов в фундаменте Карпатских покровов.

Юго-восточная часть Стужицкой подзоны, протягивающаяся от Латорицы и почти до Рики, имеет довольно простую структуру. Это две сужающиеся и полностью выклинивающиеся к юго-востоку чешуи. Дискуссионным остается возраст развитых здесь мощных песчаных толщ, определяющих их общий облик. По представлениям С.Л.Бизовой и М.А.Безра /7/ здесь обнажается мощная нижнемеловая толща песчаников буркутской свиты и тогда в этом месте Дуклянская зона (по указанному авторам это Буркутская зона) испытывает воздымание. По данным УкрНИГРИ /12,16/, здесь обнажается верхнемеловая-палеогеновая толща (черноголовская или терешовская свита), что установлено также и детальной геологической съемкой, выполненной под руководством С.И.Кантолинского. Последнее представление находится, кажется, в большем соответствии с общей структурой этого участка Карпат, как более прогнутого по сравнению с юго-восточным и северо-западным. Именно в этом поперечном прогибе Карпат в соседнем к югу Поркулецком покрове впервые появляются палеогеновые отложения с широким развитием олигоцена; здесь исчезает широко развитая восточнее и западнее шипотская свита Дуклянского покрова, происходит выклинивание полностью сложенной нижнемеловыми отложениями Раховской структурно-фациальной зоны, исчезает Вежанский покров зоны Мармарошских утесов.

Лужанская подзона кулисообразно сочленяется со Стужицкой в бассейне Рики в районе г.Мажгорье и узкой полосой в 5–7 км по ширине протягивается до междуречья Косовской и Черной Тисы, где она полностью перекрывается Поркулецким покровом. Облик подзоны определяют очень узкие чешуи шипотской и поркулецкой (пестроцветной) свит и развитие верхнемеловых отложений в более

песчаных фациях по сравнению с другими подзонами Дуклянского покрова. Крайне северо-западное положение занимают две небольших чешуи, в пределах которых нижний мел не обнажается, а верхнемеловые отложения более глинистые. Эту часть Дуклянского покрова иногда выделяют в самостоятельную Олышанскую или Вильшанскую подзону.

Б л и з н и ц к а я подзона занимает крайне юго-восточную часть Дуклянского покрова и от левобережья Рики протягивается до Белого Черемоша, разделяя собой Поркулецкий покров на юге и Кросненскую зону и Черногорский покров на севере. В некоторых схемах тектонического районирования она вместе с Лужанской подзоной причисляется к Черногорскому покрову. Для нее характерно более глинистое развитие верхнего мела и довольно пологих и крупных складок, что не свойственно соседним с ней структурно-фациальным единицам. В отличие от Яловичорской подзоны Черногорского покрова здесь мощно развиты и палеогеновые отложения, вплоть до верхнего эоцена. Не исключено, как полагают многие исследователи, в том числе и некоторые авторы тектонической карты, что в районе Мажгорья эти эоценовые комплексы погружаются под олигоцен кросненской свиты и в таком случае либо граница Кросненской зоны и Дуклянского покрова является условной, либо сам Дуклянский покров заканчивается Лужанской подзоной.

Наиболее крупной складкой Близницкой подзоны является Гропинецкая антиклиналь /I/, четко прослеживающаяся от бассейна Косовской до Черного Черемоша. В этом же направлении происходит и ее общее воздымание. В бассейне Черной Тисы Близницкая подзона полностью перекрывается Петрошским тектоническим полуостанцом Поркулецкого покрова.

Поркулецкий покров

Это наиболее крупная тектоническая единица внутренней час-

ти Флишевых Карпат. Она является прямым продолжением дигитации Бодок покрова Чехлоу Румынских Карпат, а не зоны Теляжен или курбикортикального флиша, как это обычно параллелизуется в литературе. На северо-западе Поркулецкий покров простирается почти до советско-чехословацкой границы, тектонически выклиниваясь в долине Ужа, у с.Малый Березный. На юге он обрамляется Раховским покровом, утесовыми зонами и Магурским покровом, а на севере слагающие его мел-палеогеновые толщи частично перекрывают Дуклянский, а восточнее Белого Черемоша и Черногорский покровы.

Протягиваясь почти через все Украинские Карпаты, Поркулецкий покров имеет значительные различия стиля внутренней структуры отдельных своих частей по простиранию, а также отличия в наборе флишевых комплексов, слагающих эти части. Изменяется по простиранию и морфология поверхности сместителя этого покрова. Главной же отличительной его особенностью от более внешних покровов является развитие здесь сероцветного нижнемелового песчано-глинистого и песчаного флиша белотисенской и буркутской свит, которые, замещая диахронно друг друга по простиранию, служат до сих пор критерием для причисления отдельных областей их распространения к разным структурно-фациальным зонам или к разным тектоническим покровам.

Особенности внутренней структуры отдельных частей покрова позволяют выделить в его пределах четыре подзоны, границы которых приняты несколько условно. С юго-востока на северо-запад здесь выделяются подзоны (называвшиеся ранее частями покрова /I6/): Белотисенская, Лисичевская, Турьеполянская и Черноголовская. Для всего покрова в целом характерна общая ундуляция его по простиранию. Так, крайне юго-восточная и северо-западная подзоны испытали воздымание и в их пределах широко развиты нижнемеловые комплексы, а занимающие центральное положение - Лисичев-

ская и Турьепольская подзоны относительно погружены и характеризуются распространением верхнемеловых и палеогеновых отложений, включая олигоцен дусинской и маловыженской свит.

Белотисенская подзона сложена сероцветным очень монотонным песчано-глинистым флишем и уверенное выделение в ней отдельных структурных элементов затруднительно. К тому же границы белотисенской и буркутской свит диахронны, что порождает дополнительные трудности картирования. Эта подзона простирается от советско-румынской границы до реки Терешовой, где она по линии поперечного разлома сочленяется с Лисичевской подзоной.

Вероятно, в пределах этой тектонической единицы, как и во всех других районах Флишевых Карпат, имеются складчатые формы более крупного ранга по сравнению с широко развитой мелкой сложной складчатостью тонкоритмичного флиша. Об этом свидетельствует появление редких мелких пятен пестроцветов альба-турона в верховьях Белой Тисы и в истоках Сараты у советско-румынской границы. Резкое преобладание юго-западных падений слоев горных пород указывает, вероятно, на чешуйчатый стиль строения развитых здесь флишевых толщ. Белотисенская подзона резко сужается к северо-западу, в месте поперечного Лужанского поднятия /7/, где ее ширина становится 1,5–2 км. Здесь развита единственная в подзоне Терешовская брахисинклинальная складка, в сложении которой принимают участие в верхнемеловые отложения, залегающие без каких-либо следов перерыва и несогласия на нижнемеловых.

Несомненно, общий покровный характер структуры Белотисенской подзоны легко устанавливается по конфигурации внешнего его ограничения, имеющего в районе горы Петрос самый крупный в Украинских Карпатах тектонический полуостанец. Только по этому языкообразному полуостанцу можно судить, что амплитуда горизонтального перемещения покрова Белотисенской подзоны не менее 8 км.

Если же учесть размытую часть аллохтона в более западной части подзоны, то минимальная амплитуда покрова превысит 12 км. Пожалуй только в этой подзоне надвиг сопровождается зоной дробления с разрозненной цепочкой эффузивных зеленокаменных пород, сопряженных с карбонатными существенно органогенными мелководными образованиями баррема-апта, образующими тектонические отторженцы в основании покрова, представленного здесь песчаниками буркутской свиты. Выдвигавшиеся представления об олистолитовой природе этих свидетелей бывшего излияния основной лавы в прикардильерные известковые или, в условиях растяжения, не подтвердились новыми геологосъемочными работами, проводящимися здесь под руководством В.А.Вашенко.

Лисичевская подзона простирается от р.Терешовой на юго-востоке до бассейна Малой Липи на северо-западе. Внутренняя структура подзоны отчетливо чешуйчатая с широким развитием верхнемеловых отложений, погружающихся во внутренней части подзоны западнее Боржавы под палеогеновые толщи, включающие мергельный олигоцен дусинской свиты. Именно в пределах этой подзоны происходит нормальное сочленение меловых отложений, господствующих юго-восточнее, с эоценовыми и олигоценными, развитыми в междуречье Боржавы и Ужа, что, однако, принимается не всеми геологами. По мнению некоторых из них, эти соотношения тектонические, а олигоцен в междуречье Боржавы и Липи образует эрозионное полуокно Дуклянского покрова из-под аллохтона, надвинутого с юга. Величина такого полуокна по простиранию в различные годы сторонниками этого представления принималась резко различной, с тенденцией в сторону его уменьшения от 30 км /36/ до 10 км /11/. Как показало последнее крупномасштабное картирование, выполненное под руководством М.Г.Приходько, никакого тектонического полуокна здесь нет вообще, а структуры восточной части

Поркулецкого покрова нормально продолжают к западу, с уже указывавшимся общим их погружением. Таким образом, подтвердились представления /7,21,16,29/ об отсутствии в бассейне Боржавы-Латорицы области тектонического сочленения различных тектонических зон, протягивавшихся сюда с юго-востока (Суховской) и северо-запада (Дуклянской и Бачавской).

Другой важной особенностью проведенных съемочных работ явилось установление здесь серии поперечных разломов разного ранга, часть из которых имеет значительную горизонтальную составляющую, что существенно уточнило трассировку многих чешуй и внешнего ограничения Поркулецкого покрова по сравнению с ранее публиковавшимися картами и схемами /12,16/. Общее погружение Поркулецкого покрова к западу от бассейна Терешовой предопределило и резкое его расширение вкост простирания структур. От 1,5-2 км у Лужанского поперечного поднятия Лисичевская подзона расширяется до 16 км

в междуречье Теребли и Боржавы и вновь сужается до 5-7 км в бассейне Латорицы и Малой Пинии. Системой продольных надвигов и рассекающих их поперечных сбросо-сдвигов вся подзона расчленена на несколько чешуй с отчетливой северо-восточной вергентностью. Наиболее крупными из них (от внутреннего края подзоны к внешнему) являются чешуи: Броньковская, Березовская, Керещкая, Богарикская и Ядмирская. Выделявшаяся на крайнем юго-западе подзоны Черникская чешуя /16/ теперь причисляется к зоне Мармарошских утесов, а занимавшая самое северо-восточное положение Занькавская чешуя - к Стужицкой подзоне Дуклянского покрова. При решении последней к более внешнему тектоническому покрову явилось следствием новой интерпретации структуры Полонины Руны /26,27/. Для большинства из указанных чешуй свойственен общий моноклиальный характер внутренней тектоники с развитием во фронтальных частях тонкоритмичного и реже пестроцветного верхнемелового флиша, а в тыльных -

мощных песчаников, отвечающих по времени накопления кампану-среднему эоцену (черноголовская свита). Лишь в немногих районах (ручей Заломы, ручей Красный, район Лисичево и др.) из-под пестроцветной толщи выступают верхние горизонты белотисенской свиты нижнего мела.

Примечательной особенностью Лисичевской подзоны является появление здесь специфической черноцветной мергельной битуминозной толщи олигоцена (дусинской свиты), постепенно сменяющейся толщей маловыжеских песчаников, которые, как и в Дуклянском покрове, принимают участие в сложении крупной брахиморфной синклинальной складки, получившей название Дусинской брахисинклинали. Новой съемкой существенно уточнено строение ее западной центриклинали. На ранее издававшихся картах и схемах здесь обычно показывалась толща эоценовых (стройненских) песчаников, надвинутых с юга на мергели дусинской свиты. По новым данным это нормально залегающие маловыжеские песчаники (аналоги рунских), положение которых в разрезе такое же, как и на рядом расположенной горе Бутовой. При такой интерпретации полного замыкания Дусинской брахисинклинали не происходит и она погружается в сторону Латорицы, обрезаая там системой Латорицких сдвигов. Западное замыкание Дусинской брахисинклинали на тектонической карте показано условно.

Т у р ь е п о л я н с к а я подзона занимает территорию южного склона Украинских Флишевых Карпат в бассейне Латорицы-Малой Пинии-Турьей (левого притока Ужа). Для нее характерно еще большее погружение, чем для Лисичевской подзоны, и господствующими здесь являются уже палеогеновые отложения. Так же, как и в других подзонах, мелкая складчатость здесь затушевывает более крупные структурные формы, однако по характеру распространения хорошо расчленяющихся эоценовых и олигоценовых толщ уверенно

выделяются две простирающиеся в общекарпатском направлении чешуи. Меньшая по площади - Зворская чешуя - занимает внешнее положение и имеет внутреннюю структуру в виде асимметричной антиклинальной складки с частично редуцированным северо-восточным крылом. Для нее характерно развитие олигоцена в дусинской (мергельной) фации, что сближает ее с соседними чешуями Стужинской подзоны Дуклянского покрова. Именно по этому признаку они и объединяются некоторыми геологами (по предложению О.С.Вялова) в самостоятельную Дусинскую структурно-фациальную зону или подзону Дуклянской зоны. На востоке чешуя ограничена системой двух разветвляющихся поперечных сбросо-сдвигов, по которым она сочленяется с Заньковской чешуей Дуклянского покрова. На западе она косо срезается надвигом Поркулецкого покрова в районе южного крыла Турицкой сигмоиды. Большая по площади - Турицкая чешуя занимает внутреннее положение в подзоне и от правобережья Латорицы, где она ограничена системой разломов, простирается до с.Турица в бассейне одноименной реки. Общая внутренняя структура этой чешуи, усложненная мелкими складками и разноориентированными малоамплитудными разломами - моноклиналь с отчетливым погружением напластований к юго-западу, где они перекрываются плиоценовыми комплексами Вигорлат-Гутинской вулканической гряды. Примечательной особенностью этой структурной единицы является и своеобразие нижней части олигоценового разреза, который здесь приобретает более флишоподный облик по сравнению с дусинскими мергелями и иногда выделяется в самостоятельную Турицкую свиту. Пожалуй, самой интересной структурной особенностью Турицкой чешуи является резкое сигмоидальное изменение простираения слоев в ее крайней юго-восточной части, в бассейне Латорицы. Нормальное северо-запад-юго-восточное простираение здесь на протяжении 8-9 км резко меняется на меридиональное. При этом в колленообразный изгиб вовлекаются не только отложения аллохтона -

Турицкой чешуи, но и паравтохтона - одной из чешуй Лисичевской подзоны. Эта сигмоида порождена движениями вдоль Латорицкой системы разломов и ее целесообразно назвать Латорицкой сигмоидой.

Черноголовская подзона - крайне северо-западная часть Поркулецкого покрова, расположенная в бассейне Турицы и Люты. На западе она ограничивается Магурским покровом, фронтальная часть которого проходит в районе Малого Березного. На севере и востоке она надвигается на Стужижскую подзону Дуклянского покрова, а на юге ее перекрывают Турицкая чешуя и Магурский покров. Главной особенностью этой структурно-фациальной единицы является появление здесь вновь мощного сероцветного песчаного комплекса буркутской свиты, которая очень многими исследователями, в том числе и геологами, проводившими здесь детальное геологическое картирование, принималась (а некоторым принимается и до настоящего времени) за своеобразную верхнемеловую толщу - бачавскую свиту. Именно это обстоятельство служило долгое время одной из причин причисления области ее распространения к особой Бачавской подзоне Дуклянской зоны /I3/ или к самостоятельной Бачавской зоне /II,I8/. Бачавская зона распространялась при этом вплоть до бассейна Рики.

Развитие в этом районе нижнего мела в фациях, характерных для Белотисенской подзоны Поркулецкого покрова, обусловлено резким его воздыманием к северо-западу, что наряду с изометричностью подзоны в плане придает ей общую куполовидную форму, срезанную на северо-востоке разломом. В пределах подзоны выделены две чешуи, внутренняя структура которых детально не изучена. Дискуссионность их строения отмечалась недавно в специальной публикации /25/. Пожалуй, самая характерная особенность стратиграфического разреза этой подзоны заключается в приуроченности к верхнемеловой-эоценовой толще черноголовских песчаников черных кварц

товидных прослоев, сопряженных с маломощными конгломерато-брекчиями. Эти кварцитовидные песчаники и брекчии принимаются многими геологами за шипотскую свиту нижнего мела, что и послужило одной из причин для исключения Черноголовской подзоны из состава структурно-фациальной единицы с белотисенско-буркутским комплексом в основании.

Другой особенностью разреза этой подзоны является сокращенная мощность тонкоритмичной части сенона и, таким образом (учитывая песчаный нижний мел) общее резкое возрастание роли песчаников, что не могло не сказаться на стиле внутренней структуры подзоны. Выступающее в виде клина, далеко вдающегося в область паравтохтона, внешнее ограничение Черноголовской подзоны Поркулецкого покрова создает впечатление об очень пологой поверхности сместителя всего покрова в этом месте. Однако и северное и восточное обрамление подзоны прямолинейные, а не фигурные, что указывает на большую крутизну сместителя. Изучение приконтактной зоны многими геологами убеждает в развитии здесь узкой зоны дробления как в аллохтоне, так и в паравтохтоне, что тоже свидетельствует в пользу крутого надвига. Пробуренная Черноголовская параметрическая скважина, заложенная в 2,5 км к югу от фронта покрова, не вышла из него при глубине в 4040 м, так и не открыв шипотской свиты паравтохтона /29/. По данным бурения плоскость сместителя здесь залегает под углом не менее $70-80^{\circ}$. Черноголовская скважина доказала также отсутствие в этом районе резкого возмущения дофлишевого основания Карпат, которое по расчетам геофизиков предполагалось на глубинах 800-1200 м. Она же, вместе с данными картирования, показала, что Черноголовская подзона — это не тонкая аллохтонная пластина Поркулецкого покрова, а довольно мощный блок Флишевых Карпат, скорее "вдвинут" (чем надвинут) в свое внешнее обрамление, что, видимо, объясняется особенностями глубинного строения (сдвигом) дофлишевого основания,

хотя и залегающего здесь на большой глубине. Это положение генетически увязывается с простиранием Турицкой синтоиды, отражающей этот глубинный сдвиг.

По представлениям некоторых геологов /7/, в Черноголовской подзоне (участке) широко развиты дисгармоничная складчатость и дисгармоничные срывы вплоть до образования покровов соскальзывания с амплитудами до 15 км (Смерковский покров). При этом принимается перемещение верхнего флишевого подэтажа относительно нижнего.

Раховский покров

Это наиболее внутренний покров Флишевых Карпат, являющийся прямым продолжением дигитации Чук покрова Чахлеу или зоны Синая, выделяемых румынскими геологами. Он простирается в виде очень узкой прерывистой полосы развития раховской свиты неосома, обрамляющей Мармарошский кристаллический массив и зону Мармарошских утесов по их внешней периферии. Крайне северо-западные выходы этого покрова установлены в долине Боржавы, в окрестностях с. Долгое. Как и все покровы Флишевых Карпат, Раховский покров имеет северо-восточную вергентность с перекрытием тыльной части Поркулецкого покрова. Общая амплитуда его перемещения, вероятно, составляет более десяти километров, о чем свидетельствует косое (угол $25-30^{\circ}$) срезание им чешуй северных тектонических элементов паравтохтона. В районе Рахова он имеет максимальную ширину (до 7 км) и резко сужается к юго-западу и к юго-востоку. В бассейне Тисы в нем можно выделить две чешуи, расположенные несколько косо к простиранию самого покрова. Тонкослойный трехкомпонентный флиш неосома обычно дислоцирован в сложные мелкие складки с широко развитыми структурами будинажа. Более крупные линейные складки выявлены в тыльной части покрова. По Черному Черемошу, в месте резкого сужения покрова, он представлен аллохтонной

асимметричной антиклинальной складкой с подвернутым и сорванным северным крылом и пологим ($30-50^{\circ}$) южным, на которое надвигается Мармарошский массив.

В бассейне Луканки-Боржавы внутренняя структура покрова вырисовывается в виде моноклинали с погружением к юго-западу под углом $25-70^{\circ}$ при нормальном залегании пород. Углы падения плоскости надвига изменяются от $50-80^{\circ}$ в междуречье Сучавы и Черного Черемоша до очень пологих в районе горы Чивчин, где раховская свита, вместе с надвинутыми на нее карбонатно-эффузивными толщами более внутреннего покрова, образует тектонические полуостанцы на гребнях водоразделов.

Формирование покрова завершилось, вероятно, как и всех Флишевых Карпат в начале миоцена. Однако не исключаются и более ранние дислокации. Указанием на их возможное проявление является определенная закономерность пространственной приуроченности в соседней – Поркулецкой структурно-фациальной зоне исключительно нижнемеловых отложений к области, где по соседству выходит Мармарошский массив, на котором широко проявились предпозднеальпийские движения. За пределами влияния этого активного в мелу блока коры в Поркулецкой зоне продолжалось перманентное накопление флиша вплоть до олигоцена, без каких-либо следов смены тектонического режима /23,24/. В Раховском покрове также отсутствуют отложения моложе баррема. Видимо, испытывала такие, вероятно, глыбовые, движения и Раховская структурно-фациальная зона. Косвенным указанием на меловые движения является развитие здесь олистостромового горизонта, установленного С.Л.Бызовой /8/.

Магурский покров

Магурская единица, наиболее полно представленная в Польше и Чехословакии, на украинскую территорию заходит лишь в виде небольшого, резко сужающегося клина. Здесь она надвинута на Луклян-

скую и Поркулецкую зоны. Покровный характер Магурской зоны четко фиксируется (по ряду тектонических окон и останцов) в Польских Карпатах, где максимальная видимая амплитуда надвига достигает нескольких десятков километров. В юго-восточном направлении надвиг становится более крутым, а вся зона выклинивается в междуречье Ужа и Латорицы.

На юго-западе Магурский покров сочленяется с зоной Пенинских утесов по крутому тектоническому контакту и перекрывается эффузивами Вигорлат-Гутинской гряды. Общий стиль внутренней структуры покрова определяется наличием продольных чешуй, разделенных крутыми надвигами. В западных (словацкой и польской) частях Магурского покрова эти чешуи группируются в несколько продольных тектонических единиц – подзон (с севера на юг: Рачанская, Быстрицкая и Крыничская или Черговско-Удавская). Общее сужение покрова в юго-восточном направлении происходит за счет последовательного тектонического выклинивания внешних единиц и на украинской территории уже прослеживаются, вероятнее всего, только аналоги Крыничской подзоны.

Для покрова в целом и для отдельных его частей характерны северные и северо-восточные направления горизонтальных перемещений. При этом, однако, отмечается и обратное надвигание магурского флиша. В бассейне Ужа (район г.Перечина) наблюдается надвигание магурского флиша на меловые отложения зоны Пенинских утесов. Эти обратные надвиги отражают штирийскую фазу складчатости и наиболее широко развиты во внутренних единицах центральных частей зоны; к западу и востоку амплитуда их резко уменьшается. Наиболее же интенсивная, савская, фаза обусловила надвиги северных направлений.

Региональным поперечным дислокациям (Горнадский и Вигорлатский сбросы, система разломов в районе Свалявы), проявлявшим-

ся уже в мезозое, Б.Лешко и А.Самуелем отводится важная роль в фациальной редукции Магурского бассейна. Системой крупных поперечных дислокаций вдоль долины Ужа обусловлен резкий изгиб фронта Магурского покрова.

Комплекс пород, слагающих Магурский покров, представлен песчано-глинистым палеогеновым флишем. Внешние части чешуй сложены обычно тонкоритмичным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников, часто со значительным преобладанием глинистых компонентов (палеоцен-нижний эоцен), внутренние - грубым флишем и песчаниками среднего-верхнего эоцена.

МАРМАРОШСКИЕ ПОКРОВЫ

Покровы Мармарошского кристаллического массива

До недавнего времени в советской литературе Мармарошский кристаллический массив трактовался как ядро флишевой геосинклинали, имеющее блоковую внутреннюю структуру и выведенное на поверхность по системе крутопадающих разломов. Это представление сложилось еще у А.Альта и В.Улига и оно имеет своих приверженцев и в настоящее время. Такая точка зрения, в частности, отстаивалась А.К.Бойко, А.А.Волошиным и многими геологами Закарпатской геологической экспедиции. Но уже более 15 лет назад [38] было высказано принципиально иное представление, являющееся развитием более поздних работ В.Улига и исследований румынских геологов, о покровно-надвиговой внутренней структуре массива. Нашли поддержку и более ранние представления львовских геологов о повсеместном надвигании самого массива на Флишевые Карпаты.

В соответствии с этими взглядами на Мармарошском массиве выделяется два основных покрова - Белопотокский (нижний) и Деловецкий (верхний). Подчиненное развитие имеют другие структурные (покровные) единицы, известные под названием Розисской и Каменнопотокской (или Радомирской). Основным доказательством покровной

структуры массива является давно известный факт налегания эпизодического сланцевого комплекса деловецкой свиты на юрских отложениях, залегающих, в свою очередь, трансгрессивно на мезозональном гнейсово-сланцевом комплексе белопотокской свиты. Такие районы известны на территории румынской части массива, а также по ручью Довгорунь и по Белому Потoku в пределах его украинской части. Об этом свидетельствуют и результаты бурения скважины 69, заложенной в 4 км южнее фронта Мармарошского надвига в бассейне р.Тисн. После толли метаморфических пород деловецкой свиты скважина на глубине 541 м вошла в отложения неосома-мальма. Не менее важным доказательством покровной структуры Мармарошского кристаллического массива является и характер пространственных соотношений отдельных типов разреза верхнего палеозоя и, в меньшей степени, мезозоя.

Белопотокский покров является нижней (паравотонной) тектонической единицей Мармарошского кристаллического массива и достоверно установлен лишь в его северо-западной (деловецкой) части. Выделение его в Чивчинах проблематично. К этому покрову относят несколько локально выходящих из-под Деловецкого покрова тектонических окон и полуокон, сложенных мезозональными (дислоцированными в сложные мелкие складки) гнейсами, сланцами и амфиболитами протерозойского возраста, сформировавшимися в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Наибольшую площадь они занимают в крайне юго-восточном углу деловецкой части массива, где эти образования с верхнепалеозойским чехлом надвигаются непосредственно на Каменнопотокскую чешую. Второе окно находится у с.Деловое по реке Тисе. Во всех других районах (исток Белого Потока, фронтальные части Мармарошского надвига по Тисе и Шопурке) Белопотокский покров выступает в виде небольших пятен развития верхнего структурного этажа байкало-герцинского комплекса, представленного верхнепалеозойской молассой и иногда триасом.

Альпийский этаж покрова представлен верхнеюрскими отложениями догоруновской свиты, которая с размывом залегает непосредственно на белопотокских гнейсах и сланцах. Видимо, в состав этого структурного этажа входит и черноцветная терригенная толща, имеющая сходство с каменнопотокской и раховской свитами. Считается, что Белопотокский покров по крутой поверхности надвигается на Каменнопотокскую подзону или чешую, местами полностью ее перекрывая и достигая Раховского покрова Флишевых Карпат. Белопотокский покров параллелизуется с покровом Бретила румынской части массива.

Деловецкий покров представляет собой сравнительно тонкую пластину, сложенную интенсивно дислоцированными эпизональными (зеленосланцевыми) образованиями одноименной свиты и верхнепалеозойским и мезозойским чехлом, по волнистой поверхности надвинутую на Белопотокский покров. Местами эта пластинка полностью размыта и из-под нее на дневную поверхность выходит Белопотокский паравтохтон. Деловецкий покров также имеет северо-восточную вергентность и перекрывает иногда полностью Каменнопотокскую подзону (покров), а иногда даже и Раховский покров. Он сопоставляется с покровом Тульгеш в Румынии.

Амплитуда горизонтального перемещения этого покрова достоверно не установлена, но по конфигурации фронтального ограничения и по тектоническим окнам (с учетом зарубежной его части) она составляет не менее 25 км. В связи с этим интересно отметить, что к краю Мармарошского массива резко приближена осевая полоса минимума сил тяжести, выявленная И.З.Гонтовым. Это можно интерпретировать как свидетельство большой глубины залегания дофлишевого основания в этом районе и значительной амплитуды надвигания Мармарошского массива или его Деловецкого покрова на Флишевые Карпаты.

Время надвигания Деловецкого покрова принимается как до-верхнеальбское или досеноманское. Основанием для такого заключения является установление трансгрессивного налегания ("запечатывания") неосавтохтона (сеймульской свиты) на покровных границах. Такое явление, в частности, обнаружено в Чивчинах на р.Стрымба /8/. Альб-сеноманские отложения сеймульской свиты, накапливавшиеся после формирования покровной структуры массива, образуют новый структурный этаж альпийского орогенического цикла. Он распространен, главным образом, по южной периферии массива либо в виде полого погружающейся к югу моноклинали, либо (в Чивчинах) в виде довольно крупной синклинальной складки с полого залегающими крыльями. Верхний подэтаж этого этажа образуют эоценовые отложения, с размывом, но без видимого углового несогласия, залегающие на алевролитах сеймульской свиты и на других более древних толщах, включая метаморфический протерозой-палеозойский комплекс (бассейн р.Косовской и др.).

Упомянутый в литературе Розисский покров вряд ли может быть уверенно отделен от образований других покровов по причине своего незначительного площадного развития (бассейн Белого Потока) и большого сходства слагающих его толщ с метаморфическими и осадочными сериями Белопотокского и Деловецкого покровов.

Каменнопотокская подзона или покров (чешуя) занимает промежуточное положение между Мармарошским массивом и Флишевыми Карпатами. Это узкая полоска черноцветных терригенно-карбонатных образований и сопряженных с ними основных эффузивов, скорее аспидного, чем флишеидного типа, обрамляющих Деловецкий и Белопотокский покровы по их внешней периферии и участвующих иногда в сложении чехла метаморфических толщ более внутренних районов массива. Последнее обстоятельство служило

долгое время основанием для выделения флишевой раховской свиты и на массиве с далеко идущими выводами. Каменнопотокская свита не является флишевой толщей и область ее распространения следует еще причислять к Мармарошскому массиву, как это и принимается некоторыми румынскими геологами (например, Г.Крейтнером).

А.К.Бойко резко расширил объем геологических образований в этой полосе и выделил ее под названием Радомирской шовной зоны, считая ее важным структурным рубежом (типа глубинного разлома), разделяющим две области с резко различной историей развития.

Совсем недавно в Чивчинской части Мармарошского массива был выделен третий - Д и в н ы й покров /6/, занимающий самое высокое положение. Ранее он принимался как составная часть Деловещкого покрова. Его слагают гнейсы и слюдяные сланцы, перекрытые трансгрессивно триасовыми конгломератами, песчаниками и доломитами. Помимо горы Черный Див, останцы этого покрова сохранились в долине ручья Болтагул и истоках Альбины. Более широко этот покров развит в румынской части массива. Время его шарьирования так же, как и других покровов - досоймульское.

Покровы зоны Мармарошских утесов

На структурном продолжении Мармарошского кристаллического массива, между Раховским покровом на северо-востоке и зоной Пеннинских утесов на юго-западе, находится небольшой по площади, но чрезвычайно интересный и сложный по своему строению тектонический элемент, названный Д.Н.Андрусовым зоной Мармарошских утесов. Не без оснований В.Е.Хаин считает, что по своей сложности строения ему вряд ли найдутся аналоги не только в нашей стране, но и за ее пределами. Клиновидной, сужающейся к северо-западу полосой, этот элемент простирается от бассейна Шопурки, в месте сочленения его с кристаллическим массивом, до бассейна Боржавы или Латорицы, где, по мнению многих исследователей, он тектонически

выклинивается. Некоторые же геологи (Д.Н.Андрусов, О.С.Вялов, С.Л.Бызова, В.В.Глушко и др.) считают возможным параллелизовать его с Магурской зоной (или ее частью) Флишевых Карпат, полагая, что эта последняя заложена на продолжении Мармарошского массива.

Стратиграфическому разрезу, структуре и происхождению этого тектонического элемента в последние годы посвящена большая серия публикаций. В настоящей объяснительной записке приведем схематическую характеристику этого района, как она представляется С.С.Круглову.

По стилю тектоники и литолого-фашиальным особенностям здесь следует выделять два самостоятельных покрова II порядка (подзоны):

В е ж а н с к и й - внешний и М о н а с т ы р е ц к и й - внутренний /13/. Имеются и другие предложения по районированию этой зоны, различающиеся объемами и названиями выделяемых структурных элементов и характером приписываемых им структурных особенностей.

В е ж а н с к и й покров занимает внешнее положение и границы его распространения практически определены областью развития Мармарошских утесов. Это очень узкая, прерывистая цепочка выходов, экзотически возвышающихся в рельефе, преимущественно известняковых глыб-утесов в поле распространения мощных нижнемеловых и, видимо, домеловых, главным образом, темноцветных терригенно-глинистых пород. Во внутренней (южной) части этой цепочки утесов местами выступают пестроцветная маломощная верхнемеловая толща и трансгрессивно перекрывающий их комплекс эоцена-олигоцена. Дискуссионность стратиграфического положения и условий залегания практически всех доальпских образований в этом покрове (включая и сами утесы) обусловили и дискуссионность интерпретации структуры его фронтальной части, где эти образования широко развиты. Наиболее обоснованным представляется выделение здесь двух структурных этажей. Нижний слагают все домеловые и

меловые образования, а верхний – комплекс эоцена–олигоцена. Выделение структурных этажей среди домеловых образований является остродискуссионным вопросом, так как истолкование природы этих пород (а все они представлены глинами) вызывает большие разногласия. Определение общей внутренней структуры образований нижнего структурного этажа дать затруднительно, так как она плохо выдержана по простиранию. Тем не менее, с определенной долей условности ее можно трактовать как сложную моноклираль–чешую, надвинутую к северо-востоку на Раховский, а местами непосредственно на Поркулецкий покровы Внешних Карпат. По мнению некоторых геологов, общая структура может быть определена как сложный горст–антиклинорий. Имеется также мнение об общей покровной структуре этого этажа.

Для фронтальной части Вежанского покрова, особенно в межуречье Теремби–Угольки, характерно широкое развитие густой системы преимущественно продольных, но также поперечных и диагональных мелких разрывных дислокаций, что наряду с глибовым обликом всех доальбских отложений сильно затушевывает общие черты его структуры. Все это послужило основанием для В.И.Славина и В.Е.Хаина выдвинуть в качестве определяющих тектонику этой части покрова структуры меланжа, а Ю.П.Скатынскому даже составить соответствующую детальную геологическую карту.

Однако интенсивные разрывные дислокации, проявившиеся в самом конце мела и после олигоцена, не предопределяли первичной природы утесовых образований. Почти все породы–глины добарремского возраста, в том числе и так называемые экзотические (которым нет аналогов в Карпатах вообще), являются разновеликими седиментационными отторженцами обвального–оползневоего происхождения (олистолитами), включенными в нижнемеловую толщу. Очень активно воздымавшейся областью размыта при этом служила крупная суша, занимавшая положение между формирующимися гигантскими

олистолизовыми конгломератами (в понимании Д.Н.Андрусова) и типичными олистолитами на юге и бассейном Флишевых Карпат на севере. Разрывные дислокации лишь наложились на уже существовавшую к моменту их проявления глыбовую природу утесов и, возможно, породили некоторые новые глыбы – тектонические клинья, однако они не являются первопричиной возникновения утесов как таковых. Определяющими среди утесов являются известняковые, часть из которых имеет первичное биогермное происхождение. Среди последних установлены случаи автохтонного залегания, что, как уже отмечалось, дало повод некоторым геологам вообще отрицать обвальное-оползневое происхождение утесов.

Тектоника верхнего структурного этажа Вежанского покрова принципиально ничем не отличается от общего стиля структуры области развития флишевых отложений. Это очень узкая, местами полностью прерывающаяся полоска развития палеогеновых типично флишевых отложений, смятых в мелкие складки и разорванных мало-амплитудными разрывными дислокациями типа сбросов, имеющих преимущественно продольное (северо-западное) простирание.

М о н а с т ы р е ц к и й покров занимает внутреннюю, большую по площади, часть зоны Мармарошских утесов. В отличие от Вежанского покрова, здесь на земную поверхность выходят лишь палеогеновые отложения, образующие крупную, осложненную мелкой складчатостью и разрывными дислокациями моноклиналь с общим погружением к юго-западу под надвинутую на нее зону Пенинских утесов (рис. 6). Существенно иной характер литолого-формационного облика палеогена этого покрова, по сравнению с одновозрастными образованиями Вежанского покрова, дают основание говорить об автономном развитии этих структурно-фациальных единиц в палеогеновое, а, возможно, и в меловое время. По довольно пологой плоскости надвига Монастырецкий покров надвинут на Вежанский и в отдельных местах полностью перекрывает собой последний.

Общий надвиг Вежанского покрова довольно крутой, о чем можно судить по сравнительно прямолинейным контурам его фронта. Глубокой скважиной у с. Долгое, заложенной в 0,5 км от его фронта, отложения поднадвига Флишевых Карпат встречены на глубине свыше 2 км.

ЗОНА ПЕНИНСКИХ УТЕСОВ

По представлениям многих зарубежных и советских геологов зона Пенинских утесов является областью сочленения Внешних (Флишевых) и Внутренних Карпат и характеризуется своеобразным строением и историей геологического развития. Это очень узкая (обычно первые километры и лишь в Чехословакии до первых десятков километров), протяженная (около 600 км), дугообразная структурная единица, отделяющая на севере область распространения монотонного мелового и палеогенового флиша от различных структурных элементов, так называемых Центральных Карпат, внутрикарпатских палеогеновых и неогеновых депрессий, а на территории СССР – от Закарпатского внутреннего прогиба. Эта зона одновременно является и рубежом между районами с резко различным временем проявления основных складкообразовательных движений. Внешние или Флишевые Карпаты – область распространения отложений, дислоцированных в раннем миоцене, а Внутренние Карпаты – в меловом периоде. По мнению многих исследователей, развитие зоны Пенинских утесов в меловое время шло по типу развития Внутренних Карпат, а в палеогеновое – Внешних. Отметим, что такое заключение не вполне точно и история эндогенных процессов (вместе с осадконакоплением) в этой зоне на всем обозримом геологическом времени оставалась, вероятнее всего, автономной (рис. I).

Общий облик зоны определяют экзотически возвышающиеся в рельефе блоки компетентных преимущественно известняковых и сопряженных с ними вулканогенных горных пород кры-неокома и ред-

кие глыбы преимущественно триасовых гравелитов, получивших название утесов или клипсов (отсюда и название всей зоны), среди поля распространения некомпетентных мергельных меловых и флишевых эоценовых отложений. Таким образом, литолого-формационный состав образований, гигантские глыбы-утесы и яркоокрашенные в коричнево-красный цвет мергельные породы вмещающей их оболочки четко маркируют эту зону среди однообразных флишевых толщ Карпат и серой молассы внутреннего Закарпатского прогиба. В пределах украинской части Пенинская дуга на земную поверхность выходит в четырех разрозненных участках, будучи местами полностью перекрытой либо молассовыми толщами неогена, либо молодыми пирокластическими и эффузивными образованиями наложенной Вигорлат-Гутинской вулканической гряды. Таким образом, зона Пенинских утесов является составной частью фундамента наложенного миоценового Закарпатского внутреннего прогиба. Данными бурения установлено, что под чехлом миоценовых моласс характерные для зоны пестроцветные меловые породы и включенные в них глыбы известняков кры-неокома прослеживаются на I–I,5 км южнее выходов их на земной поверхности.

По особенностям литофациального характера доэоценовых, преимущественно доверхнемеловых, отложений зоны в зарубежной ее части выделяют несколько серий, структурные различия между которыми не имеют принципиального значения. Это скорее различные литолого-фациальные комплексы, чем структурные единицы. На территории Украины они отчетливо не выделяются.

По условиям залегания и морфологии структуры образований, составляющих зону Пенинских утесов, здесь четко можно выделить три самостоятельных структурных этажа. Нижний этаж составляют преимущественно известняковые отложения кры-неокома и глинисто-мергельные – апта-маастрихта. Средний – сероцветный типично флишевый комплекс эоцена вульховчикской свиты. Верхний этаж образуют

пирокластические (внизу) и соленосно-терригенные (вверху) образования молассового комплекса Закарпатского прогиба.

В нижнем структурном этаже обычно выделяют сами утесы и их оболочку. В состав оболочки часто ошибочно включают и эоценовые флишевые породы. Монолитные глыбы-утесы образуют единый седиментационный комплекс с алт-маастрихтскими мергельными породами и вследствие только различных физических свойств они обособлены друг от друга разрывными дислокациями в послемаастрихтское время. Эоценовые отложения не содержат в себе тектонических отторженцев триаса-неокома. В базальной их части глыбы таких пород образуют уже седиментационные отторженцы, слагающие толщу глыбовых конгломератов, содержащих также и разнообразные, так называемые экзотические образования (например, гранитоиды), корневые выходы которых в Карпатах отсутствуют. Отделенные разрывами друг от друга и от вмещающей мергельной оболочки своего же структурного этажа, утесы рассредоточены в ней без каких-либо закономерностей.

Отмечавшееся некоторыми геологами чешуйчатое залегание этих образований, при котором фронтальные участки чешуй слагаются замками антиклинальных складок с юрскими утесами в ядерных частях, а меловыми и палеогеновыми толщами в тыльной - редкие частные случаи. Оболочка утесов сложно дислоцирована. Это обычно очень мелкие, совершенно не поддающиеся картированию даже при составлении детальных геологических карт, складки, разорванные густой системой разрывных дислокаций разного типа, в том числе и надвиговыми. Сами же утесы, как правило, крупных складчатых форм не образуют, а представляют собой разной величины (от нескольких метров до нескольких сотен метров) более или менее изометричные или несколько удлинённые блоки, имеющие часто моноклинальное внутреннее строение (рис. 7). Причудливые рисунки слоистости, наблюдаемые в толще кремнистых известняков титона-неокома свалыв-

ской свиты, явление, по С.С.Круглову, ложнотектоническое, связанное с подводным оползанием слаболитифицированного осадка. Блоки и клинья утесов сочленяются друг с другом по системе разноориентированных разломов и надвигов, в том числе и с криволинейными поверхностями. Участки, сложенные разнокомпетентными породами, характеризуются мощными зонами будинажных структур (С.С.Круглов). Особенности строения этой зоны, по мнению В.Е.Хаина, заслуживают выделения их в особый пенинский тектонотип.

Образования среднего структурного этажа (эоцен) залегают с резким стратиграфическим и некоторым угловым несогласием на размытой поверхности отложений нижнего этажа и имеют в своей базальной части горизонт глыбовых конгломератов, включающих в себя, помимо глыб и галек триаса-маастрихта и экзотических пород, также валуны и гальки полностью размытых в этой зоне мергелей датского яруса. Таким образом, здесь со всей отчетливостью фиксируются ларамийские движения, вероятнее всего, глыбового характера, совершенно непроявившиеся во Флишевых Карпатах. Там граница между мелом и палеогеном проходит во многих зонах внутри мощной песчаной (чернологовской) толщи. Так же, как и отложения нижнего этажа, толща эоцена (олигоцен здесь отсутствует) типично флишевого характера собрана в мелкие сложные, часто изоклинные, складки и вовлечена в ту же систему разрывных дислокаций, что и породы юры и мела. В некоторых более крупных складчатых дислокациях улавливается определенная конформность их с толщами мела. Образования нижнего и среднего структурных этажей образуют систему, часто горизонтально залегающих надвигов и мелких покровов, что отчетливо можно наблюдать в бортах долин таких рек и ручьев, как Лужанка, Вульховчик и некоторых других. При сравнительно неглубоких эрозионных врезках долин в одном вертикальном сечении можно насчитать до трех-четырех мелких покровов, лежащих один над другим.

Принципиально иной характер структуры имеют образования верхнего структурного этажа зоны Пенинских утесов. Они залегают резко трансгрессивно на размытой поверхности более древних толщ. Это погружающаяся к юго-западу моноклинали, лишь несколько осложненная у своей северо-восточной периферии. Характеристика ее структуры приводится при описании тектоники Закарпатского внутреннего прогиба. Здесь только отметим, что, как и в пределах Чехословакии, в Украинских Карпатах зафиксировано некоторое запрокидывание зоны Пенинских утесов к юго-западу, чему некоторые зарубежные исследователи (например, А. Матейка) придавали неоправданно большое значение. Однако и данными геологического картирования и глубоким бурением в районе г. Свалява доказано общее генеральное надвигание всей зоны к северо-востоку на Флишевые Карпаты. Бурением, кстати, окончательно доказано бескорневое положение утесов. Незначительное надвигание образований зоны Пенинских утесов в сторону Внутренних Карпат произошло в заключительный этап ее развития, где-то во второй половине миоцена.

Исследованиями ГСЗ-КМПВ, а также анализом гравитационных полей установлено, что к зоне Пенинских утесов приурочен резкий скачок (25–30 км) глубины залегания поверхностей Конрада и Мохоровичича. Эти данные подтвердили высказывавшиеся чехословацкими и советскими геологами соображения о принадлежности зоны Пенинских утесов к крупному глубинному разлому, по всей вероятности, докембрийского заложения.

ЗАКАРПАТСКИЙ ПРОГИБ

Внутри Карпатского горного сооружения, между Внешними Карпатами и Паннонской межгорной впадиной, расположен Закарпатский внутренний или тыльный прогиб, сложенный неогеновой молассой. В вертикальном разрезе четко выделяются донеогеновое основание и неогеновый чехол (собственно прогиб). Простирается он согласно

общей карпатской ориентировке из Восточной Словакии, где он известен под названием Восточно-Словацкая впадина, через советское Закарпатье, а его юго-восточное окончание находится в Румынии. Юго-западный рубеж Закарпатского прогиба проходит вблизи государственной границы с Венгрией и Румынией. От Паннонской впадины, небольшими участками заходящей на нашу территорию, прогиб отделен разрывным нарушением, ограничивающим с юга зону Припаннонского глубинного разлома.

Исследования ГСЗ показали /40/, что под Закарпатским прогибом нет сплошного базальтового слоя, а на тех участках, где он установлен, его мощность невелика (5–8 км), и что основание земной коры здесь имеет сложное слоисто-блоковое строение, которое отразилось на структуре верхних осадочных комплексов. Бурением в Закарпатье установлены герцинский и альпийский складчатые структурно-формационные комплексы, а наличие более древних геосинклинальных комплексов можно лишь предполагать по результатам ГСЗ и косвенным геологическим данным.

Как герцинское, так и альпийское донеогеновое основание прогиба имеют гетерогенное блоково-чешуйчатое строение. Дизъюнктивные нарушения ориентированы, в основном, в продольном и поперечном к простиранию прогиба направлении при вертикальном или близком к нему падении. Местами поперечные нарушения донеогенового возраста носят характер сбросо-сдвигов. Надвиги, установленные в нескольких пунктах, можно проследить только в пределах отдельных блоков, а региональные шарьяжи, типичные для Западных Карпат и румынского Марамуреша, на нашей территории не установлены. Эта особенность строения ложа Закарпатского прогиба (совместно с его западной частью – Восточно-Словацкой впадиной) послужила одним из аргументов для обоснования положения об относительно автономном развитии этого сегмента эвгеосинклинальных

Внутренних Карпат в составе крупной, поперечной к простиранию Карпат, Паннонско-Волнской депрессии.

Специфика структуры и отложений донегенового основания прогиба отражена и в тектоническом районировании /34/. Помимо двух зон глубинных разломов (Перипенинского и Припаннонского), которые предопределили образование и затем контролировали развитие дизъюнктивных и пликативных нарушений, здесь выделены Ужгород-Инячевский палеозойский выступ, палеогеновая зона Подгалья и Кричевская зона. По внешнему краю прогиба осадочно-эффузивные породы неогена трансгрессивно залегают на внешнекарпатском флише.

Районирование Закарпатского прогиба с выделением продольных структурных зон более рационально, чем обычное деление на две "впадины" или зоны (Солотвинскую и Мукачевскую), поскольку по простиранию прогиб построен достаточно однородно, а изменения в его строении и фациях отражают постепенные изменения хода геологической истории отдельных участков прогиба и смещение от миоцена к плицену области седиментации по направлению с юго-востока на северо-запад. С начала раннего сармата солотвинская часть прогиба присоединилась к воздымавшимся Карпатам, а в мукачевской части ускорилось погружение. Закарпатский прогиб состоит /30/ из Моноклиальной или Краевой зоны, Центральной зоны солянодиapiroвых и брахиантиклинальных складок, зоны Припаннонского глубинного разлома и наложенной Витгорлат-Гутинской вулканической зоны.

Моноклиальная или Краевая зона в мукачевской части прогиба целиком перекрыта Витгорлатской вулканической грядой и четко прослеживается только восточнее р. Боржавы. Зона имеет крутое юго-западное падение. Углы падения постепенно уменьшаются по мере приближения к южной границе Краевой зоны, которая в междуречье Боржавы и Тересвы примерно совпадает

с южной границей перекрытой неогеном зоны Пеннинских утесов. Простое строение Краевой зоны местами нарушается локальными разломами и небольшими антиклинальными перегибами в бассейне Б.Угольки и по р. Думанке.

Центральная зона солянодиapiroвых и брахиантиклинальных складок с двумя примыкающими к ней региональными синклиналями представляет собой самый крупный структурный элемент. Региональные синклинали прослеживаются по обе стороны от поднятой зоны только в солотвинской части прогиба, а по направлению на запад они выражены менее четко. В пределах зоны выделяются /30,35/ следующие генетические и морфологические типы структур: солянодиapiroвые с открытым ядром протыкания; криптодиapiroвые; осложненные магматическими внедрениями; пликативные брахиантиклиналии, не связанные ни с диапиризмом, ни с вулканизмом; приразломные структуры.

Солянодиapiroвые структуры представляют Солотвинская и Данилово-Тереблинская складки. Ядра их сложены штоками глинисто-галогенных образований верхнетереблинской подовиты, прорывающими солотвинскую свиту, которая вместе с тересвенской составляет крылья складок. Шарнир Данилово-Тереблинской антиклиналии, простирающейся примерно на 20 км, неоднократно ундулирует и непосредственно на земную поверхность или под четвертичные отложения выходят четыре соляных штока, разобщенных солотвинской синтой. Юго-западнее этой линейной антиклиналии расположен участок, имеющий в общем синклинальное строение, а на северо-востоке - Золотаревокая синклиналь, которая постепенно сливается с Апшинской синклиналью. К числу криптодиapiroвых относятся Залужская, Иршавская, Тячевская, Нанковская и Терновская складки. Наиболее крупная из них - Залужская брахиантиклиналь - двумя сбросами разделена на три блока. Центральный блок представляет собой

узкий грабен с амплитудой смещения до 500 м. На примере Залужской антиклинали отчетливо видно несовпадение структурных планов по под- и надсолевым отложениям.

На юге мучачевской части прогиба выделяется /28/ Чопская цепь вулканов, погребенных под четвертичными, плиоценовыми и миоценовыми отложениями. Осадочные породы, перекрывающие стратонулканы, образуют ряд антиклинальных складок (Чопскую, Великодобронскую, Вербовецкую), осложненных гипабиссальными интрузиями.

Помимо вышеотмеченных, в центральной части наблюдаются также более мелкие складки. Пликативные дислокации часто осложнены дизъюнктивными нарушениями продольной, поперечной и косой ориентировки. Все разломы имеют крутое падение и амплитуды смещения по ним достигают 500-700 м. Многие из разломов в неогеновом чехле наследуют положение и характер нарушений донеогенового основания.

Зона Припаннонского глубинного разлома состоит из целой серии поднятых и опущенных блоков, имея в общем плане горстовое строение. В поднятых блоках мощность неогенового чехла сокращается до 500-600 м, а в опущенных она увеличивается до 2000-2300 м. По разломам, ограничивающим блоки, происходили неоднократные вулканические излияния и внедрение гипабиссальных интрузий.

Южнее расположена северо-восточная окраина Паннонско-й впадины, отделенная от Припаннонской зоны тектоническим уступом. Южнее г.Берегово сейсморазведкой установлена небольшая приразломная Варовская антиклиналь.

На различные зоны Закарпатского прогиба и Карпат наложена Вигорлат-Гутиная вулканическая гряда, образованная в плиоценоплиоценовое время мощными лавами преимущественно основного состава и пирокластическим материалом. Гряда имеет в целом синклинальное строение, по данным геологической и дистанционных

съемок в ее пределах выделяются крупные прогнутые вулканогенные постройки более-менее изометрической формы. С северо-запада на юго-восток гряды наблюдается миграция и омоложение процессов фи-нального вулканизма, что обосновывается палеомагнитными исследованиями и, частично, определениями абсолютного возраста.

К СТРУКТУРЕ ДОФЛИШЕВОГО ОСНОВАНИЯ КАРПАТ

Представления о строении автохтонных и параавтохтонных образований, залегающих под флишевыми покровами Карпат, базируются главным образом на результатах геофизических исследований и данных глубокого и сверхглубокого бурения. Более уверенно вырисовывается строение глубокопогруженных домолассовых оснований Закарпатского прогиба и, особенно, Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба, где сеть глубоких разведочных и параметрических скважин довольно густая. Здесь же в больших объемах, чем в Карпатах, выполнено и детальных площадных сейсморазведочных работ. Во флишевых Карпатах насчитывается более 100 глубоких скважин, которые дали весьма ценную информацию об их глубинном строении, значительно изменив существовавшие представления, базировавшиеся только на данных геофизических исследований.

Довольно подробно современные взгляды о структуре дофлишевого фундамента Карпат отражены в монографии УкрНИГРИ "Тектоника Карпат", выходящей в издательстве "Наукова думка". Поэтому ниже мы приводим только самые основные сведения, необходимые для ознакомления с тектонической картой.

Гравиметрическими исследованиями давно установлено резкое несовпадение простирания регионального минимума силы тяжести с простиранием Карпатской дуги. Ось минимума образует более крутую (более выпуклую) дугу по сравнению с дугообразной формой структуры Восточных и Западных Карпат. При этом на западе (в Чехословакии и Польше) и на востоке (в Румынии) ось регионального минимума под довольно значительным углом сечет простирание флишевых тектонических структур, а в пределах Украинских Карпат протягивается вдоль их края и только юго-восточнее Майданского тектонического полуокна отклоняется во внутреннюю часть флише-

вой области, достигая фронта Черногорского покрова. Геологическое истолкование регионального минимума силы тяжести может быть различным. Некоторые отдадут предпочтение точке зрения, в соответствии с которой эта линия отождествляется с глубинной границей между платформенным и дофлишевым геосинклинальным основанием Пракарпат. Действительно, в Западных Карпатах многие скважины, заложенные по внешнюю сторону от этой линии, вошли в платформенное основание даже в районах, удаленных от края Карпат на несколько десятков километров, а скважин, достигших дофлишевого основания по другую сторону оси минимума, пока нет. Это обстоятельство косвенно подтверждает указанное представление, хотя и не доказывает его окончательно, так как не исключается возможность вскрытия платформенного основания и по внутренней стороне дуги регионального минимума силы тяжести.

Вторая точка зрения заключается в том, что осевая линия регионального минимума силы тяжести является отражением глубинной границы области сочленения платформенного и геосинклинального основания Карпат лишь в местах неглубокого её залегания, т.е. на территории Польши и Чехословакии. В пределах же её центрального сегмента, отвечающего Украинским Карпатам, эта линия фиксирует собой одну из глубокопогруженных ступеней платформенного основания, отделенную разломом от другой её ступени. Именно эта точка зрения отражена на тектонической карте и приложенном к ней геолого-геофизическом разрезе (геотраверсе).

О глубине залегания дофлишевого основания в Украинских Карпатах (как известно, нигде не достигнутого даже сверхглубокими скважинами) приходится судить, главным образом, по результатам сейсмических исследований, выполненных методами ГСЗ и ЮМЛВ. Здесь отработано три таких поперечных профиля по линиям: Горохов - Самбор - Ужгород - Чоп, Вишневец - Долина - Берегово и Городок - Коломыя - Рахов. Центральный из них является состав-

ной частью международного профиля, протягивающегося далеко за пределы Украинских Карпат. Этими исследованиями установлены глубины залегания поверхностей Мохоровичича, Конрада и дофлишевого основания Внешних Карпат. При корреляции профилей между собой отчетливо наметилось общее блоковое строение земной коры, при котором блоки отличаются как мощностями "базальтового" и "гранитного" слоев, так и общей мощностью коры.

С северо-востока на юго-запад здесь выделяются Волинно-Подольский, Предкарпатский, Карпатский и Закарпатский мегаблоки, сочленявшиеся между собой по системе региональных разломов, простирание которых обычно не совпадает с простиранием структур верхнего (аллохтонного) флишевого и молассового структурного этажа (см. карту). Мощность земной коры колеблется от 25 км в Закарпатском мегаблоке до 65 км в Предкарпатском (рис. 8). В Волинно-Подольском мегаблоке она составляет 35-55 км. Изменение мощности коры происходит скачкообразно по зонам разломов. Особенно значительны такие скачки у Закарпатского глубинного разлома, где разница в глубине залегания поверхности Мохоровичича достигает 20 км.

Большое значение имеет интерпретация структур верхних горизонтов коры. Как известно, длительное время преломляющая граница, фиксировавшаяся во Внешних Карпатах на глубинах 1-5 км, принималась за кровлю дофлишевого (домелового) основания. При этом вырисовывалась общая картина постепенного воздымания дофлишевого основания от Предкарпатского прогиба в сторону Закарпатского прогиба. Так, например, в Дуклянском покрове в районе с. Черноглова выделялись участки, где домеловые породы предполагались залегающими на глубинах даже менее 1 км. Естественно, такие зоны представляли большой интерес с точки зрения опосредованного доступа к нефти и газ осадочных толщ домелового фундамента, недоступного в других районах Карпат из-за значительных глубин его

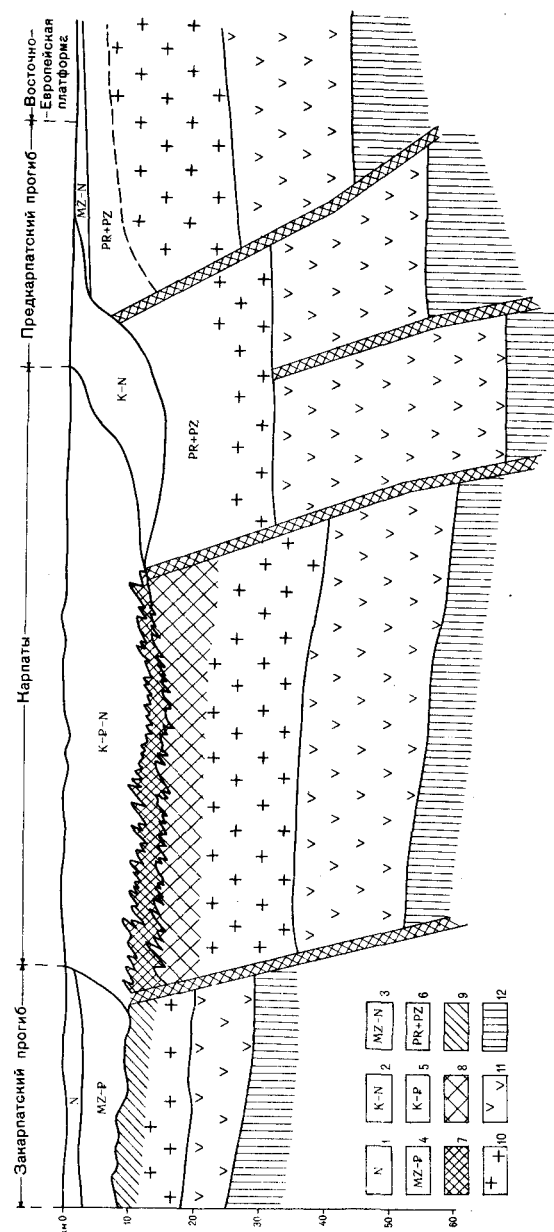


Рис. 8. Схема глубинного строения Украинских Карпат. 1-неогеновая моласса, 2-мел-неогеновые образования Бориславско-Полукского и Самборского покровов, 3-мелозой-неогеновый чехол Билче-Волницкой зоны Предкарпатского прогиба и платформы, 4-мелозой-палеогеновый фундамент Закарпатского прогиба, 5-меловые-нижнемеловые отложения Карпат, 6-протерозой-палеозойские образования платформенного обрамления, 7-предположительно автохтонный палеозойско-мелозойский (дофлишевый) комплекс Флишевых Карпат, 8-палеозойский комплекс Флишевых Карпат, 9-донепетровский фундамент Закарпатского прогиба, 10-гранитный, 11-базальтовый, 12-верхняя мантия.

залегания. Пробуренные здесь и во многих других местах глубокие и сверхглубокие параметрические скважины, заложение которых базировалось на иных интерпретациях глубинного строения Карпат, дали принципиально новые фактические данные, не подтверждающие положение о высоком залегании в Украинских Карпатах дофлишевого ложа. При этом выяснилось, что плотность горных пород того же стратиграфического разреза и того же глубинного интервала, что и во внешней части флишевых Карпат (Скибовый покров) и в Бориславско-Покутском покрове Предкарпатского прогиба (которые принимались за эталонные при геофизических интерпретациях), здесь оказались значительно выше, чем во внешних покровах. Внесенные коррективы при повторной интерпретации профилей ГСЗ-КМПВ, однако, оказались недостаточными. Так, в соответствии с интерпретацией, например, 1975 г. дофлишевое основание в районе с. Черноглова предполагалось несколько глубже 4 км, тогда как скважина при забое в 4040 м не вышла еще из средней части мелового разреза. Ему совершенно не был вскрыт разрез шипотской свиты нижнего мела, которая уверенно распознается по характерному литологическому облику.

Эти и некоторые другие данные привели к необходимости пересмотра первоначальных интерпретаций структуры глубинных горизонтов флишевых Карпат. Во-первых, было доказано, что верхний уровень преломляющих полого залегающих границ не может истолковываться как уровень дофлишевого ложа. Во-вторых, эти полого залегающие границы находятся в резком несоответствии с фактическим (доказанным бурением) залеганием на этом уровне осадочных толщ, смятых в сложные складки и разорванных системой разломов и надвигов. В третьих, оказалось, что эти площадки не фиксируют особой какой-либо естественный раздел в осадочных горных породах (см. геотраверсы).

С учетом градиентного характера скоростного разреза более вероятным кажется предположение, что кровля дислоцированного, воз-

можно, частично аллохтонного дофлишевого основания может быть отождествлена с серией разноориентированных отражающих площадок, залегающих не выше 10-12 км. Это представление, с учетом значительно более высоких плотностей горных пород внутренних флишевых покровов по сравнению с внешними, и положено в основу интерполяции глубин залегания дофлишевого основания во Внешних Карпатах, которая нашла отражение на тектонической карте. Различия же в плотностях горных пород одних и тех же стратиграфических горизонтов, находящихся на одинаковых глубинах, но в разных покровах, объясняется, видимо, разной степенью их напряженного состояния. При односторонней вергентности движения покровов с юго-запада на северо-восток более внешние покровы испытали гравитационное растяжение в большей степени, чем внутренние, где соответствующей разрядки сжатия в орогенный этап развития в противоположную сторону, т.е. в сторону Закарпатского глубинного разлома, не происходило.

Предполагается, что Скибовый покров и в некоторых пересечениях Карпат и вся зона Кросно (как единое целое со Скибовым покровом) залегают не на пракарпатском основании, а на чехле эпикаледонского обрамления древней платформы. Кроме того, там, где флишевые покровы залегают на своем (геосинклинальном) основании, это основание находится в сложно дислоцированном состоянии и, видимо, хотя бы в своей более внешней части сорвано с кристаллического цоколя. При этом верхний дофлишевый комплекс мезозойского возраста, вероятно, также, хотя бы частично, залегает аллохтонно на нижнем - палеозой-протерозойском.

Трассировка крупных региональных разломов дофлишевого основания выполнена предположительно и базируется на данных ГСЗ-КМПВ, которые более четко выявляют лишь глубинные (корневые) части этих разломов (по смещению поверхности Мохоровичича и, в меньшей степени, Конрада). Авторы отдают себе отчет об условнос-

ти отображенной на карте картины поверхности дофлишевого ложа во Внешних Карпатах и приводят её как один из первых вариантов структурных построений на таких больших глубинах. По этим построениям видно, что наиболее глубоко погружено основание у внутренних, а не у внешних покровов Флишевых Карпат. Максимальная глубина предполагается к западу от мульды Полонина Руна, там, где на поверхность выходят Дуклянский и Поркулецкий покровы. Здесь фундамент прогнозируется на глубине 16–17 км. Как уже отмечалось, до бурения скважины дофлишевое ложе принималось залегавшим в этом районе не глубже 1–1,5 км.

В строении поверхности дофлишевого комплекса (если наши расчеты верны) можно подметить две наиболее отчетливо выраженные закономерности. Одна из них заключается в постепенном воздымании подошвы комплекса с северо-запада на юго-восток в пределах двух южных блоков (отвечающих на поверхности всем внутренним флишевым покровам). Воздымание происходит вплоть до крупного поперечного разлома в дофлишевом основании и известного под названием Шопуркинского. В районе этого разлома, ограничивающего с запада Буковинское поперечное поднятие (по И.В.Высоцкому и В.В.Глушко), глубина залегания дофлишевого комплекса составляет порядка 7 км. Далее к юго-востоку от Шопуркинского разлома под Черногогорским, Поркулецким и Раховским покровами домеловое основание вновь погружается и на границе с Румынией уже достигает более 11 км.

Вторая закономерность свойственна самому внешнему блоку дофлишевого основания (отвечающему Скибовому покрову и части Кросненской зоны). Поверхность этого блока имеет общее мульдообразное строение с центром в истоках рек Чечва и Илемка (междуречье Свичи и Ломницы). Максимальная глубина домелового комплекса здесь равна 13–14 км. К юго-востоку и северо-западу от этого района поверхность дофлишевых образований воздымается и составляет около 10 км у поперечного Шопуркинского разлома и

около 8 км у советско-польской государственной границы.

Такая же глубина дофлишевого основания у государственной границы в пределах Скибового покрова предполагается и по расчетам польских геологов. Так, например, по данным А.Слэнчки здесь проведены изогипсы фундамента, отвечающие 8 и 9 км. Однако уже несколько южнее, в пределах Кросненской зоны, этим геологом предполагается воздымание основания (глубины здесь от 3 до 6 км). Правда, по простиранию зоны к северо-западу, в районе, где эту зону пересекает р.Вислок, предполагается мульдообразное погружение фундамента вновь до глубины свыше 10 км. Таким образом, в районе государственной границы отмечается поперечное воздымание фундамента, чем, видимо, и объясняется резкое изменение морфологии сместителей самых внешних флишевых покровов и появление синклинального Перемышльского изгиба их простирания.

Отображенные на карте региональные разломы в фундаменте не следует непременно рассматривать как корни каких-то конкретных покровов флишевого комплекса. Об этом говорят, прежде всего, значительные несоответствия простираний таких разломов с простиранием флишевых разломов. Кроме того, у нас нет никаких данных для суждения о том, с каким конкретно региональным разломом следует связывать тот или иной покров. Если же учесть, что отмеченные на карте разломы в дофлишевом основании построены по редкой системе профилей и некоторые из них, вероятно, вообще не зафиксированы, то становится очевидной преждевременность структурной увязки флишевых покровов с их корневыми зонами. Более того, проблематичным остается и положение корневых зон краевых глубинных разломов – Предкарпатского и Закарпатского, ограничивавших систему флишевых трогов Карпат на протяжении всего мела, палеогена и части миоцена и заложенных, вероятно, еще в палеозое. Можно с несомненностью лишь утверждать, что в результате сильного сжатия основания флишевых толщ, срыва чехла и его перемещения

в несколько этапов на платформенное обрамление, отрыв флишевых масс от своих корней составил десятки километров. Образовавшийся аллохтон перекрыл зону, поставившую длительное время обломочный экзотический материал (допалеозойский, палеозойский и мезозойский) и надвинулся далеко на область накопления меловых и миоценовых отложений, перманентно формировавшихся в условиях платформы и прогиба. Поверхностным отображением Закарпатского глубинного разлома являются утесовые зоны и Каменнопотокская единица Мармарошского кристаллического массива. В связи с общей односторонней вергентностью покровов в сторону платформенного обрамления корни этого глубинного разлома (в отличие от Предкарпатского) вряд ли далеко отстоят от его поверхностного выражения в современную эпоху. Данные ГСЗ-КМПВ и результаты глубокого бурения как будто бы согласуются с этим представлением.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ КАРПАТ

Украинские Карпаты являются небольшой частью Карпатской горной системы, протянувшейся в виде дуги от долины Дуная в окрестностях г.Братиславы и вновь подходящей к Дунаю у Железных Ворот, где она снова, меняя простирание, смыкается с Македонским массивом и Старой Планиной. Эта система представляет собой ряд сопряженных дуг, обращенных выпуклостью последовательно к северу, востоку, юго-востоку и, наконец, к северо-западу.

Карпаты, как геологическое образование, не вполне совпадают с морфологически выраженной горной страной. Большие участки складчатой раннеальпийской структуры представляют в современном рельефе равнины или сравнительно мало расчлененные возвышенности. Такие районы, как правило, соответствуют молодым неогеновым прогибам, наложенным на ранее сформировавшиеся складчатые зоны.

По истории развития и структурным особенностям Карпатское сооружение подразделяется на две основных части — внутреннюю и внешнюю. Внутренняя область, включающая Центральные Западные Карпаты, донесенное основание Закарпатского прогиба, Западные Румынские Карпаты (Апусени), складчатые структуры основания Марамурешской и Трансильванской впадин, прошла геосинклинальное развитие в раннеальпийский этап, завершившийся в конце мела и в палеогене. Для всей этой области характерно проявление мощных тектонических движений на рубеже нижнего и верхнего мела (австрийские движения) и на границе мела-палеогена (ларамийские движения). К этому периоду относится основная складчатость и формирование наиболее крупных тектонических покровов. Эоцен, а местами и сенон лежат трансгрессивно и нарушены преимущественно в результате вертикальных глыбовых перемещений. Для Внутренней области характерно также широкое распространение многочисленных наложенных неогеновых впадин. Внешняя область (Флишевый

пояс) представляет позднеальпийскую геосинклиналь, активно развивавшуюся в конце пм., в мелу и в палеогене и прошедшую орогенный этап развития в неогене. В современной структуре эта геосинклиналь выражена системой покровов, сложенных флишем.

Внутренняя и Внешняя области Карпат принципиально различаются и в структурном аспекте. Во Внутренней области основные структурные элементы сложены полным комплексом образований, включая древние кристаллические породы; во Внешней же — в строении принимает участие исключительно мел-палеогеновый флиш (захватывающий, видимо, и самые низы миоцена) и отчасти неогеновые молассы. Пользуясь известной терминологией Ж.Обуэна, можно сказать, что во Внутренних Карпатах развиты покровы основания, в то время как во Внешних распространены исключительно покровы чехла (сорванные покровы). Украинские Карпаты являются, главным образом, частью внешнего, флишевого пояса. Большая часть Внутренней области в пределах Украины перекрыта Закарпатским неогеновым прогибом, смыкающимся к юго-востоку с Большой Венгерской впадиной. Зона Пенинских утесов и вклинивавшийся между ней и Флишевым поясом Мармарошский кристаллический массив с его северо-западным продолжением — зоной Мармарошских утесов, являются автономно развивавшимися тектоническими единицами, раздвигающимися резко различные по своей истории геотектонические области. При этом и Мармарошский массив, и Центральные Карпаты имеют много общего по структуре и истории развития, хотя их и разделяет шовная Пенинская зона, принципиально отличающаяся по указанным критериям от соседних с ней районов. Развитие обширных неогеновых прогибов во Внутренней области, перекрывающих раннеальпийскую покровно-складчатую структуру, отображает одну из основных особенностей строения украинской части Карпат, заключающуюся в приуроченности ее к большой поперечной Панноско-Волынской депрессии, охва-

тывающей как Карпаты, так и прилегающую часть Восточно-Европейской платформы /15/. Во времени эта депрессия прослеживается по крайней мере с начала палеозоя по неоген включительно и является структурой высшего порядка, сопоставимой с областями устойчивых поднятий в пределах платформ, существовавших на протяжении всего фанерозоя.

Панноско-Волынская область, характеризовавшаяся устойчивой тенденцией к более интенсивным нисходящим движениям и интенсивному осадконакоплению, выражена в современном строении развитием Львовского палеозойского и мезозойских прогибов на прилегающей к Карпатам части платформы, более полным и мощным развитием, по сравнению с Западными Карпатами, миоценового Предкарпатского прогиба, большими мощностями флишевых толщ и связанными с этим фактором структурными различиями украинской части Карпат, формированием олигоценового (Кросненского) прогиба в центральной части Флишевого пояса, и, наконец, образованием Закарпатского прогиба. Северо-западным ограничением Панноско-Волынской депрессии является крупнейшая линейная поперечная структура (Балатонско-Волынский линеймент), прослеживающаяся в виде систем разломов (Балатонские, Горнадские, Владимир-Волынский) и других поперечных структур. К юго-востоку по простиранию происходит сужение всех тектонических зон Украинских Карпат в связи с развитием регионального Буковинского поперечного поднятия.

Одной из главных особенностей строения Флишевого пояса Карпат в пределах Украины является развитие в его центральной части глубокого прогиба, выполненного олигоценовыми и отчасти миоценовыми кросненскими отложениями, мощность которых достигает нескольких тысяч метров, что обуславливает общую депрессионную форму пояса, осложненную надвигами. К северо-западу — в Западных Карпатах, так же, как и в Румынских Карпатах, в районе Буковинского

поперечного поднятия этот прогиб замыкается и соответственно меняется их общее строение.

Значительное увеличение мощности флишевых отложений в целом в украинском сегменте Карпат является, видимо, одним из основных факторов, обусловивших значительные различия его строения. Тектонические покровы в этой части отличаются большой мощностью (толщиной), и соответственно поверхности надвигания их быстро погружаются от края надвига на глубину в несколько километров. Надвиги аллохтонных единиц Предкарпатского прогиба и Скибовой зоны Карпат на глубине переходят в единую генеральную поверхность надвигания и они представляют собой в структурном плане, по существу, отдельные элементы общего Внешнекарпатского мегапокрова /4/. Пологие надвиги, с характерными для них тектоническими окнами и полуокнами, имеют по сравнению с Западными и Румынскими Карпатами более ограниченное развитие.

Флишевые Карпаты и Предкарпатский прогиб характеризуются кулисообразным сочленением структурных элементов разного порядка /3,15/. Оно отчетливо прослеживается по распространению главных флишевых покровов, отдельных частных покровов, крупных блоков автохтона во внешней части Предкарпатского прогиба и других структур. Так, основные тектонические покровы Западных Карпат - Магурский, Силезский, Субсилезский - в Украинских Карпатах резко сужаются, имеют подчиненное значение или полностью исчезают (Субсилезский, Магурский покровы). Вместо них появляются новые единицы, приобретающие основное значение - Скибовый, Поркулецкий, Черногорский покровы. В Предкарпатском прогибе получают развитие Бориславско-Покутский и Самборский покровы, лежащие относительно друг друга также кулисообразно. Такая перестройка происходит в пределах широкой полосы, тяготеющей, однако, к Балатонско-Волынскому линейamentу.

Аналогичные соотношения выявлены и в распространении частных покровов Бориславско-Покутской зоны. В автохтонной, Билче-Волицкой зоне кулисообразно развиты крупные блоки основания, разделенные региональными разломами. Каждый из блоков по простиранию их погружается к юго-востоку с опережением или запаздыванием по отношению к соседним. Блоки расположены под острым углом к общему простиранию прогиба и это наводит на мысль, что рассматриваемые особенности пространственного распространения структурных элементов были обусловлены, главным образом, наличием унаследованной системы разломов основания, косо ориентированной по отношению к простиранию частных прогибов альпийского этапа развития.

В истории формирования карпатского сооружения важная роль принадлежит линейным структурам - глубинным разломам. К этой категории, возможно, следует отнести уже упоминавшийся Балатонско-Волынский линейament, который можно определить, как поперечный, секущий, длительно живущий тектонический шов. Как глубинные разломы иного типа рассматриваются Закарпатский (Перипенинский) разлом в области сочленения Внешних и Внутренних Карпат, Предкарпатский и Припанныонский разломы.

Вопросы терминологии, значения и развития глубинных разломов рассматривались одним из авторов в более ранних работах, поэтому здесь целесообразно остановиться только на некоторых вопросах.

Наиболее полное геологическое и геофизическое изучение выполнено в области Закарпатского глубинного разлома. Именно такая трактовка зоны сочленения двух частей Карпатской системы с различной историей развития разделяется сейчас многими исследователями. Слабо аргументировано выделение Предкарпатского глубинного разлома. По существу, кроме чисто логических построений наличие его ничем не обосновано, не говоря уже об определении его пространственного положения. Некоторые косвенные указания на наличие

такой активной зоны можно видеть в наводках экзотических обломков гранитов, диоритов, липаритов и других интрузивных и эффузивных пород в конгломератах миоценовых моласс, а также локальное развитие мощных кислых туфов (чечвинские туфы) в верхнеолигоценовых отложениях Береговой скивы Карпат. Припаннонский глубинный разлом выделяется как тектонический элемент, отделяющий Закарпатский прогиб от Большой Венгерской впадины. Нужно отметить, что пока нет убедительных доказательств длительности его развития, большой протяженности и других критериев, которые позволяли бы считать Припаннонскую зону равнозначной Закарпатскому глубинному разлому.

Для украинской части флишевых Карпат можно наметить несколько общих закономерностей, охватывающих несколько флишевых зон /23,24/. Одна из них заключается в возрастании полноты стратиграфического разреза от внутренних флишевых зон к внешним. Она, кстати, распространяется и на значительную часть Румынских Карпат. Самая внутренняя из них - Раховская (дигитация Чук покрова Чахлау в Румынских Карпатах) сложена только нижнемеловыми, преимущественно неоксомскими, отложениями. В Поркулецкой зоне (восточнее Терешовой) появляются сеноманские горизонты. Еще далее - в Яловичорской подзоне Черногорской зоны - уже есть верхний мел и, возможно, эоцен. В Скуповской подзоне отсутствует лишь олигоцен, а еще далее - в зоне Кросно - появляются уже и нижние горизонты миоцена.

Помимо такой закономерности вкрест простирания флишевых покровов, намечается и вторая закономерность, заключающаяся в возрастании полноты стратиграфического разреза и вдоль простирания покровов, но уже по мере удаления от Мармарошского кристаллического массива. Так, например, в Поркулецком покрове на смену нижнего мела приходят западнее Терешовы комплекс верхнего мела, постепенно погружающиеся под палеогеновые образования, вплоть до олигоценовых мергелей (аналогов кросненских отложений).

Здесь очевидно было влияние на флишенаконпление автономно развивавшегося Мармарошского кристаллического массива и теперь полностью перекрытого шарьяжем его внешнего обрамления, длительное время игравшего важную роль кордильеры, поставившей материал в мел-палеогеновый флишевый и эпиконтинентальный внутренний (Мармарошский) бассейны. Мощные горизонтальные движения с восточной vergentностью, проявившиеся перед поздним альбомом, привели к воздыманию Мармарошской кордильеры и оползанию с нее гигантских блоков-олистолитов, сформировавших многосотметровые олистостры в Украинских (соймульскому) и в Румынских (бучеджену) Карпатах. Видимо, этими же движениями было вызвано региональное глыбовое воздымание и фундамента ближайшего флишевого обрамления, что, однако, не привело к какой-либо серьезной перестройке структурного плана, т.е. к проявлению фазы складчатости во флишевых Карпатах. В районах же, не испытавших такого влияния со стороны консолидированного блока континентальной коры - Мармарошского массива и его обрамления, перманентно продолжалось накопление мощных флишевых толщ, практически лишенных сколько-нибудь крупных перерывов или несогласий в залегании разновозрастных комплексов.

Влияние этого блока в сторону платформенного обрамления постепенно ослабевало, но его следы еще улавливаются по разрезам позднего мела и палеогена в зонах Аудия (Черногорской) и Теляжен. Особо сильно оно, но уже с превалирующе развитой горизонтальной составляющей, проявилось в начале миоцена, в эпоху шарьяжирования флишевого пояса, что уже отмечалось выше.

Отмеченные особенности развития флишевых Карпат, вероятно, следует учитывать при выборе критериев тектонического районирования всей Карпатской дуги, так как одна и та же структурно-фацциальная зона вдоль простирания претерпевает существенно иной характер тектонического развития. Это обстоятельство накладывает

определенные ограничения на универсальность принципа тектонического районирования по времени проявления складчатости, если выполнять такое районирование по очень узким временным интервалам геологической истории, без определенной ее схематизации.

Большая часть Внутрикарпатской области в пределах Украины, как уже отмечалось, перекрыта наложенным неогеновым Закарпатским прогибом. Строение основания прогиба пока недостаточно изучено. Вместе с тем, по материалам буровых скважин можно заключить, что оно значительно отличается от строения прилегающей области Центральных Западных Карпат. Вопреки широко распространенным взглядам здесь, очевидно, не имеют продолжения ни структуры Гемерид, ни Татранско-Вепорская система. Установлено, что уже в пределах Восточно-Словацкой впадины, примыкающей к Закарпатскому прогибу, происходят значительные изменения в донеогеновой геологической структуре. Такие изменения, по М.Магелу, происходят восточнее поперечного Горнадского разлома. В Восточной Словакии резко изменяется простирание всех структурных элементов с северо-восточного на юго-восточное, при этом они ограничиваются, очевидно, с юго-востока системой региональных разломов северной Венгрии (линия Балатона). Между Пенинской зоной и Татранскими элементами в Восточно-Словацком регионе появляются новые единицы — структура Гуменских гор, сложенная мезозоем, и Поздишовско-Инячевский палеозойский блок. Последний прослежен скважинами и на территории Украины в районе Ужгорода. Мезозой Гуменского блока относят к самым внешним краевым единицам системы Внутренних Западных Карпат, возможно, более внешним, чем Татранская область. Верхний палеозой Поздишовско-Инячевского блока также не имеет аналогов в Западных Карпатах. В основании Закарпатского прогиба выявлена полоса развития мощной терригенно-карбонатной меловой толщи (кричевская серия), занимающая более внешнее положение по отношению к верхнепалеозойскому блоку и также не сопоставляющаяся с

разрезами Западных Карпат. Кричевская серия, включающая верхне-меловые отложения, подверглась интенсивной складчатости, возраст которой определяется как граница мела и палеогена, то есть соответствует ларамийским движениям. Мощное проявление этих движений является одной из основных особенностей строения и развития рассматриваемого региона. Под неогеном Закарпатского прогиба скрыты структурные соотношения Западных и Румынских Внутренних Карпат и дальнейшее изучение основания прогиба имеет важнейшее значение для понимания строения всей Карпатской системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Карпаты вместе с Альпами, по мнению известного швейцарского тектониста профессора Ральфа Тримпи, принадлежат к числу наиболее хорошо изученных складчатых поясов мира. На нашей планете не так много найдется горных цепей, с такой детальностью разбуренных системой поперечных профилей глубоких и сверхглубоких скважин, как Карпаты (особенно их украинская часть). Именно здесь пробурена скважина глубже 7,5 км — Шевченко-І, долгое время бывшая самой глубокой скважиной в Европе. Здесь же отработано и несколько профилей ГСЗ-КМПВ, часть из которых выполнялась по реализации международных программ.

Авторский коллектив считает, что составленная ими тектоническая карта Украинских Карпат отражает современный уровень представлений о тектонике этой сложной горной складчатой области и полагает, что карта будет полезна не только для геологов, приступающих к ее изучению, но и для широкого круга специалистов, уже давно ведущих здесь разнообразные тематические, научно-исследовательские или поисково-разведочные работы на различные виды полезных ископаемых. Вполне вероятно, что карта будет представлять и определенный методический интерес для специалистов, работающих в других горно-складчатых системах нашей страны и за ее пределами, как первая попытка картографического изображения сложной многоярусной покровно-складчатой структуры одного из интереснейших районов Альпийского пояса Европы в среднем масштабе.

Изученный и отображенный на карте фактический материал, характеризующий современный тектонический лик лишь одного из небольших сегментов Карпатской дуги, конечно же, недостаточен для обоснованного суждения о ее природе, то есть о причинах и механизме формирования ее складчато-покровной структуры. Для этой цели

необходим анализ Карпато-Балканской и Альпийско-Динарской складчатых систем в целом, которые образуют огромную почти кольцевую моновергентную (но развернутую по кольцу в разные стороны) структуру, обрамляющую Паннонский срединный массив (или межгорную впадину) и далеко надвинутую на прилегающие древнюю и молодые платформы. Но даже анализ геологического развития только украинской части горной страны, сохраняющей основные черты строения всей Карпатской дуги, позволяет хотя бы в декларативной форме выразить отношение большинства авторского коллектива настоящей записки и карты к уже имеющимся представлениям о механизме и причинах возникновения общего складчато-покровного стиля структуры.

Не касаясь уже оставленных представлений о механизме формирования покровных структур, остановимся лишь на тех, которые выдвинуты в последние 20-25 лет или еще раньше, но имеющих своих приверженцев и в настоящее время.

Одним из них является представление о "саморазвитии" Карпат, как автономной геосинклинальной области, практически независимой от развития платформенных обрамлений. Основная причина всей совокупности тектонических процессов, протекавших здесь от заложения геосинклинального трога до его инверсионного воздымания, складчатости и покровообразования, усматривается в автономном характере глубинных процессов, а складко- и покровообразование принимаются как прямое следствие вертикального поднятия всей области в орогенный этап ее развития. Таким образом, на первое место здесь выдвигается гравитационный механизм формирования складчато-покровной структуры Карпат. Непременным условием такого механизма является существование как зоны гравитационного "сकुчивания" (в депрессиях), так и зоны гравитационного "соскальзывания" или "сползания" (на поднятиях) осадочных и других толщ горных пород в геосинклинальной области.

Зоны многоярусного нагромождения отложений в орогенный этап развития Карпат — факт установленный, широко известный и сомнений сейчас не вызывает. Морфология таких ярусов складок, разделенных плоскостями надвигов, часто имеет типичный гравитационный облик. Однако это обстоятельство не исключает и другого механизма их формирования. Они могут быть следствием не вертикального воздымания (я природа их — не гравитационная в "чистом виде"), а результатом общего тангенциального сжатия и иметь, таким образом, тектонически-гравитационное происхождение, что, однако, не признается сторонниками рассматриваемой концепции. Гораздо сложнее обстоит дело с выделением реальных зон гравитационного соскальзывания. Их практически нельзя обнаружить ни в одной из зон. А в наиболее хорошо изученном (в том числе глубоким бурением и сейсморазведкой) Бориславско-Покутском покрове Предкарпатского прогиба, где лучше, чем в каких-либо других покровах, выражена "ярусность" скучивания флишевых и молассовых отложений, закономерное (градиентное) изменение мощности, например, менилитовой свиты олигоцен, давно используется для структурных, палеотектонических и некоторых других построений, имеющих прикладное значение. Конечно, нельзя полностью отрицать факт определенного утонения мощности тех или иных толщ и явлений будинажа при сложном процессе складкообразования и движения покровных пластин. Тем не менее, убедительными данными для признания определяющей роли гравитационного механизма при формировании структуры Карпат пока никто из исследователей не располагает.

Давно выдвинутая и особенно активно развиваемая у нас в последние годы Б.С.Зейликом концепция ударно-взрывной тектоники предлагалась этим и другими исследователями и для объяснения природы Динарско-Карпатской кольцевой структуры. При этом Паннонская впадина предположительно считается взрывным кратером, а вся структура этого региона — гиабломой. По нашему представлению, эта

гипотеза механистична, она не учитывает тесной пространственно-временной связи формирования покровно-надвиговых структур со всей доорогенной историей развития геосинклинальных областей. Дугообразные или кольцевые структуры в этом аспекте ничем принципиально не отличаются от прямолинейных горных цепей, к происхождению которых механизм ударно-взрывной тектоники не может быть применен с любых позиций. При этом явным несоответствием фактам является утверждение сторонников этой концепции о вовлечении в многоярусные надвиговые нагромождения тектонических пластин, в составе которых участвуют также и платформенные основания со своими чехлами.

Именно повсеместно наблюдаемые резкие (контрастные) различия в структуре, непосредственно примыкающих друг к другу платформенных и геосинклинальных областей о принципиально ином строении их оснований и чехлов, служат краеугольным камнем для многих других теорий, объясняющих происхождение складчатости и покровов горных цепей.

Наибольшую популярность, как известно, сейчас получила концепция литосферных плит, которую с большим успехом применяют во всем мире для объяснения практически любых геоструктурных элементов океанов и континентов. Однако многочисленные, подчас исключавшие одна другую, попытки приложения идей этой концепции к объяснению структуры Карпато-Балкано-Динарского региона не могут быть признаны убедительными. С позиций этой гипотезы гораздо труднее, чем с каких-либо других позиций, объяснить феномен кольцевых складчато-покровных структур с моновергентным расположением во все стороны геосинклинальных толщ на подвинутые под них платформенные обрамления. При этом такой подвиг вырисовывается также со всех сторон, с характерным "центроостремительным" движением литосферных плит.

Очень интересная полиморфно-адвекционная модель природы

Карпат, базирующаяся на гипотетической идее зарождения в палеогене в глубоких горизонтах мантии в Паннонской межгорной впадине автономного источника тепла и возникновения тепловой конвекционной ячейки, исходящая ветвь которой обусловила растяжение коры в центре астенолита и сжатие ее у края консолидированной платформы - как и все другие гипотезы автономного "саморазвития" локальных участков земной коры, не кажется нам универсальной и тесно связанной с развитием Земли в целом, как основной части солнечной системы.

Наиболее перспективной нам представляется возрождаемая сейчас на новом теоретическом уровне работами В.П. Казаринова, П.Н. Кропоткина, Л.В. Ларионова, Е.Е. Милановского и некоторых других геологов, гипотеза о пульсационном характере развития Земли, при котором происходит чередование эпох преобладания глобального растяжения и эпох преобладания глобального сжатия, вызванных соответствующим изменением радиуса Земли. В соответствии с этой гипотезой покровный стиль структуры Карпат с повсеместным надвижением в сторону платформы может являться пассивным следствием проявления горизонтальной составляющей погружения платформенных обрамлений в эпоху преобладания глобального сжатия с уменьшением радиуса Земли. Таким образом, происходит давно установленное явление поддвига платформ под геосинклинальные неконсолидированные образования, но не путем их горизонтального перемещения, а погружения по зонам глубинных разломов, ограничивающим такие плиты. Уменьшение общей площади поверхности земной коры приводит к складко- и покровообразованию в этих неконсолидированных областях, а моновергентность покровной структуры предопределена большей скоростью (и размахом) погружения громадных масс коры и мантии молодых и древней платформ, по сравнению с погружением ничтожного по массе Паннонского срединного массива, занимающего тыльное положение по отношению к возникающей горной цепи. При таком подходе

легко объяснить гравитационный облик покровов Предкарпатского прогиба как краевых структур геосинклинали в условиях перманентного погружения платформенного обрамления. Этот гравитационный тектогенез уже не является первопричиной складчатости и покровообразования, а лишь неизбежным следствием тангенциальной составляющей напряжений, возникающих при сокращении поверхности и объема Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беэр М.А., Бызова С.Л., Маслакова Н.И. Геологическое строение Близницкой подзоны Флишевых Карпат. М., Вестн. МГУ, Геология, № 4, 1971, с.41-51.

2. Бойко А.К. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Изд-во Львов. ун-та, 1970, 244 с.

3. Буров В.С., Глушко В.В. Пространственные соотношения покровных структур флишевого пояса Карпат и краевого прогиба. Тектоника и стратиграфия, вып.14, 1978, с.19-23.

4. Буров В.С., Глушко В.В., Досин Г.Д. Об амплитуде горизонтального перемещения флишевого комплекса Украинских Карпат. Геотектоника, № 5, 1980, с.51-58.

5. Буров В.С., Глушко В.В., Шакин В.А., Шпак П.Ф. К вопросу о северо-восточной границе распространения флиша в Предкарпатском прогибе. Геол. журн., т.29, № 3, 1969, с.3-12.

6. Буртман В.С., Рудаков С.Г. О структурном положении гнейсов Мармарошского массива в Чивчинских горах (Восточные Карпаты). Докл. АН СССР, т.245, № 5, 1979, с.1184-1187.

7. Бызова С.Л., Беэр М.А. Основные особенности тектоники советской части Флишевых Карпат. Геотектоника, № 6, 1974, с.81-96.

8. Бызова С.Л., Маслакова Н.И., Рудаков С.Г. О складчатости и надвигах мелового возраста в Восточных Карпатах. Геотектоника, № 2, 1983, с.71-78.

9. Вульчин Е.И., Гофштейн И.Д., Круглов С.С. Новые находки гранитоидов во флише и молассах Карпат. В кн.: Вопросы геологии нефтегазоносных районов Украины. Тр.

УкрНИГРИ, вып.3, 1963, с.263-282.

10. В я л о в О.С. Стратиграфия моласс Предкарпатского прогиба. Киев, Наук. думка, 1965, 211 с.

11. Г а б и н е т М.П., К у л ь ч и ц к и й Я.О., М а т - к о в с к и й О.И. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Львов, Вища школа. 1976, 200 с.

12. Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов масштаба 1:200 000 (под редакцией В.А.Шакина). Киев, ГКИ КГЭ тр. "Киевгеология", 1977, 6 л.

13. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат (под ред. В.В.Глушко и С.С.Круглова). Недра, 1971, 392 с.

14. Глубинные геологические срезы западных областей Украины (в связи с перспективами нефтегазоносности). Объяснительная записка к геологическим картам территории западных областей Украины на срезах - 3000, -5000 и -7000 м масштаба 1:500 000, под ред. В.В.Глушко. Мин-во газов. пром. СССР, Мингео УССР, Киев, 1980, 124 с.

15. Г л у ш к о В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. Недра, 1968, 264 с.

16. Г л у ш к о В.В., К р у г л о в С.С. Главнейшие особенности тектоники и развития Украинских Карпат. ВИЭМС. Общая и региональная геология, геологическое картирование. Обзорная информация. 1979, 55 с.

17. Г у р ж и й Д.В. Литология моласс Предкарпатья. Киев, Наук. думка, 1969, 202 с.

18. Д а б а г я н Н.В., К у л ь ч и ц к и й Я.О., Л о з н я к П.Ю. К геологии новой структурно-фацальной единицы южного склона Украинских Карпат. Бюлл. НТИ, проблемы нефтегазоносности УССР, вып.4. Сер. геол., методы поисков и разв. м-ний нефти и газа, ОНТИ ВИЭМС, № 7, 1969, с.46-49.

19. Д а н и ш В.В. Геологія західної частини південного схилу Українських Карпат. Київ, Наук.думка, 1973, 118 с.

20. К р у г л о в С.С. О природе Мармарошских утесов Советских Карпат. Геол. сб. Львов. геол. общ-ва, 1965, № 9, с.41-54.

21. К р у г л о в С.С. Геологическое районирование Украинских Карпат. В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление региональных и поисковых работ на нефть и газ в Украинских Карпатах. Львов, УкрНИГРИ, 1973, с.5-9.

22. К р у г л о в С.С. Принципы тектонического районирования Украинских Карпат и их основные структурные элементы. В кн.: Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах Украинских Карпат. Киев, Наук. думка, 1977, с.5-13.

23. К р у г л о в С.С. Роль Мармарошского кристаллического массива в альпийской истории Карпат. Резюме XII конгресса КЕГА, Бухарест, 1981, с.187-188.

24. К р у г л о в С.С. О влиянии Мармарошского кристаллического массива на развитие Флишевых Карпат. В сб.: Геология Советских Карпат. Киев, Наук. думка, 1984. с.105-114.

25. К р у г л о в С.С., С м и р н о в С.Е. Некоторые дискуссионные вопросы геологии Украинских Флишевых Карпат. Геол. журн., 1981, т.41, № 3, с.38-48.

26. К р у г л о в С.С., Тарасенко В.И. О природе брахисинклинальных складок Карпат. ДАН СССР, 1982, т.267, № 1, с.170-174.

27. К р у г л о в С.С., Тарасенко В.И. Брахисинклинальные складки Советских Карпат. Геол. журн., 1984, вып.2, с.28-37.

28. М е р л и ч Б.В., С п и т к о в с к а я С.М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья. В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов, т.2. Львов, 1974, 190 с.

29. Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах Украинских Карпат. (Ред. В.В.Глушко и С.С.Круглов). Киев, Наук. думка, 1977, 176 с.

30. П е т р а ш к е в и ч М.И. Геологическое строение и нефтегазоносность Закарпатского внутреннего прогиба. Тр. УкрНИГРИ, вып.21. М., Недра, 1968, с.94-119.

31. Р о б и н с о н В.Н. Очерк геологического строения Буковинских Карпат, Учен. записки Черновицкого ун-та, т.XXIV, сер. геол.наук, 1959, вып.2, с.25-48.

32. Р у д а к о в С.Г. О древнейшем вулканизме в Советских Карпатах. Докл. АН СССР, 1964, т.155, № 2, с.340-342.

33. Р у д а к о в С.Г. Домезозойская история Мармарошского массива Восточных Карпат. Вестн. МГУ, геология, 1975, № 2, с.32-44.

34. С в и р и д е н к о В.Г. Тектоническое районирование донегенового фундамента Закарпатского прогиба. Геол. сб. Львов. геол. общ-ва, 1976, № 15, с.38-43.

35. С в и р и д е н к о В.Г. Структура миоценового чехла (Закарпатского внутреннего прогиба). В кн.: Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах Украинских Карпат. Киев, Наук. думка, 1977, с.62-63.

36. Тектоническая карта Карпато-Балканской горной системы и прилегающих областей масштаба 1:1000 000. Геол. ин-т им.Д.Штурга, Братислава, КНЕСКО, Париж, 1973 (ред.М.Магел), 9 л.

37. У т р о б и н В.Н., В и ш н я к о в И.Б., К а р п е н ч у к Ю.Р. Тектоника Внешней зоны Предкарпатского прогиба в свете новых материалов сейсморазведки и бурения. В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. 1974, вып.9. Львов, УкрНИГРИ, с.36-43.

38. Х а и н В.Е., Б ы з о в а С.Л., Р у д а к о в С.Г., С л а в и н В.И. О покровной структуре Раховского массива (Восточные Карпаты). Вестн. МГУ, Геология, 1968, № 5, с.13-24.

39. Х а и н В.Е., С л а в и н В.И. Принципы тектонического районирования Карпато-Балканской складчатой области. В кн.: Материалы УП съезда КЕГА, Киев, Наукова думка, 1967, с.156-186.

40. Чекунов А.В., Ливанова Л.П., Гей -
ко В.С. Глубинное строение земной коры и некоторые особенности
тектоники Закарпатского прогиба. Сов.геология, 1969, № 10, с.57-68.

41. Leško B. Geologická mapa ČSSR, 1:200000. Snina, ÚUG,
Praha, 1964.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА УКРАИНСКИХ КАРПАТ
Объяснительная записка

Редактор С.С.Круглов
Технический редактор М.А.Калащук
Корректор А.П.Климова

Подписано в печать 08.07.1986 г.
Формат 60 х 84 1/16. Бумага писчая.
Офсетная печать. Усл.печ.л. 8,83.
Уч.-изд.л. 9,5. Тираж 1000 экз.
Заказ № 3441. Цена 60 к.

Министерство геологии СССР
Центральная тематическая экспедиция
Геолого-картографическая партия
г.Киев-24, ул.Чекистов, 8